

ისტორიული გეოლოგია

წიგნი II

ივანე ჯავახიშვილის სახელობის
თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტი

წინო მრეველიშვილი

ისტორიული გეოლოგია

წიგნი II

(გეოლოგიური კარტოგრაფია)



თბილისის
უნივერსიტეტის
ბაზოგმარეოგრაფია

წიგნი თბილისის უნივერსიტეტის გამომცემლობის მიერ 2003 წელს გამოქვეყნებული „ისტორიული გეოლოგიის“ (წიგნი I. შესავალი. პრეკამბრიული. პალეოზოური) უშუალო გაგრძელებაა და ეძღვნება დედამიწის ქერქის ევოლუციის ორი უკანასკნელი ერის – მეზოზოურისა და კაინოზოურის – განმავლობაში მიმდინარე გეოლოგიურ პროცესებს. მეზოზოური და კაინოზოური ჯგუფის თითოეული სისტემისადმი მიძღვნილ ნაკვეთში გადმოცემულია სისტემის გამოყოფის მოკლე ისტორია, საზღვრების დადგენის უმთავრესი კრიტერიუმები, სტრატოგრაფიული დანაწილების უახლესი სქემა, ორგანული სამყაროს უმნიშვნელოვანესი ტაქსონების ევოლუციის ეტაპები, ნალექების გაერელება და ხასიათი, პალეოტექტონიკური და მაგმატური პროცესები, პალეოგეოგრაფიული გარდაქმნები, კლიმატური პირობების პლანეტარული მასშტაბის ცვლილებები.

წიგნის ბოლო გვერდებზე მოცემული მოკლე ბიბლიოგრაფიული ცნობარი და საძიებლები (საგნებისა და ცნებების, ლათინური ტერმინების, პირთა) „ისტორიული გეოლოგიის“ I და II წიგნის ერთიან დანართს წარმოადგენს.

რეცენზენტები: საქართველოს მეცნიერებათა აკადემიის

წევრ-კორესპონდენტი დ. შენგელთა

გეოლოგიურ-მინერალოგიურ მეცნიერებათა

დოქტორი, პროფესორი გ. ლონდაძე

მეორე წიგნის წინასიტყვა

ისტორიული გეოლოგია (წიგნი II. მეზოზოური. კაინოზოური) 2003 წელს გამოქვეყნებული „ისტორიული გეოლოგიის“ I წიგნის (შესავალი. პრეკამბრიული. პალეოზოური) უშუალო გაგრძელებას წარმოადგენს. ამ გარემოებამ ისტორიული გეოლოგიის კურსის შინაარსის უწყვეტი გადმოცემის გარდა, ორივე წიგნის ძირითადი ტექსტის გვერდების საერთო პაგინაციაშიც პოვა ასახვა (I წიგნი – 257 გვ.). ამ გზით შესაძლებელი გახდა ორ წიგნად გამოცემული მთლიანი კურსის ერთიანი საძიებლებით (ავტორთა, საგანთა და ცნებების, ლათინური) და ბიბლიოგრაფიით აღჭურვა. მართალია, მეორე წიგნის ბოლო გვერდებზე მკითხველისათვის შეთავაზებული ბიბლიოგრაფიული ცნობარი საგანგებოდ შერჩეული მხოლოდ ხუთიოდე ქართული და, ძირითადად, რუსულენოვანი ისტორიულ-გეოლოგიური ლიტერატურის (სახელმძღვანელოების, სამეცნიერო ნაშრომების) ძალიან შეზღუდულ ჩამონათვალს წარმოადგენს, დაინტერესებულ სტუდენტს ის მაინც გამოადგება გზამკვლევად ასწლეულების განმავლობაში არაერთი თაობის ქართველ და არაქართველ მეცნიერთა მოღვაწეობის შედეგად შექმნილი სამეცნიერო ლიტერატურის უზომოდ ვრცელ ნუსხაში მისთვის საინტერესო პუბლიკაციის მოსაძიებლად.

ნინო მრეველიშვილი

მეზოზოური

მეზოზოური ჯგუფი (ერათემა) სამ სისტემად არის დანაწილებული: ტრიასული, იურული და ცარცული. მათი შესაბამისი პერიოდების საერთო ხანგრძლივობა 165-173 მლნ წელს შეადგენს. ყველაზე ხანმოკლე იყო ტრიასული პერიოდი - 40-45 მლნ წელი; იურული პერიოდის ხანგრძლივობას 55-58 მლნ წელს ანგარიშობენ, ცარცული პერიოდი 70 მლნ წელს გრძელდებოდა მეზოზოური ერა 230±10 მლნ წლის წინ დაიწყო, ხოლო ცარცული პერიოდის დასრულებიდან დღემდე 65±5 მლნ წელი გავიდა. ამით დასრულდა ჩვენი პლანეტის გეოლოგიური ისტორიის კიდევ ერთი შნიშვნელოვანი ეტაპი - მეზოზოური ერა - დიდი ქვეწარმავლებისა და ნამდვილი ამონიტების ბატონობის ხანა, და დაიწყო მისი უახლესი მონაკეთი - კაინოზოური ერა.

ცენტრალურ ევროპაში მეზოზოური ჯგუფის ქანები საკმაოდ მშვიდ ტექტონიკურ პირობებში, მეტწილად აუშლელად არიან განლაგებული, მათ თითქმის არ შეეხებიათ მეტამორფიზმი, ამასთან, ნალექები საკმაოდ მდიდარ და მრავალფეროვან განამარხებულ ფლორასა და ფაუნას შეიცავენ. უთუოდ, ეს იყო იმის ერთ-ერთი ძირითადი წინაპირობა, რომ გეოლოგიის კლასიკურ ქვეყნებში (ინგლისი, გერმანია, საფრანგეთი) მეზოზოური ნალექების კვლევა სხვა ჯგუფებზე რამდენადმე უფრო ადრე დაიწყო. უკვე 1822 წელს ა. ჰუმბოლდტი¹ გერმანიაში, ინგლისში კი უ. კონიბიტი² და უ. თილიპსმა³, საუფლებელი ჩაუყარეს მეზოზოური ნალექების სტრატეგრაფიული დანაწილების საქმეს. ათიოდე წლის შემდეგ კი უკვე თითქმის მთლიანად იყო ჩამოყალიბებული მეზოზოური ერატიემის სამივე სისტემის დაბალი რანგის სტრატეგრაფიულ ერთეულებად (სექციებად, სართულებად) დანაწილების სქემები.

ტრიასული სისტემა

ტრიასული სისტემის გამოყოფა. 1831 წელს ე. ომალის დ'ალუამ ნალექები, რომელთაც ახლა ტრიასულ სისტემას მიაკუთვნებენ - იმ დროის გერმანელი გეოლოგებისათვის კარგად ცნობილი ქრელი (წითელი) ქვიშაქვები, ნიჟარებიანი კირქვები და ფერადი მერგელები (მწ. კვიპერი), ერთ სისტემად გაერთიანა და ამ სისტემას კეიპერი⁴ უწოდა. სამი წლის შემდეგ კი გერმანელმა გეოლოგმა ფ. ალბერტიმ მისი წინამორბედის მიერ კვიპერის სახელით აღწერილი ნალექებისადმი მიძღვნილი ვრცელი ნაშრომი - „მონოგრაფია ქრელი ქვიშაქვების, ნიჟარებიანი კირქვებისა და კვიპერის შესახებ და მათი ერთ ფორმაციად გაერთიანება“, გამოაქვეყნა (1834 წ.). მონოგრაფიის დისკვნიტ ნაწილში ავტორი აღნიშნავს, რომ ქრელი ქვიშაქვის, ნიჟარებიანი კირქვებისა და კვიპერის ამარხი ორგანიზმები იმდენად ახლოს დგანან ერთმანეთთან, რომ აუცილებელია სამივე ფორმაციის ერთ სისტემად გაერთიანება. ფ. ალბერტიმ ამ სისტემას ტრიასული უწოდა, მიუხედავად იმისა, რომ მასზე სამი წლით ადრე, როგორც უკვე ვთქვი, ე. ომალის დ'ალუამ იგივე ნალექები კვიპერის სახელით აღწერა. და მაინც, გეოლოგიურ ლიტერატურაში ძალიან მალე სისტემის სახელად დამკვიდრდა ტრიასული. ამის მიზეზი კი, უთუოდ, ის იყო, რომ თვით ე. ომალის დ'ალუაზე ათი წლით ადრე ლეოპოლდ ფონ ბუხმა⁵ კვიპერი ტრიასული სისტემის ზედა სექციის (ზედა ტრიასულის) ქანების კომპლექსს - „ფერად მერგელს“ უწოდა. ბუნებრივია, ამ სახელწოდების ახალი შინაარსით (მთელი სისტემის მოცულობით) გამოყენება გარკვეულ უხერხულობას იწვევდა და ამიტომაც უპირატესობა მიანიჭეს ტრიასულს, რომელიც ამავე დროს კარგად ასახავდა სისტემის აგებულებაში სამი, ერთიმეორისგან ფაქციურად მკვეთრად განსხვავებული სექციის არსებობის ფაქტს გერმანიის ტერიტორიაზე.

¹ ა. ჰუმბოლდტი (A.v. Humboldt 1769-1859). ცნობილი გერმანელი ბუნებისმეტყველი, სახელმანათლებლო გერმანელი გეოლოგი - აბრამ კერნერის ერთ-ერთი გამოჩენილი მოწაფე.

² უ. კონიბიტი - ასე უწოდებენ გერმანელზე ფერად მერგელს. კვიპერი უცვლელად დამკვიდრდა გეოლოგიურ ლიტერატურაში როგორც გერმანული ტიპის ტრიასის ზედა სექციის სახელწოდება.

³ ლეოპოლდ ფონ ბუხი - (Buch v., 1774-1859), ცნობილი გერმანელი ბუნებისმეტყველი, აბრამ კერნერის ერთ-ერთი გამოჩენილი მოწაფე.

ტრიასული სისტემის ფაციესები. პერიული ტექტონიკურ-მაგმატური პროცესებით გამოწვეულმა პალეოგეოგრაფიულმა ცვლილებებმა, ბუნებრივია, ასახვა ჰპოვეს არამხოლოდ კარბონულ-პერმის, არამედ ტრიასული პერიოდის ნალექდაგროვების პროცესების მიმდინარეობაშიც. გავიხსენოთ, რომ ტრიასული პერიოდის დასაწყისისთვის ჩამოყალიბდა ორი სუპერკონტინენტი – ლავრაზია და გონდვანისი, რომელთაც პერიული ოროგენეზის შემდეგ რამდენადმე შემცირებული ხმელთაშუა ზღვის ოროგენი (პალეოტეთისი) ჰყოფდა. ტრიასული პერიოდიდან მოყოლებული ამ უკანასკნელს მუზოტეთისის, ან უბრალოდ ტეთისის სახელით მოიხსენიებენ. გვიან პალეოზოურში დაწყებული რეგრესია ტრიასულ პერიოდშიც გაგრძელდა. ამიტომ ტრიასული ერთ-ერთი გეოკატული მონაკვეთია დედამიწის გეოლოგიური ისტორიისა. სუპერკონტინენტებზე ფაციესების განაწილების კანონზომიერებათა საერთო სურათი ნათულპყოფს, რომ მთელი ტრიასულის განმავლობაში საგრძობლად არის გაზრდილი ხმელეთის ფართობი. ამის გამოა, რომ როგორც გონდვანისზე, ისე ლავრაზიის ტერიტორიის ფარგლებში ტრიასული ასაკის ნალექები ან საერთოდ არ არის ცნობილი, ან კონტინენტური ფაციესებით, მეტწილად ლავუნურ-კონტინენტური ნახშირბადი წყებებით, სხვა შემთხვევაში არიდული, ფერადი ფაციესის ქანების კომპლექსით არის წარმოდგენილი. ზღვა მხოლოდ დროგამოშვებით ქუთარავდა კონტინენტის დადაბლებულ ნაწილებს. ამავე დროს ოროგენულ სარტყლებში გაშლილი ზღვის საკმაოდ მრავალფეროვანი ფაციესის კარბონატული და ტერიგენული ქანების დაგროვება მიმდინარეობდა. მათთვის ნიშანდობლივია დიდი სისქეები, ნორმული ზღვის ბინადართა განამარბებული ნაშთები და თითქმის უწყვეტი, უხარვეზო სელიმენტაცია დასავლურ ევროპაში ფაციესების ამგვარი განსხვავება ძალიან მკაფიოა და ამ ფაქტმა იმთავითვე მიიქცია მკვლევართა ყურადღება. ცენტრალური ევროპისათვის ნიშანდობლივია ტრიასული პერიოდის კონტინენტური ფაციესები. ასეთია, კერძოდ, ტრიასული გერმანიაში, სადაც ზღვიური ფაციესები მხოლოდ შუა ტრიასულში აღინიშნება, ქვედა და ზედა ტრიასული კი თითქმის მთლიანად სუბაერული კონტინენტური ნალექებით არის წარმოდგენილი. გავრცელება ამგვარი ხასიათის ტრიასულისა გერმანიის გარდა სხვა რეგიონებშიც საკმაოდ დიდია. როგორც გერმანიაში, ისე სხვაგანაც ასეთი ფაციესებით წარმოდგენილ ტრიასულს, ჩვეულებრივ, გერმანული ტიპის ტრიასულის სახელით მოიხსენიებენ. აღკუთრი ტიპის ტრიასული გამლელი ზღვის, დიდი სისქის, ნორმული მარილიანობის აუზების ბინადართა ნაშთებით მდიდარი ნალექები, თვით ალპების გარდა, ხმელთაშუა ზღვის ოროგენულ სარტყელში ფართოდ არის გავრცელებული გიბრალტარიდან მოყოლებული დასავლურ ინდონეზიამდე (ალპები, კარპატები, ყირიმ-კავკასია, მცირე აზია, ირანი, აელანეთი, ჰიმალაი, ტიბეტი და ა.შ.).

ტრიასული სისტემის საზღვრები. ტრიასული სისტემის ქვედა საზღვარი ამავე დროს ორი მაღალი რანგის სტრატეგრაფიული ერთეულის – პალეოზოური და მეზოზოური ერთეულების (ჯგუფების) მიჯნაცაა. მთლიანობაში აღებული მეზოზოური ფლორაცა და ფაუნაცა მნიშვნელოვნად განსხვავდება ტიპური პალეოზოური ფლორისტული და ფაუნისტური კომპლექსებისაგან. თუ მეზოზოურისთვის ქვეწარმავლებისა და ნამღვილი ამონიოდების (ამონიტების) ბატონობაა ნიშანდობლივი, პალეოზოურს სრულიად მართებულად შეიძლება ეუწოდოთ გვიმრებისა და ტრილობიტების ერა. აქვე ისიც უნდა გავიხსენოთ, რომ ამ ორი ერის მიჯნაზე გადაშენდა არაერთი მაღალი რანგის პალეოზოური ტაქსონი – ფუზულინები, ტაბულატორიდების ბევრი გვარი, რუგოზები, პროდუქტიდები, გონიატიტები, ტრილობიტები და ა.შ. და მანც, მიუხედავად ორგანული სამყაროს ასეთი თვალსაჩინო, მკაფიო განსხვავებისა, მხოლოდ პალეონტოლოგიურ მეთოდზე დაყრდნობით ამ ორ სტრატეგრაფიულ ერთეულს, პალეოზოურსა და მეზოზოურს შორის საზღვრის საკითხის ერთნიშნად გადაჭრის ყველასათვის მისაღები კრიტერიუმის დადგენა საკმაოდ რთულია. საქმე იმაშია, რომ ამ მიჯნაზე ფლორისა და ფაუნის ცეცა საკმაოდ ხანგრძლივი დროის განმავლობაში მიმდინარეობდა შუა პერმულიდან მოყოლებული ტრიასული პერიოდის დასასრულამდე და, ამრიგად, კატასტროფული ხასიათისა ეს პროცესი სულაც არ იყო. ამასთან, ორგანული სამყაროს ყველა ჯგუფში პალეოზოური ტაქსონების შეცეცა მეზოზოური ფლორისა და ფაუნის წარმომადგენლებით ერთდროულად როდი მოხდა. ფუზულინიდები ტრიასულში აღარ გადადიან, სპიროფერიდებმა კი იურულამდეც კი მიაღწიეს, ტრიასული ზღვებისათვის ყველაზე ნიშანდობლივი

ცერატიტების პირველი წარმომადგენლები პალეოზოურის დასასრულს გამოჩნდნენ, სტეგოცე-
ფალების ზოგი წარმომადგენელი, კერძოდ, ლაბირინთოდონტები ტრიასულ პერიოდში ჭერ კიდევ
არსებობდნენ. რაც შეეხება მცენარეთა სამეფოს, მეზოფიტური მცენარეულობა საბოლოოდ მხო-
ლოდ ტრიასული პერიოდის დასასრულისათვის (ნორიულ საუკუნეში) ჩამოყალიბდა, თუმცა მეზო-
ზოური ფლორის ელემენტები უკვე გვიანი პერმულიდან ჩნდებიან. ამრიგად, უწყვეტ უხარეზო
ჭრილებში, სადაც ფაუნისტური კომპლექსების ცეკა პერმელისა და ტრიასულის მიწაზე თან-
დათანობით მიმდინარეობს, ფაქტიურად, არ არსებობს ამ ორი სისტემის გამოჩენის მკაფიო,
ობიექტური, ბუნებრივი კრიტერიუმი. საზღვარი პერმულ და ტრიასულ სისტემებს შორის შეიძლება
შვედარაოთ მიწას წელიწადის დროებს შორის – თუმცა განსხვავება ზაფხულსა და შემოდგომას
შორის საკმარის მკაფიოა, მაინც მათი ბუნებრივი საზღვრის დადგენა შეუძლებელია და ზაფხულის
დასასრულად და შემოდგომის დასაწყისად პირველი სექტემბერი მხოლოდ პირობითად არის
აღიარებული. სწორედ ამგვარადვე პირობითია საზღვარი პალეოზოურსა და მეზოზოურს შორის.
ასეთ შემთხვევაში გეოლოგები კორელაციისათვის მოხერხებულსა და ყველასათვის მისაღებ პირობით
დონეს აძლევენ უპირატესობას. პიმლაებში, სადაც პერმულ-ტრიასულის კარგად ცნობილი, ფაუნით
საკმარის მდიდარი და მაღალ დონეზე შესწავლილი ჭრილებია, სხვადასხვა ქვეყნის გეოლოგთა შე-
თანხმების საფუძველზე ტრიასული სისტემის ქვედა საზღვრად მიჩნეულია *Otoceras woodwards*-ის
ცერატიტული ზონის საგები. *Otoceras* ტრიასული ცერატიტების უძველესი გვარია, რომელიც
მხოლოდ ადრე ტრიასულში გვხვდება ამას ისიც ემატება, რომ ხსენებული ზონის ფაუნისტურ კომ-
პლექსში არ არის წარმოდგენილი პალეოზოური ბრაქიოპოდები, ორსაგდულიანები კი მეზოზოური
იერისაა. რაც მთავარია, თვალნათლივ ჩანს *Otoceras woodwards*-ის ზონის ცერატიტული კომ-
პლექსის მკვიდრო კავშირი მომდევნო ზონის (*Mecoceras*-ის ზონა) ცერატიტულ ფაუნასთან.
როგორც ვთქვით, ეს საზღვარი პირობითია, რადგანაც სხვა ჭრილებში (მაგ. მარილიან მთებში, ჭაშ-
მირში) *Otoceras*-ის ზონაში თითოორლა პერმული მხარეთეხიანიც მოიპოვება, მაგრამ მხარეთეხ-
იანების ბიოსტრატეგრაფიული ღირებულება პერმულისათვის ერთია, ტრიასულისთვის კი – სხვა
ბორიული (ჩრდილოური) აუზებისთვის (კანადა, ციმბირი) ასევე პირობითად, ტრიასულის ქვედა
საზღვრად აღიარებულია *Otoceras borealis*-ის ზონის საგები. ალპებში საზღვარს პერმულსა და
ტრიასულს შორის ეწე. ბელეოროფონიანი კირქვების სახურავზე ატარებენ. ამ კირქვებზე განლაგე-
ბული ვერფენული ფენებით იწყება ტრიასული სისტემა.

ტრიასული სისტემის გამოჩენა პერმულისგან დიდ სირთულეს არ წარმოადგენს ისეთ ჭრილებში,
სადაც პერმული ცენტრანის ლაგუნურ-კონტინენტურ ნალექებზე ქვედა ტრიასული ბუნტანდმტა-
ნის ქანებია განლაგებული, აგრეთვე იქ, სადაც აღინიშნება მკაფიო სტრუქტურული უთანხმოება
ტრიასულის საგებში. უთანხმოება პერმინული ტექტონიკურ-მაგმატური ციკლის პედალური ფაზის-
ის გამოვლინებასთან არის დაკავშირებული.

პერმულსა და ტრიასულს შორის საზღვრის დადგენა განსაკუთრებით ძნელია მცენარეთა სამე-
ფოს ევოლუციის მონაცემებზე დაყრდნობით. როგორც ზემოთ ვთქვით, პალეოზოური ფლორის მე-
ზოზოური ფლორით შეცვლის პროცესი ჭერ კიდევ გვიანი პერმულიდან დაიწყო, მაგრამ ის ძალიან
ხანგრძლივი აღმოჩნდა და მხოლოდ გვიანი ტრიასულის ბოლოს დასრულდა – ნამდვილი მეზოფი-
ტური ფლორა, ფაქტიურად, ნორიული საუკუნის მეორე ნახევრიდან ჩამოყალიბდა. ისე რომ,
თითქმის მთელი ტრიასული შეიძლება განხილულ იქნას როგორც გარდამავალი ეტაპი პალეოფიტი-
კუმსა და მეზოფიტოკუმს შორის.

რაც შეეხება ტრიასული სისტემის ზედა საზღვარს, ცენტრალურ ევროპაში ტრანსგრე-
სიული იურული, რომელიც პეტანგური სირთულით იწყება, ბეერგან უთანხმოდ არის განლაგებული
კეიპრის კონტინენტურ, რეგრესიულ ნალექებზე და აქ იურულისა და ტრიასულის გამოჩენა,
ცხადია, დიდ სირთულეებთან არ არის დაკავშირებული. ტეთისის ოროგენული სარტყლის გეოსინ-
კლინურ როფებში, ისევე როგორც ბორიულ აუზებში, ნალექდაგროვების პროცესი მცტ შემთხვე-
ვაში უწყვეტად მიმდინარეობდა გვიანი ტრიასულისა და ადრე იურულის განმავლობაში. ისე რომ,
ნორიულ-რეტულ-პეტანგური ნალექები უწყვეტი სიდიმენტაციური პროცესის შესაძლებელ რგოლს
შეადგენენ. ფაუნაც შესაბამისად თანდათანობით იცვლება და ზუსტი საზღვრის დადგენა, განსა-

კუთარებით მშირი პალეონტოლოგიური მასალის საფუძველზე, ძველია ევრაზიის კონტინენტის ვრცელ ტერიტორიაზე როგორც ნორიულ-რეტული ნალექების კომპლექსი, ისე მის საგებში და სასურავში განლაგებული ქანები კონტინენტური ფაუნისებით არის წარმოდგენილი. იურული ტრანსგრესია აღმოსავლური ევრაზიის კონტინენტზე მოგვიანებით დაიწყო – მხოლოდ შუა ლიასურიდან, ზოგან კი უფრო გვიან. მხოლოდ გერმანული აუზის იმ ნაწილში, რომელიც ალპებს ესაზღვრება, ტრანსგრესია რეტულიდან იწყება. ამიტომაც, რომ აქ რეტულ ნალექებში წარმოდგენილია ნამარხი ფლორისა და ფაუნის გვიანტრიასული და ადრეიურული ელემენტების შერეული კომპლექსები. ქვემო საქსონიის ქრილებში საზღვარი ტრიასულსა და იურულს შორის Psiloceras planorbis-ის ზონის საგებს ემთხვევა. ამ ღონის ქვევით არის ტრიასულის სულ ზედა ზონა, რომელიც Retavicula contorta-ს ზონის სახელით არის ცნობილი. რაც შეეხება ფლორას, საქსონიის ქრილებში განამარხებული მცენარეულობის ნაშთები ძირითადად Psiloceras planorbis-ის ზონის, ან უფრო ახალგაზრდა ნალექებშია მიკვლეული. Retavicula contorta-ს ზონაში კი ნამარხი ფლორა იშვიათია. მხოლოდ ორიოდ ქრილში მიკვლეული კომპლექსი გვიანტრიასულ Lepidopteris-ის ფლორას მიეკუთვნება.

რეტული სირთულის ტრანსგრესიული განლაგების ფაქტი და რეტულ-ლიასური ფლორის შერეული ბუნება გახდა ამის ძირითადი მიზეზი, რომ მკვლევართა ერთი ნაწილი იურულს რეტულიდან იწყებდა. ამას ემატება ისიც, რომ დეტალურმა კვლევებმა ევკვეუმ დააყენა თვით რეტული სართულის სტატუსი. გაირკვა, რომ რეტული სართულის სახელით აღწერილი ნალექები მთლიანად თუ არა, მათი ნაწილი მაინც, ნორიული სართულის სინქრონულია. 1987 წელს რუსეთში მიღებულ იქნა გადაწყვეტილება უარი ეთქვათ რეტულზე და კარნიული სართულის სახურავსა და პეტანგური სართულის საგებს შორის მოქცეული ნალექების კომპლექსი ელიარებიანთ ტრიასული სისტემის ტერმინალურ სტრატეგრაფიულ ერთეულად – ნორიულ სართულად, თუმცა ამის თაობაზე საერთაშორისო სტრატეგრაფიულ კომიტეტს გადაწყვეტილება ჯერ არ მიუღია. იმისდა მიუხედავად, თუ როგორ გადაწყდება რეტული სართულის დამოუკიდებლობის საკითხი, ერთი რამ მაინც ცხადია – პეტანგური საუკუნიდან მკვეთრად იცლება ცეფალოპოდების ფაუნის შემადგენლობა: ამ მიჯნაზე მთლიანად გადაშენდნენ ცერატიტები (მეზოამონოიდები, როგორც მათ ცნობილი გერმანელი პალეონტოლოგი ა. ვი დ მ ა ნ ი უწოდებს), პეტანგური საუკუნის დასაწყისიდან კი ჩნდებიან Ammonitida-ს (ნეოამონოიდების) – ნამდვილი ამონიტების, წარმომადგენლები. აქედან მოყოლებული ცარცული პერიოდის ბოლომდე სწორედ ამონიტებს ეკუთვნიან უპირველესი როლი ნორმულ ზღვიურ ფაუნისტურ კომპლექსებში და იურული და ცარცული ნალექების ბიოსტრატეგრაფიაში. ისე რომ პეტანგური სართულის საგები ერთ-ერთი ყველაზე მკაფიო სტრატეგრაფიული მიჯნა ფანეროზოელის სტრატეგრაფიაში.

ტრიასული სისტემის დანაწილება. ე. ომლიუს დ'ალუას და ფ. ალბერტის შემდგომ გერმანიაში ტრიასული ნალექების დეტალურმა სტრატეგრაფიულმა კვლევამ შესაძლებელი გახდა გერმანული ტრიასის ლითოლოგიურად განსხვავებული სამი სექციის – ქ რ ე ლ ი ქ ე ი შ ა - ქ ე ი ს ა ნ უ ბ ე ნ ტ ზ ა ნ დ შ ტ ა ი ნ ის (Buntsandstein), ნ ი ე ა რ ე ბ ი ა ნ ი კ ი რ ქ ე ი ს, ანუ მ ე უ შ ე ლ კ ა ლ კ ი ს (Muschelkalk) და კ ე ი პ ე რ ის (Keuper), უფრო დაბალი რანგის სტრატეგრაფიულ ერთეულებად დანაწილება. გერმანიაში თითოეულ მათგანს სამდ ჰყოფენ. ბუნტზანდშტაინში გამოიყოფა ქვედა ბუნდზანდშტაინი, შუა, ანუ მთავარი ბუნტზანდშტაინი (Hauptbuntsandstein) და ზედა ბუნტზანდშტაინი (Röth). სამდ იყოფა შუა ტრიასიკი, ანუ ნიეარებიანი კირქვა: ქვედა ანუ ველენკალკი (Wellenkalk), შუა – ანჰიდრიტანი ჯგუფი (Anhydritgruppe) და ზედა, ანუ მთავარი მუსელკალკი (Hauptmuschelkalk). კეიპერის ქვედა ნაწილს გერმანელები ნახშირან კეიპერს (Kohlenkeuper) უწოდებენ, შუას – მთავარ კეიპერს (Hauptkeuper), ან თამაშირანს (Gypskeuper), ზედას – რეტულს (Rhät).

როდესაც ტრიასული სისტემის გეოლოგიური კვლევა გასცდა ენტრალური ევროპის საზღვრებს, ცხადი გახდა, რომ გერმანული ტრიასის სტრატეგრაფიული დანაწილება ნაკლებად მიესადაგება სხვა რეგიონების სინქრონული ნალექების ქრილებს. გერმანული ტრიასი საერთოდ ღარიბია ნამარხებით, განსაკუთრებით ბუნტზანდშტაინისა და კეიპერის ქანები, ხოლო ნიეარებიანი კირქვა (მუსელკალკი) მეტწილად ენდემური ფაუნით არის დახასიათებული. ამიტომაც, რომ, თუმცა, ჯერ კიდევ მე-19 საუკუნის 30-იან წლებში გერმანიაში შემუშავებული ტრიასული სისტემის სამ სექციად დანაწილების სქემა დღემდე პრაქტიკულად, უცვლელად არის მიღებული საერთაშორისო

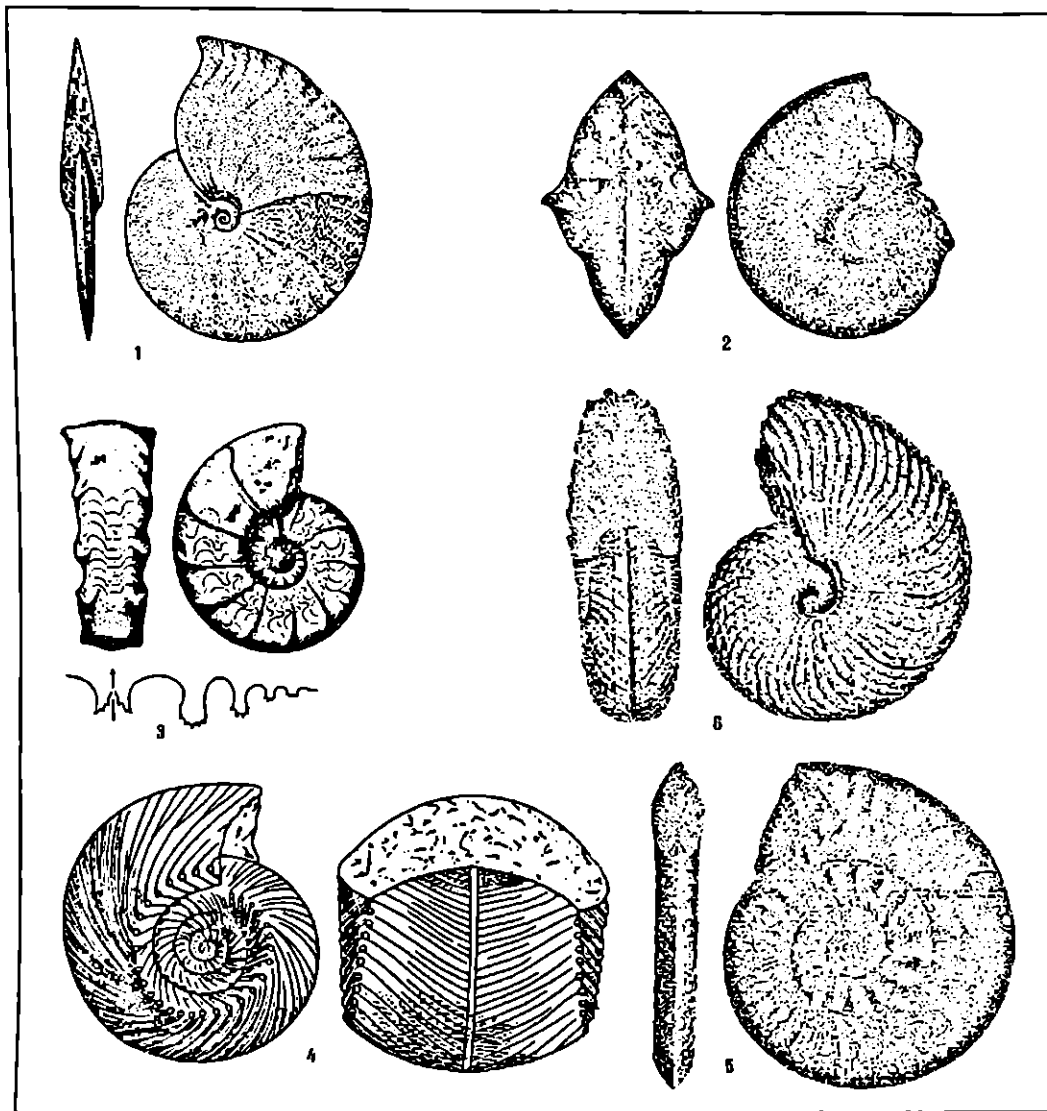
სტრატეგრაფიულ შკალაზე (ისევე როგორც სისტემის მოცულობა და საზღვრები), გერმანული ტრიასის სართულებს კორელაცია სხვა რეგიონების სისტემულ ნაღვეებთან საკმაოდ რთულია. ამ სართულებებმა ადრევე იჩინა თავი ალპებში საკმაოდ ფართოდ გავრცელებული ტრიასული ნაღვეების კვლევის პროცესში. აღმოსავლურ ალპებში, სადაც ტრიასული სისტემა მეტწილად გაშლილი ზღვის ფაუნით მდიდარი ნაღვეებით არის წარმოდგენილი, ძირითადად ავსტრიელი გეოლოგების მიერ XIX ს-ის მეორე ნახევარში შეიქმნა ტრიასის დეტალური სტრატეგრაფიული დანაწილების სქემა. სქემა დაფუძნებულია ძირითადად ამონიოდებზე, რამაც შესაძლებელი გახადა ალპური ტრიასის კორელაცია სხვა რეგიონების (მთელი ხმელთაშუა ზღვის პროვინციის, ჰიმალაების, აღმოსავლური ციმბირის, ჩრდილო ამერიკის კორდილიერების და ა.შ.) ზღვიური ფაუნის ტრიასულ ნაღვეებთან. ალპურ ტრიასულში ამონიოდების ფაუნისტური კომპლექსების ცელა დაედო საფუძვლად სართულების ზონებად დანაწილებასაც. ამჟამად ტრიასული სისტემის სტრატეგრაფიული დანაწილების ამგვარი სქემა მიღებული (იხ. ნუსხა №13):

ტრიასული სისტემის სტრატეგრაფიული დანაწილება

ნუსხა №13

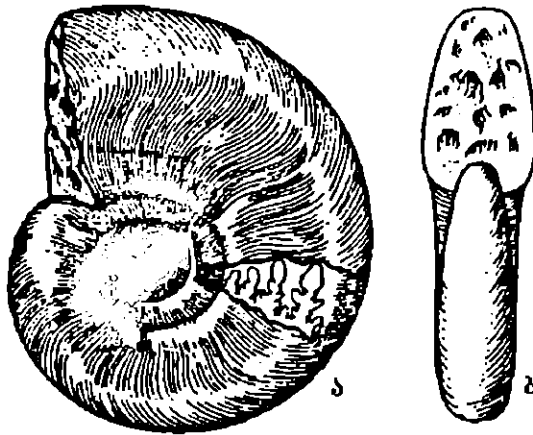
გერმანული ტრიასული		ალპური ტრიასული	
სექცია	სართული	სექცია	სართული
კეიპერი	ზედა - რეტული შუა - თაბაშირიანი ქვედა - ნახშირიანი	ზედა ტრიასული	ნორიული კარნიული
მუშელკალკი	მთავარი მუშელკალკი ანჰიდრიტიანი მუშელკალკი ველენკალკი	შუა ტრიასული	ლადინური ანიზური
ბუნტზანდშტაინი	Röth-ი მთავარი ბუნტზანდშტაინი ქვედა ბუნტზანდშტაინი	ქვედა ტრიასული	ოლენეკური ინდური

ტრიასული პერიოდის ცოცხალი ბუნება. პერმულისა და ტრიასულის მიჯნაზე არაერთი არქაული, პალეოზოურისთვის ნიშანდობლივი ტაქსონი გადაშენდა - არამარტო გვარები, არამედ უფრო, მაღალი რანგის ზოგი სისტემატიკური ჯგუფიც - ოჯახი, რიგი, კლასი. მაგრამ ორგანულ სამყაროში მომხდარი ცვლილებები, როგორც ზემოთაც ვთქვით, კატასტროფული ხასიათისა მანც არ იყო. ბევრი ტიპური პალეოზოური ტაქსონი პალეოზოური ერის დასასრულს თანდათანობით დაქვეითდა და საბოლოოდ გადაშენდა, ზოგი ჯგუფი მეზოზოურშიც გადავიდა და ერთხანს (ტრიასულში, ნაწილი კი ადრე იურულშიც) მეზოზოურისთვის დამახასიათებელი ფაუნისტური თუ ფლორისტული კომპლექსების გვერდით განაგრძობდა არსებობას. მაგალითისათვის შეიძლება დავასახელოთ გაშლილი ნაუტილოიდების ზოგი უკანასკნელი გვარი, ბრაქიოპოდებიდან სპირიფერიდების იშვიათი ფორმები, ზურხეზლიანებიდან ლაბირინტოლონტები, სინასიდები - ე.წ. მზეცისმაგვარი ქვეწარმავლები, რომლებმაც ტრიასულის ბოლომდე მიაღწიეს. სწორედ ამ ქვეკლასის ერთ-ერთი ყველაზე პროგრესული ჯგუფი - Divinia არის მიჩნეული მაწოვრების წინაპარ ტაქსონად. სინასიდებიდან ქვედა ტრიასულ ნაღვეებში საკმაოდ ხშირია გვ. Lystrorhynchus-ის ნაშთები. კიდევ უფრო ნაკლებად მკვეთრი იყო მცენარეთა სამეფოში მომხდარი ცვლილებები. მართალია, უკვე გვიანი პერმულიდანვე შესაშინევია მეზოფიტური ფლორის ელემენტების როლის ზრდა, მაგრამ პალეოზოური ფლორის მეზოზოურით შეცვლის პროცესი საკმაოდ ხანგრძლივი აღმოჩნდა ზოგ რეგიონში მეზოფიტური ფლორის საბოლოოდ დამკვიდრების პროცესი მხოლოდ გვიან ტრიასულში დასრულდა. ადრე ტრიასულში ჯერ კიდევ მრავალადა გვიმრანაირთა და შვიტანაირთა პალეოფიტური ფორმები. და მანც, ტრიასულის დასაწყისიდანვე მკაფიოდ ჩანს მეზოზოურისთვის ნიშანდობლივი ტაქსონების უპირატესი როლი.



სურ. 87. ტრიასული ცერატიტების ზოგი ვეარის წარმომადგენლები.

- 1 – Pinacoceras (T_3); 2 – Oloceras (T_1); 3 – Ceratites (T);
 4 – Tropites (T_3); 5 – Doricranites (T_1); 6 – Trachyceras (T_2).



სურ. 88. გვარი *Monophyllites*

ა - ნიჟარის საერთო ფორმა

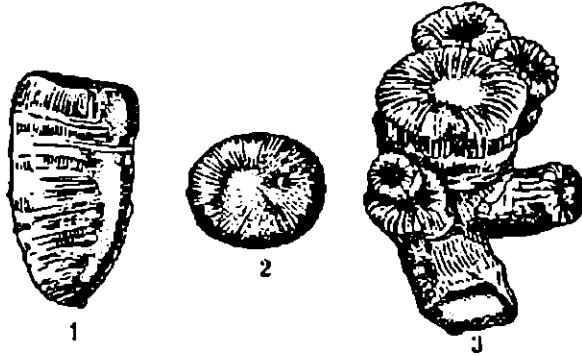
ბ - ხეულის განივკვეთის ფორმა

ტრიასული პერიოდის ნორმული ზღვების უხერხემლოთა შორის გამბატონებულ როლს თამაშობდნენ ცერატიტები, რომელთა გვარების საერთო რაოდენობა 400-ს აღემატება. ინდური საერთო ნალექებიდან ცერატიტების რიგის მხოლოდ ორი გვარის წარმომადგენლებია აღწერილი. ოლენეკურ საუკუნეში გვარების რაოდენობამ 110-ს გადააჭარბა. რამდენადმე დაქვეითდა ცერატიტების რიგი ლადინურში (მხოლოდ 50 გვარი). გვიან ტრიასულში კვლავ მკვეთრად გაიზარდა ცერატიული ტიხრის ხაზის მქონე ამონოიდების მრავალფეროვნება (140 გვარი). ნორიული საუკუნის დასასრულს კი ისინი მთლიანად გადაშენდნენ და იურული პერიოდის დასაწყისიდან ნამდვილმა ამონიტებმა დაიკავეს მათი ადგილი. ტრიასული ცერატიტების მრავალრიცხოვანი გვარებიდან შეიძლება დაეასახელოთ *Otoceras* (ადრეტრიასული), *Doricranites* და *Hedenstroemia* (ორივე ადრეტრიასული), *Ptychites* და *Trachiceras* (ორივე შუატრიასული), *Tropites* და *Pinacoceras* (ორივე გვიანტრიასული) და სხვ. (სურ. 87). ტრიასული პერიოდის დასასრულს ცერატიტების ყველა გვარი გადაშენდა, გარდა ერთისა. გადარჩა მხოლოდ შუა და გვიან ტრიასულში გავრცელებული *Monophyllites* (სურ. 88.), რომლისგანაც, მკვლევართა ვარაუდით, სათავეს უნდა იღებდნენ იურული და ცარცული ამონიტების უძველესი ფორმები, კერძოდ, *Phylloceratida*-ს რიგის პირველი ფორმები.

ტრიასულში შესაშინვეად გაიზარდა ორსაგდულიანი მოლუსკებისა და გასტროპოდების მრავალფეროვნება და ხვედრითი წილი ნორმული ზღვების ორგანული სამყაროს შემადგენლობაში. ორსაგდულიანებმა აითვისეს ის ეკოლოგიური ნიშები, რომლებიც მანამდე (პალეოზოურში) შხართებებიანებს ეკავათ. პალეოტაქსონოლოგიების გვერდით ტრიასულში ცნობილია ნეოტაქსონოლოგიების, პეტეროდონტების, დიზოდონტების მრავალფეროვანი გვარები (ოსტრეები, მიტილუსები, ტრიგონები, კარდიუმები და ა.შ.) - *Halobia*, *Daonella*, *Monotis*, *Ostrea*, *Trigonia*, *Claraia* და მრავალი სხვა. სამაგიეროდ, უკვე პალეოზოურის დასასრულისთვის მკვეთრად შემცირდა ბრაქიოპოდების რაოდენობა და მრავალფეროვნება. მეზოზოურში გადავიდნენ ტყე-ბრატულიდებისა და რინქონელიდების რიგის ზოგი გვარის წარმომადგენლები. ისინი (როგორც ერთი, ისე მეორე რიგი) საკმაოდ არიან გავრცელებული თანამედროვე ზღვებშიც. რაც შეეხება სპირიფერიდების ოდესღაც მრავალრიცხოვან რიგს, მისი ზოგი უკანასკნელი წარმომადგენელი მთელი ტრიასულის განმავლობაში კიდევ არსებობდა, ზოგი კი იურულშიც გადავიდა. ადრე იურულის და-

სასრულისთვის მთლიანად გადაშენდა პალეოზოური ბრაქიოპოდების ოდესღაც მნიშვნელოვანი ტაქსონის – სპირიფერიდათა რიგის უკანასკნელი ფორმებიც.

ნაწლავური იანებიდან მთელი მეზოზოური ერის განმავლობაში მნიშვნელოვანია Hexacoralla-ს ქვეკლასის როლი, რომელთაგან განსაკუთრებულ აღნიშვნას იმსახურებს სკლერაქტინიების რიგი. ტრიასულის დასაწყისიდან მათ შეეცვალეს რუგოზები და აქედან მოყოლებული მთელი მეზოზოურის განმავლობაში ისინი გვევლინებიან უმთავრეს რიფისმშენებელ ორგანიზმებად. დასაწყისში სკლერაქტინიები მცირე ზომის კირქვის მასივებს (ბიოგერმებს) აგებდნენ, მოგვიანებით კი – ნამდვილი რიფების შენებად დაიწყეს. ტრიასული პერიოდის ექვსხვიანი მარჯებიდან შეიძლება დავასახლოთ Montlivaultia (ტრიასული-ცარცული), კოლონიური Thamnastrea (შუა ტრიასული-ცარცული), Thecosmilia (ტრიასული-ცარცული), Stylina (გვიან ტრიასული – ცარცული) და არაერთი სხვა (სურ. 89).



სურ. 89. ზოგი ტრიასული მარჯანი
1,2 – Montlivaultia (T-K);
3 – Thecosmilia (T-K);

ეკალკანიანებიდან აღსანიშნავია ზღვის შროშნების (კლასი Crinoidea) ახალი ჯგუფების გამოჩენა, რომელთაც მეოთხეულამდე მიაღწიეს. კრინოიდების არქაული (პალეოზოური) ოჯახები პერმულის დასასრულისთვის თითქმის ყველა გადაშენდა. ტრიასულამდე მიაღწია მხოლოდ ერთმა ოჯახმა (Erisocrinidae). მან მისცა დასაბამი მეზოზოური ზღვის შროშნების ახალ ტაქსონებს, რომელთა ზოგი წარმომადგენელი მთლიანად მოკლებულია ღეროს, ზოგი ღეროს ნაცელად აღჭურვილია მოკლე, მოქნილი წანაზარდებით (ე.წ. ცირარებით) და ტივტივებენ, ან თავისუფლად გადაადგილდებიან წყლის მასაში.

ტრიასული პერიოდიდან იწყება ზღვის ზღარბების ევოლუციის მეზოზოურ-კანოზოური ეტაპი – ჩნდებიან ე.წ. „ახალი ზღარბები“ (Euechinoidea), რომელთაც პალეოეკინოიდებისგან განსხვავებით, ერთიმეორესთან მჭიდროდ შეკავშირებული ფირფიტებისგან წარმოქმნილი მტკიცე ჯავშანი გააჩნიათ. მათთვის ნიშანდობლივია ისიც, რომ ინტერამბულაკრული და ამბულაკრული ფირფიტების მერიდიონალური მწკრივების რაოდენობა ყოველთვის ოცის ტოლია – ხუთი წყვილი ამბულაკრული ფირფიტებისა, ხუთი – ინტერამბულაკრულის. „ახალი ზღარბების“ წინაპარ ფორმებად მიიჩნეულია Cidaridae-ს რიგის წარმომადგენლები, რომლებიც დასაბამს იღებენ პერმული Miocidaris-ისგან. კარბონულის ბოლოს გადაშენდა Palechinoidea-ს ყველა ჯგუფი. მათ ნაცელად ჩნდება ზღვის ზღარბების ახალი ფილოგენეტური შტოს პირველი, ყველაზე პრიმიტიული გვარი Miocidaris. მას მიიჩნევენ მეზოზოური Cidaridae-ს უშუალო წინაპრად. თვით Cidaridae-ს რიგის წარმომადგენლებს ჯერ კიდევ აქვთ შემორჩენილი პალეკინოიდების ზოგი ნიშანი – ნაკლებად მკვიდრი ჯავშანი, განსაკუთრებით სუსტია კავშირი ამბულაკრულ და ინტერამბულაკრულ რადიალურ მწკრივებს შორის,

თუმცა მათი რიცხეი მუღმრვიჲა და „ახალი ზღარბების“ მგჲეჲსად, ამ შემთხვევჲაშიც ოცს უღრის. ეს და ზოგი სხვჲა ნიშანი ცხადჲოფს, რომ ციღარიდები „ახალ ზღარბებს“ მიეკუთვნებიან.

ასო სახსრიანები დან ტრიასულში, განსაკუთრებით ეპიკონტინენტური აუზების ნალექებში, კვლჲე მრავლად არიან წარმოდგენილი ოსტრაკოდები. თუმცა პალეოზოური ფორმებისგან განსხვავებით, ისინი მკირჲე ზომისანი არიან (მხოლოდ სამიოდჲე მილიმეტრის სიგრძის, ან უფრო ნაკლები). ისინი განმარხებული არიან, მეტწილად დიდი რაოდენობით, სხვადსხვაგვარი ფაციესის ნალექებში.

ტრიასულში ხერხემლიანები ყველა კლასით არის წარმოდგენილი, ფრინველების გარდა კვლჲე მრავლად არიან სხიფარულიანი თევზები, რომლებიც გარდამავალ რგოლს წარმოდგენენ ხრტილიან და ძელიან თევზებს შორის შუა ტრიასულიდან უკვე ჩნდებიან ნამდვილი ძელიანი თევზებიც.

ამფიბიები ტრიასულში ლაბირინთოდონტების ჯგუფით არის წარმოდგენილი. მათი დიდი ნაწილი ხმელეთს ტოვებს და ისეც წყალს უბრუნდებჲა, რაც გამოწვეული უნდა იყოს ხმელეთზე ქვეწარმავალთა გაბატონებით. როგორც ვიცით, ისინი ნაკლებად არიან დამოკიდებული წყლის გარემოსთან, ადვილად შეგუენ ხმელეთის პირობებს და ძლიერი კონკურენცია გაუწიეს ამფიბიებს, რომელთა არსებობისათვის, პირველყოვლისა გამრავლებისთვის, წყალი სასიცოცხლო აუცილებლობჲა. წყალ-ხმელეთა ხერხემლიანების (ამფიბიათა) კლასის პირველი წარმომადგენლები, როგორც უკვე ვიცით, გვიანი დევონურიდან ჩნდებიან. კარბონულსა და პერმულში ისინი განსაკუთრებულ აყვავებას განიცდიან. კარბონულ პერიოდში წყალში მსხოვრები ამფიბიები ჰარბობდნენ, პერმულში კი მათი დიდი ნაწილი ხმელეთზე ბინადრობდა, თუმცა წყალთან კავშირს მაინც ინარჩუნებდა, რაც გამრავლებისთვის იყო აუცილებელი. ტრიასულში ხმელეთზე მობინადრე ამფიბიების როლი კვლჲე საგრძობლად შემცირდა ქვეწარმავლების სულ უფრო და უფრო მზარდი კონკურენციის კვალად. უკვე პერმულის დასასრულისთვის თვალნათლივ ჩანს სტეგოცეფალების დაქვეითების ტენდენცია — მათი ყველა ძირითადი ჯგუფი პალეოზოური ერის დასასრულისთვის გადაშენდა. გადარჩა მხოლოდ ერთადერთი, ძლიერ დასპეციალებული ჯგუფი — ლაბირინთოდონტები (Labyrinthodonta). ადრე ტრიასულში ფართოდ იყვნენ გავრცელებული 3-4 მ-ის სიგრძის ბენტოზუზები (ე.წ. „ფსკერის ნიანგები“), რომელთაც ბრტყელი თავი და რედუცირებული, ხმელეთზე გადაადგილებისთვის გამოუსადეგარი კიდურები ჰქონდათ. შუა და გვიან ტრიასულში ჩნდებიან Mastodonsaurus-ის გეარის წარმომადგენლები — ბენტოზოურების მგჲესი, 4 მ-მდე სიგრძის ბრტყელთავიანი, ნაკლებ მოძრავი ამფიბიები (სურ. 90). ლაბირინთოდონტებმა ადრე იურულამდე იარსებეს. შემდეგ ჩნდებიან ტიპური უკუდო ამფიბიები, რომელთა წარმომადგენლები დღესაც მრავლად ბინადრობენ მათთვის ეკოლოგიურად ხელსაყრელ გარემოში.



სურ. 90. Mastodonsaurus.

პალეოზოურის დასასრულს დაიწყო ქვეწარმავალთა კლასის განსაკუთრებული აღმავლობა. ამ კლასის პირველი წარმომადგენლები, როგორც ვიცით, ადრე კარბონულში ჩნდებიან, გვიან კარბონულსა და პერმულში მათ უკვე საკმაოდ ფართო გავრცელება აქვთ. ტრიასულიდან იწყება რეპტილიების უჩვეულო აყვავება, რამაც იურულადრე ცარცულში მიაღწია მაქსიმუმს. გვიანი ცარცულიდან დაიწყო მათი სწრაფი დაქვეითება და მეზოზოური ერის დასასრულს დედამიწის გეოლოგიური მატეანიდან გაქრა ქვეწარმავალთა რამდენიმე რიგი. გვიანი პერმულიდან გადმოვიდნენ

¹ მეზოზოურის ბოლოს რეპტილიების (აგრეთვე ზოგი სხვა ტაქსონის) გადაშენების პრობლემას უფრო დაწვრილებით ცარცული სისტემის გაცნობისას შეეხებით.

და ადრე ტრიასულის დასასრულამდე არსებობდნენ Eusuchia-ს რიგის ქვეწარმელები. ტრიასულის დასაწყისში გადაშენდა აგრეთვე Cotilosauria-ს ქვეკლასის ერთ-ერთი, ყველაზე პრიმიტიული წევრი — კოტილოზავრები, რომლებიც გვიან კარბონულში გაჩნდნენ. ისინი კარბონულის ბოლოს და პერმულში განსაკუთრებულ აღმავლობას აღწევდნენ, ტრიასულშიც გადადიან, მაგრამ ადრე ტრიასულის ბოლოს მთლიანად გადაშენდნენ. ტრიასულში გაჩნდნენ და ცარტულამდე არსებობდნენ იქტიოზავრები (Ichthyosauria), ისევე როგორც სინაპტოზავრების კლასის ორივე რიგი — Saurpterygia და Placodontia. გვიან ტრიასულში გაჩნდნენ და დღემდე მოაღწიეს ისეთმა ტაქსონებმა, როგორიცაა ზურვიანი Crocodilia, რიგები Lacertilia (ხლიკები და სხვ.), Chelonia (კუ და მისი მონათესავე ფორმები). განსაკუთრებით უნდა აღვნიშნოთ ქვეკლასი Synapsida (სინაპსიდები და შვეიცინაირნი). ამ ქვეკლასის ორივე რიგი (Pelycosauria და Therapsida) კარბონული პერიოდის ბოლოს გაჩნდა, მათ დიდი გავრცელება ჰქონდათ პერმულსა და ტრიასულში, ტრიასულის ბოლოს კი მთლიანად გადაშენდნენ. გვიან ტრიასულში თერაპსიდების რიგი დასაბამს აძლევს ხერხემლიანთა ყველაზე მაღალორგანიზებული კლასის — მანფოკრების (Mammalia) პირველ წარმომადგენლებს. ისე რომ, გვიან ტრიასულში უკვე არსებობდნენ მანფოკრების არქაული წარმომადგენლები (Theria). ისინი მიეკუთვნებოდნენ ალოთერიების, ანუ მრავალბორცვიანების (Allotheria), ტრიკონოდონტების (Triconodontia) და პანტოთერიების (Pantotheria) ქვეკლასებს. ალოთერიებმა ეოცენამდე მოაღწიეს. დანარჩენი ორი ქვეკლასის უკანასკნელი წარმომადგენლების ნაშთები კი ადრეცარტული ნალექებიდან არის ცნობილი. ჯერჯერობით არქაული მანფოკრების კბილებია მხოლოდ მიკვლეული. კბილების შესწავლის საფუძველზე სპეციალისტები ასკენიან, რომ არქაული მანფოკრების ჯგუფის წარმომადგენლები პატარა — თავვის, ვირთხის ან თრითინის ზომის ცხოველები იყვნენ. ჰქონდათ ისეთივე მრავალბორცვიანი საღეჭი კბილები, როგორც თანამედროვე იხენისკარტებს აქვთ, თავვისნაირი წინა კბილები, მაგრამ არ იყვნენ აქურვილი ეშვებით. ტრიკონოდონტებისთვის ნიშანდობლივია წინა კბილების, ეშვების და სამბორცვიანი საღეჭი კბილების არსებობა. სავარაუდოა, რომ სწორედ მათგან განვითარდნენ მაღალორგანიზებული მანფოკრების ცარტული და კანოზოფური წარმომადგენლები — ორი, შედარებით პრიმიტიული ქვეკლასი ადრე ცარტულიდან იწყებს განვითარებას. ესენია Prototheria (კლავიანები) და Metatheria (ჩანთოსნები). რაც შეეხება პლაცენტანებს — მანფოკრთა კლასის ყველაზე პროგრესულ ტაქსონს, მისი პირველი, ყველაზე პრიმიტიული რიგი — Insectivora (მწერიჭამები), გვიან ცარტულში გაჩნდა და დღემდე მოაღწია, ისევე როგორც პროტოთერიებმა და მეტათერიებმა. ვარაუდობენ, რომ სწორედ მწერიჭამები ღვანან დანარჩენი პლაცენტანი მანფოკრების ევოლუციის საწყისებთან. აქვე უნდა აღვნიშნოთ, რომ პლაცენტანები აერთიანებენ 30-ზე მეტ რიგს, რომელთაგან 16 გადაშენებულია.

ტრიასული ნალექების გავრცელება და ხასიათი. ტრიასული ნალექების ზოგადი მიმოხილვიდან ჩვენთვის უკვე ცნობილია, რომ ტრიასული პერიოდის განმავლობაში ნალექდაგროვება ძირითადად ორ, ერთიმეორისგან მკაფიოდ განსხვავებულ გარემოსთან იყო დაკავშირებული. ერთ შემთხვევაში სედიმენტაცია გაშლილ, ნორმულ ზღვიურ აუზებში მიმდინარეობდა. გაეხსენოთ, რომ ტრიასული პერიოდის ნორმული ზღვიების ნალექების აღპური ფაციესების (ან აღპური ტრიასის) სახელით აერთიანებენ, რადგანაც სწორედ ალპებში იქნა დეტალურად შესწავლილი პერმულსა და იურულს შორის მოქცეული, მრავალფეროვანი ნამარხი ფაუნით დასათვისებული, მეტწილად დიდი (კლომეტრების რიგის) სისქის ნალექები, რომლებიც სტრატოგრაფიული მდებარეობით ფ. ალბერტის მიერ გერმანული ტრიასის სახელით აღწერილი ქანების კომპლექსს შეესატყვისებიან. აღპური ტრიასის ანალოგები საკმაოდ ვრცელ ტერიტორიაზე გავრცელებული არამარტო ხმელთაშუა ზღვის, არამედ სხვა ოროგენული სარტყლების ფარგლებშიც. მოგვიანებით მათზე ჩვენ საგანგებოდ შევიჩრდებით. ტრიასული ნალექების გაცნობას კი, უპირველეს ყოვლისა, ტრიასის გერმანული ფაციესებიდან, ან სხვაგვარად — გერმანული ტრიასიდან, დავიწყებთ, კერძოდ, შვაბეთის (სამხრეთ გერმანია) სტრატოტიპული ქრილებიდან. გაეხსენოთ, რომ სწორედ ამ მხარის ტრიასის შესწავლა დაედო საფუძვლად ამ ნალექების დამოუკიდებელ სტრატოგრაფიულ ერთეულად — ტრიასულ სისტემად გამოყოფას და სამ სექციად მის დანაწილებას.

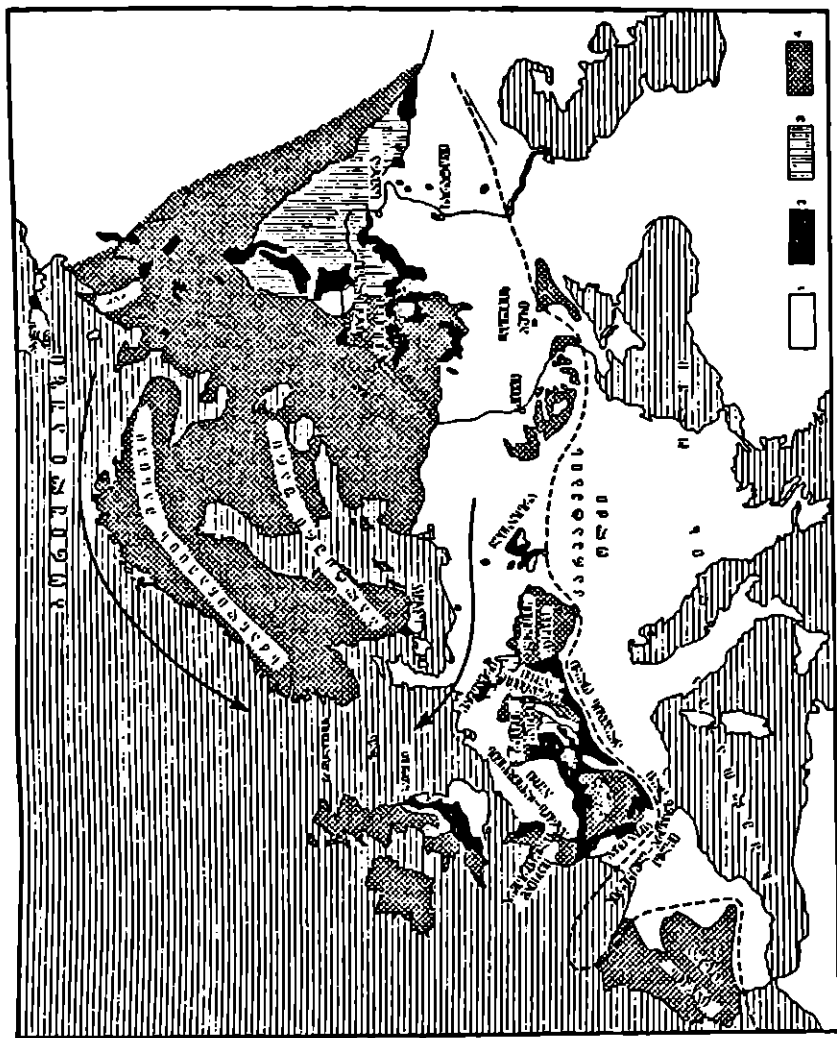
გერმანული ტრიასი. დასავლური ევროპის ის ნაწილი, რომელმაც პერციწული ტექტონიკურ-მაგმატური პროცესების შედეგად კონსოლიდაცია განიცადა და, რომელიც ამ დროიდან ჩრდილო ატლანტური კონტინენტის (კრატონის) ახალგაზრდა ნაწილს (ეპიპერციწულ პლატფორმას, ან სხვაგვარად — ევაზიპლატფორმას) წარმოადგენს, რთული აგებულებით ხასიათდება. მის სტრუქტურაში გამოიყოფა რამდენიმე ძველი მასივი, რომლებიც მთელი მეზოზოური ერის განმავლობაში აზეებულა და დენუდაციის არეს წარმოადგენს. მათგან ყველაზე მნიშვნელოვანია შემდეგი მასივები: კალედონიური, არმორიკული, საფრანგეთის ცენტრალური პლატოს, რაინის, შვარცვალდის, ვოგეზების და ბოჰემის (ჩეხეთის) ძველი მასივები, აგრეთვე იბერიის მეზეტა (პირენეის ნახევარკუნძულის დასავლური ნაწილი). ამ მასივების დენუდაციის პროდუქტები გროვდება ეპიპერციწული პლატფორმის დადაბლებული ნაწილების ტერიტორიაზე — ე.წ. აუზებში, რომლებიც მეზოზოურიდან მოყოლებული სტრუქტურულად მცირე ზომის ბაქნებად (სინკლიზებად) შეიძლება მივიჩნიოთ. დანაოქებულ და კონსოლიდირებულ სუბსტრატზე განლაგებული მეზო-კაინოზოური ნალექები ყველა ნიშნით (შრეთა მშვიდი, მეტწილად პორიზონტული განლაგება, მცირე სისქეები, ხშირი ხარვეზები ნალექ-დაგროვებაში, კონტინენტური და ლავუნური ფაციესების მნიშვნელოვანი ხვედრითი წილი და ა.შ.) ბაქნების მეორე იარუსის (ზეწრული) კომპლექსების ანალოგიურია.

უმაგრესი აუზები, რომლებშიც ვერ მეზოზოურ ერაში, უფრო გვიან შესამეულში, ნალექდაგროვება მიმდინარეობს, შემდეგია: პარიზ-ლონდონის (მასვე უკავშირდებოდა ბელგიის აუზიც), ჩრდილოეთ გერმანიის, შვაბეთის (სამხრეთ გერმანიის), აქეიტანიის, რონის და იბერიის (სურ. 91).

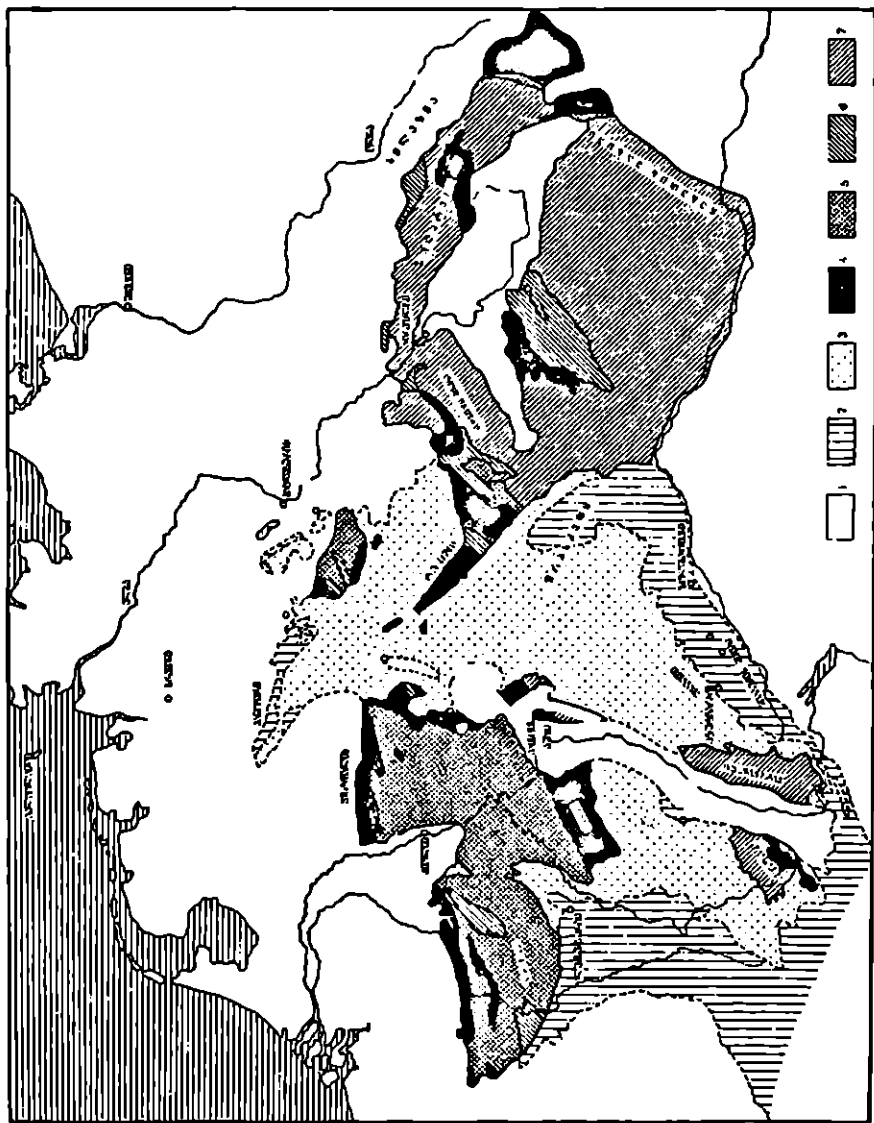
გერმანული ტრიასი განსაკუთრებით ფართოდაა წარმოდგენილი ბოჰემის მასივიდან დასავლეთით მდებარე ვრცელ ტერიტორიაზე, რომელიც რაინის ფიქლებრივ მასივამდე და შვარცვალდამდე ვრცელდება (სურ. 92).

ამჟამად გერმანული ტრიასი მნიშვნელოვან ტერიტორიაზეა გაშიშვლებული ჰანოვერსა და ტურინგიაში (ჩრდილო გერმანია), აგრეთვე ფრანკეთსა და შვაბეთში (სამხრეთ გერმანია). ცხადია, სურ. 92-ზე ტრიასულის კონტურები ეროზიულია და არ შეესატყვისება ტრიასული პერიოდის სელიმენტაციის თავდაპირველ საზღვრებს — გერმანული ტრიასის იმჟამინდელი გაერელება, როგორც ამას ფაციესური ანალიზი ნათელყოფს, შეუღარებლად უფრო დიდი იყო. ნალექების ერთი ნაწილი დღეს იურული, ცარცული, შესამეული და მეოთხეული ასაკის ქანებით არის დაფარული, ხოლო მათი მნიშვნელოვანი ნაწილი, უთუოდ, დენუდაციურმა პროცესებმა მოსპო. როგორც მკვლევარები ვარაუდობენ, დროგამოშვებით, განსაკუთრებით კი გვიან ტრიასულში, გერმანული ტრიასისათვის ნიშანდობლივი ფაციესების დაგროვება არამარტო გერმანიის როფში, არამედ ნაწილობრივ მის ირგვლივ მდებარე პერციწულ მასივებზეც კი მიმდინარეობდა.

გერმანიის როფში ტრიასული სისტემის კრილი იწყება დანაოქებულ პერმულზე უთანხმოდ განლაგებული ბუნტზანდშტაინის (ქვედატრიასული სექციის) ტერიგენული ნალექებით. ბუნტზანდშტაინის სისქე ცვალებადია და 200-1000 მ-ის ფარგლებში მერყეობს. მის აგებულებაში უპირატესი როლი ქვიშაქვებს, კონგლომერატებს, არგილიტებს და თიხებს ეკუთვნის. ქვიშაქვები მეტწილად ირიბშრეებრივია. შრეებრივობის ზედაპირები ტალღურია — რიპელმარკებით დაფარული. ხშირია გვალვის ნასკდომები, წვიმის წვეთებისა და წვიმის წყლის მცირე ჭაულების (გერმანელების Rieselspuren) კვალი. არაიშვიათად აღინიშნება ხმელეთის ბინადართა — ხერხემლიანთა (ქვეწარმავლების) ნაკვალევი. ქანები შეიცავენ ოსტრაკოდებისა (Estheria) და ჭავშიანი ამფიბიების განმარხებულ ნაშთებს, აგრეთვე ხმელეთის მცენარეების (გეიმრანაირებისა და შიშველთესლიანების) აღნაბე-დებს. მცენარეებიდან განსაკუთრებულ ყურადღებას იმსახურებს თავისებური მცენარის — Pleuro-meria-ს ნაშთების არსებობა ბუნტზანდშტაინის ქანებში. ეს მცენარე აგებულებით თანამედროვე კაქტუსს ჰგავს და სავარაუდოა, რომ ისიც, კაქტუსის მსგავსად, ცხელი და შშრალი ჰავის პირობებთან იყო შეგუებული. განსაკუთრებით ბევრია მისი ნაშთები ჰრელი ქვიშაქვის ზედა ნაწილში.



სურ. 91. მეზობელი ქრამი ვერძის კონტინენტზე არსებული მსივები და აუზები (მ. ვინიუდანი, 1952) 1 - იურულის მსივობა (ქარსული და კახეთის მსივობა) ხაღვანები; 2 - იურული; 3 - ტრასული; 4 - პალეოზოური (სველი მსივობა). ისრებით ნაჩვენებია ბოროტი დუნის მდინარის 8 მუხი იურულ ქუთაისში, წმინცილი ხაზით - ვერძის კონტინენტური პლატფორმის და ალპური აუზების სავარაუდო მიჯნა.



სურ. 92. ცენტრალური ვეზის სკვებები
 გეოლოგიური რუკა (მ. თბილისი, 1952).
 1 - ტარსული, მესამეული და მეოთხეული;
 2 - იურული; 3 - ტრასული; 4 - კრეტული და კარბონული;
 5 - დეკანური; 6 - კამბრიული, ორდოვიციული
 და სილურული; 7 - ქრისტალური ქანები.

ქვედა ბუნტზანდშტაინი ლითოლოგიურად ევალებოდა, მაგრამ მაინც მეტწილად წარმოდგენილია სუსტად შეცემენტებული წერილმარცვლოვანი ქვიშაქვებით, რომლებთანაც თიხების შუაშრები მორიგეობენ. არაიშვიათად წერილქვარგვალეზიანი კონგლომერატის თხელი შრეები და ლინზებიც აღინიშნება. საშრეთ გერმანიაში ქვედა ბუნდზანშტაინის ქვიშაქვებს თავისებური შეფერილობის (ღია ფერის საერთო ფონზე ალაგ-ალაგ მუქი ფერის ლაქები) გამო ეფუხისებრ ქვიშაქვას (Tiegiersandsstein) უწოდებენ. გავრცელება ქვედა ქრელი ქვიშაქვისა დიდი არ არის. ის ფართოდაა წარმოდგენილი ჩეხეთისა და რაინის მასივებს შორის, საშრეთ-დასავლეთისაკენ კი მისი გავრცელების ზოლი თანდათან ეიწროვდება და შეარცვალდამდე ვეღარ აღწევს. ქვედა ბუნტზანდშტაინის სისქე გერმანიის რაფში 200-250 მ-ია.

შუა ქრელი ქვიშაქვა (გერმანელების მთავარი ბუნტზანდშტაინი — Hauptbuntsandstein) უფრო მსხვილმარცვლოვანი და მტკიცედ შეცემენტებული ქვიშაქვებით არის აგებული, უფრო მეტია კონგლომერატების ხედრითი წილიც. შუა ბუნდზანშტაინის სისქე 200-დან 300 მ-მდეა, თუმცა ზოგჯერ 600 მ-საც აღწევს.

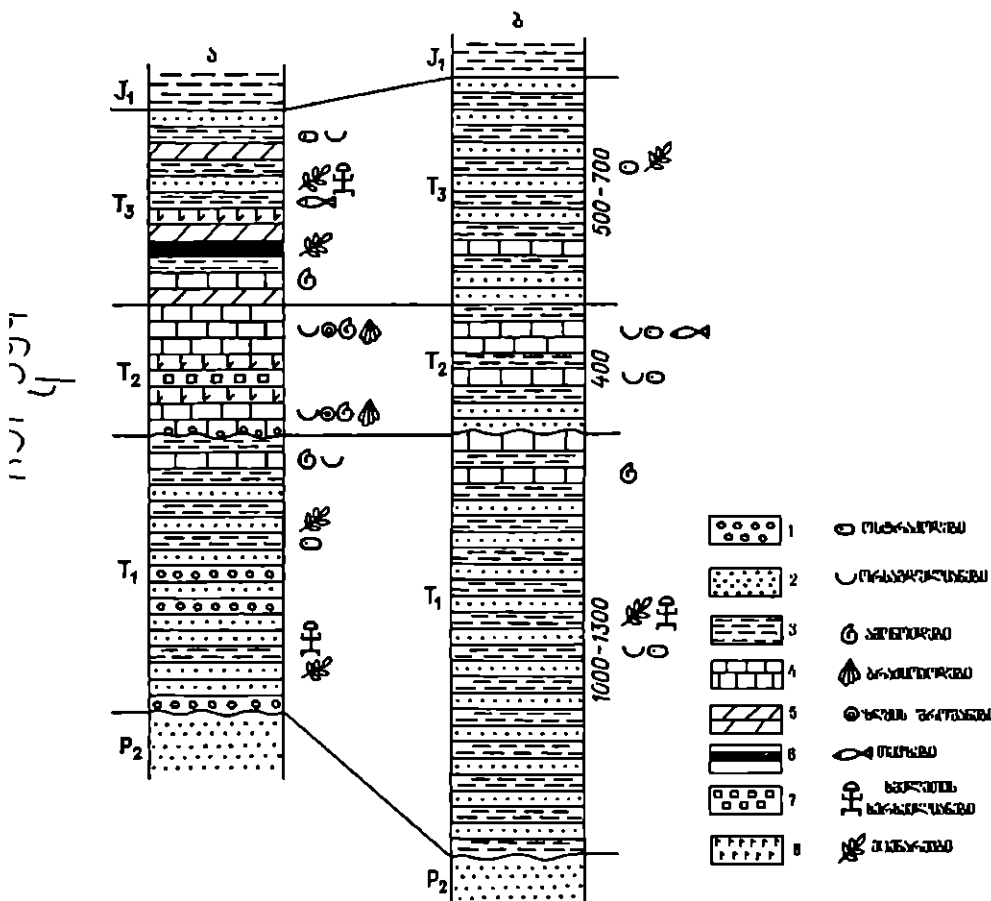
ზედა ბუნტზანდშტაინი, რომელსაც გერმანელი გეოლოგები Röhls-ს (როთ) უწოდებენ, უფრო წერილმარცვლოვანი ქვიშაქვებისა და არგილიტების წყებას წარმოადგენს, რომელიც ზღვიური ფაუნის ნაშთებით საკმაოდ მდიდარი კირქვების დასტებსაც შეიცავს. ნამარხებიდან კირქვებში აღსანიშნავია ნორმული ზღვის ბინადართა ნაშთები — ორსაგდულიანებიდან Miophoria და Hömestia, ბრაქიოპოდებიდან Lingula, აგრეთვე კრინოიდები (Encrinurus), ცერატიტები (Benekeia tenuis) და სხვ. აშკარაა, რომ ადრეტიკისული ეპოქის ბოლოს გერმანიის რაფის გარკვეულ ნაწილს დროგამოშვებით იკავებდა ზღვა, რომელშიც კარბონატული სედიმენტაცია მიმდინარეობდა. ამგვარად, რჩებოდა ტერიტორიები, სადაც მარილიან ლაგუნებში ტერიგენულ ნალექებთან ერთად თაბაშირისა და დოლომიტების დაგროვებას ჰქონდა ადგილი. სედიმენტაციის ლაგუნურ პირობებთანევა დაკავშირებული ქვიშაქვის შრეებში არსებული ქვიშაქვისავე კუბები, რომლებიც ქეპაროლის ფსევდომორფოზებს წარმოადგენენ. Röhls-ის სიმძლავრე ევალებოდა და 20-დან 150 მ-მდე მერყეობს.

ასეთია ზოგადად გერმანული ტრიასის ქვედა სექციის ნალექების ხასიათი ფრანკეთის, შვაბეთის და ტურინგიის ტერიტორიის ფარგლებში. ბუნტზანდშტაინის ფაციესური ანალიზი ექვს არ ტოვებს, რომ ადრე ტრიასულში გერმანული რაფის ტერიტორიაზე ნალექდაგროვება არიდული — მშრალი და ცხელი ჰავის პირობებში მიმდინარეობდა. ქანების შეფერილობა (მეტწილად მოწითალო, მოყვინსტრო წითელი), რიპელმარკები, წვიმის ნაწვეთურები, წვიმის წყლის ჰავლის ნაკვალევები შრეებრივობის ზედაპირზე, თიხის ბილაკები (გერმანელები მათ ტონგალებს — Tongalen, უწოდებენ), რომელთა წარმოშობა და განმარტება მხოლოდ მშრალ ჰავის პირობებშია შესაძლებელი, ირიბ-შრეებრივობა, ქარის მიერ მოშანდაკებული წახნაგისანი ქვები და სხვ., უდაბნოური გარემოსათვისაა ნიშანდობლივი. ამგვარ დასკვნას კიდევ უფრო დამაჭერებელს ხდის ქრელი ქვიშაქვის ფაციესის ქანების გავრცელება დასავლური ევროპის უზარმაზარ ტერიტორიაზე. ამრიგად, ცხადია, რომ ადრე ტრიასულის განმავლობაში გერმანული რაფის ტერიტორიაზე ნალექდაგროვება მშრალი და ცხელი ჰავის პირობებში, მეტწილად სუბაერულ გარემოში მიმდინარეობდა. მხოლოდ ეპოქის ბოლოს ადგილი ჰქონდა ზღვის ხანმოკლე ინგრესიას. აუზში კარბონატული ნალექები — კირქვები და დოლომიტები გროვდებოდა. აუზი ნორმული მარილიანობით ხასიათდებოდა, თუმცა ის მარჩხ, ეპიკონტინენტური ბუნების ზღვას წარმოადგენდა.

მუშლკალკი (ნიჟარებიანი კირქვა) — გერმანელების შუა ტრიასული, გერმანიის რაფში ტრიასგრესულია და იწყება კონგლომერატებითა და ქვიშაქვებით, რომელთაც აღმავეალ ქრელში კირქვები მოჰყვება. კირქვები მდიდარია ნორმული ზღვის ბინადართა განმარტული ნაშთებით. პალეონტოლოგიურ მასალაში მრაველადაა შარათფეხიანები, ზღვის შროშნები, ორსაგდულიანები, აგრეთვე ცერატიტები. კირქვები არაიშვიათად ოლითურია, რაც ზოგ სხვა ფაციესურ ნიშანთან (მზურღავი მოლუსკების კვალი, შრეებრივობის ტალღური ზედაპირები და სხვ.) ერთად მოწმობს, რომ ნალექდაგროვება მცირე სიღრმის ეპიკონტინენტურ ზღვაში მიმდინარეობდა. ქვედა მუშლკალკს გერმანელები Wellenkalk-ს (ტალღური კირქვა) უწოდებენ.

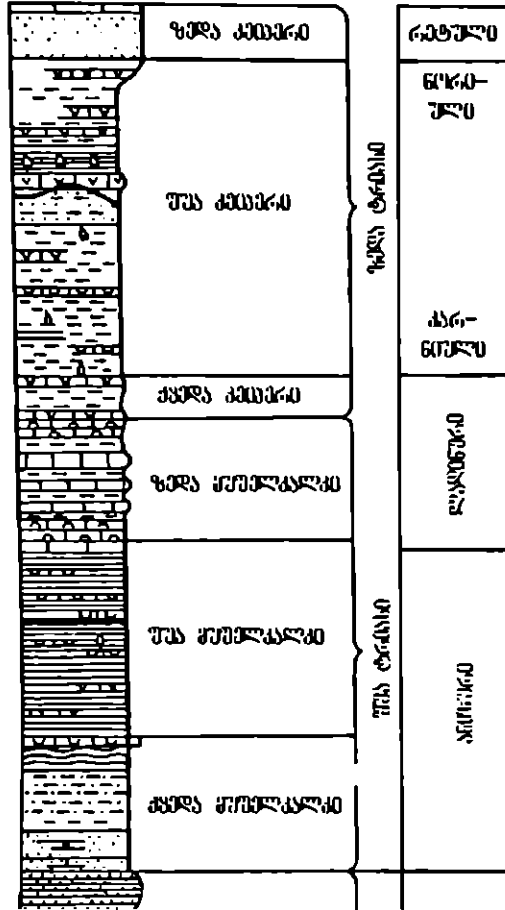
შუა მუშელკალკი (გერმანელების Anhidritmuschelkalk, ანუ ანჰიდრიტიანი ნიკარებიანი კირქვა) გერმანიის როფში კირქვებისა და დოლომიტების მორიგეობით და თაბაშირით, ანჰიდრიტითა და ქვამარილით მდიდარი შუაშრეებით არის წარმოდგენილი. ქანებში ევაპორიტების სიუხვე მოწმობს, რომ ამ დროისათვის მუშელკალკის ზღვამ დაკარგა თავისუფალი კაეშირი გაშლილ ზღვასთან და ლაგუნად გადაიქცა. მშრალი და ცხელი კლიმატი ხელს უწყობდა ინტენსიურ აორთქლებას და აუზში მარილების კონცენტრაციის გაზრდას. მაგრამ სედიმენტაციის ამგვარი პირობები ხანმოკლე იყო. გვიანი მუშელკალკის დასაწყისში კაეშირი გაშლილ ზღვასთან აღდგა და აუზში ნორმული ზღვის სედიმენტაციური პროცესი განახლდა.

ზედა მუშელკალკი (Hauptmuschelkalk – მთავარი მუშელკალკი) ნორმული ზღვის კარბონატული ფაციესებით არის წარმოდგენილი. ესა მეტწილად ორგანოგენული კირქვები, რომლებიც ზღვის შროშნების, ორსაგდულაანების, ბრაქიოპოდებისა და ამონოიტების (ეკრატიტების) მრავალრიცხოვან ნაშთებს შეიცავენ. მუშელკალკის სისქე გერმანიის როფში 300-400 მ-ია.



სურ. 93. გერმანიის როფის (ა) და კასპიისპირეთის (ბ) ტრიალული ნალექების კრილი (ე. ვლადიმირსკაიას და აეტ. მიხედვით, 1985). 1 – კონგლომერატები; 2 – ქვიშაქვები; 3 – თიხები და არგილიტები; 4 – კირქვები; 5 – მერგელები; 6 – ნახშირები; 7 – ქვამარილი; 8 – ანჰიდრიტი.

გერმანული ტრანსს ალპური ტრიალის
 ლანდშულგა ლანდშულგა

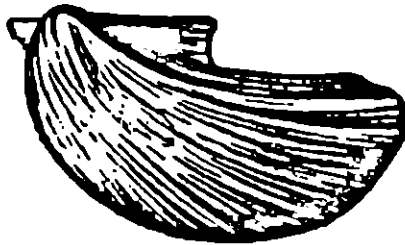


სურ. 94. გერმანიის როფის კეიპერის ქრილი (გ. ლეონოვიდან, 1973).

სამად ანაწილებენ გერმანელი გეოლოგები ზედა ტრიასულსაც (სურ. 94). კეიპერის ქვედა ნაწილი, რომელსაც ისინი ნახშირიან კეიპერს (Kohlenkeuper, ან Lettenkohle¹) უწოდებენ, შედგება თიხების, ქვიშაქვებისა და დოლომიტებისაგან. ამ ნაღვეებთან არის დაკავშირებული ნახშირის ფენები და მცენარეთა აღნაბეჭდები, აგრეთვე ხმელეთის ბინადარი ორგანიზმების (ლაბირინთოდონტების, ქვეწარმელების) განამარხებული ნაშთები. ნახშირის ფენების არსებობა მოწმობს, რომ ადრე და შუა ტრიასულის შშრალი და ცხელი ჰავა გვიანი ტრიასულის დასაწყისიდან ჰუმიდურმა კლიმატმა შეცვალა. ამჟამად რეგრესიაც – ნორმულმა ზღვამ, რომელშიც ზედა მუშელკალის ფაუნით მდიდარი შრეები დაგროვდა, დატოვა გერმანიის როფის ტერიტორია და ეს უკანასკნელი მთელი გვიანი ტრიასის განმელობაში კონტინენტური სედიმენტაციის არეს

¹ Kohlenkeuper – Kohle (გერმ.) – ნახშირი; Lettenkohle – ბუჩა ნახშირი.

წარმოადგენდა. მხოლოდ ნახშირიანი კვიპერის დაღვწის შემდეგ მცირე ხნით ბრუნდება ზღვა და გროვდება ნორმული ზღვის ორსაგდულოანი მოლუსკის – *Myophoria goldfuss*-ის ნაშთებით დახასიათებული დოლომიტის თხელი შრე (ე.წ. მოსაზღვრე დოლომიტი). ამ ხანმოკლე ინკურსიის შემდეგ ზღვა კვლავ ტოვებს გერმანიის როფს. შუა კვიპერის (თაბაშირიანი კვიპერი – *Gypskeuper*) აღმავალი ქრილი ასეთია: ქვევით ჯერ თიხები და თაბაშირია, შემდეგ მოდის ფერადი მერგელები თაბაშირით და ქვამარილით. მერგელების ქვედა ნაწილში ხშირია *Estheria*-ს აღნაბეჭდები; ხოლო ზედა ნაწილში – ჩალამ-კალამის მსგავსი მცენარეების ნაშთებით მდიდარი ქვიშაქვის თხელი შრე – გერმანელების *Schilfsandstein* („ქილოფის ქვიშაქვა“). შუა კვიპერის ამ თავისებური შრენარის წარმოშობა, გერმანელი გეოლოგების ვარაუდით, დაკავშირებულია ვრცელ დელტასთან, რომელსაც ეს ტერიტორია ეკავა ტრიასულის ბოლოს მანამდე, ვიდრე ადრე იურიულის წინ ზღვამ არ დაფარა გერმანული როფის დიდი ნაწილი. ამ აუზში დაგროვილი ნორმული ზღვის ნალექები, რომლებიც გვიანი ტრიასულისთვის დამახასიათებელ თავისებურ ორსაგდულოანს – *Retavicula contorta*-ს (სურ. 95) შეიცავს, უმარტივო აუზის ნალექებთან მორიგეობენ. ამ უკანასკნელთა შორის ზოგჯერ გამოერევა შრეები, რომლებიც გაქვდილია თევზების განამარხებული ნაშთებით (ჩონჩხებით, ქერცლებით, კბილებით), რაც გარემო პირობების უეცარი გაუარესების მიზეზით იქთოოფაუნის მასიური დაღუპვის ფაქტზე მეტყველებს. როგორც ჩანს, ტრიასულის დასასრულისთვის შემორჩენილ ლაგუნებში მარილიანობის ცვლა დროგამოშვებით, ძალიან სწრაფად, თითქმის კატასტროფულად ხდებოდა.



სურ. 95. *Retavicula contorta*.

ქანების ამ კომპლექსით მთავრდება გერმანული ტრიასის ქრილი. ის შეადგენს რეტულსართულს, რომლის სტრატოგრაფიულ სტატუსთან დაკავშირებული პრობლემების თაობაზე ჩვენ უკვე ვისაუბრეთ, როცა ტრიასული სისტემის ზედა საზღვარის დადგენის კრიტერიუმებს ვეცნობოდით. რეტული სართულის (= ზედა ნორიული?) ამგვარ ფაქციებს საკმაოდ დიდი გავრცელება აქვს ევროპაში, ალპური აუზის გამოკლებით. საყურადღებოა, რომ ისინი, როგორც წესი, არ შეიცავენ თავთფეხანების, მარჩნებისა და ბრაქიოპოდების განამარხებულ ნაშთებს.

გერმანული ტრიასის სისქე 2000 მ-ს აღწევს. ასეთი დიდი სიმძლავრის წყებების დაგროვებისათვის, რომელთა აგებულებაში საკმაოდ დიდია კლასტური ქანების ხევერითი წილი, საჭირო მასალას გერმანული როფის ირგვლივ აზვეებული პერტინილების დენუდაცია იძლეოდა ქანები ჰორიზონტულადაა განლაგებული. აღსანიშნავია ის ფაქტიც, რომ არ ჩანს მაგმატური (ინტრუზიული, ეფუზიური) აქტივობის კვალი. ამჟამად, რომ სედიმენტაცია ტრიასული პერიოდის განმავლობაში კონტინენტურ პლატფორმაზე მიმდინარეობდა.

ასეთია ტრიასული ნალექების ხასიათი გერმანული როფის ფარგლებში. ტრიასის ანალოგიური ფაქციების გავრცელება საკმაოდ დიდია გერმანიის ფარგლებს გარეთაც – დასავლურ და ცენტრალურ ევროპაში, აგრეთვე ჩრდილო აფრიკის ტერიტორიაზე (სურ. 96).

ინგლისში ტრიასული საკმარად ვრცელ ტერიტორიაზე განვითარებული, განსაკუთრებით ფართოდ — პენინური ქედის სამხრეთ დაბოლოებასა და უელსის ძველ მასივს შორის მოქცეულ მხარეში (სურ. 96). აქ ტრიასული ნალექები მთლიანად კონტინენტური ფაციესებით არის წარმოდგენილი. ქვედა ნაწილში დიდია კონგლომერატებისა და მსხვილმარცვლოვანი ქვიშაქვების ხეცდრითი წილი. პერმული ასაკის ანალოგიურ ტერიტორიულ წყებებთან ერთად ტრიასული ქანების ამ კომპლექსს ინგლისელი გეოლოგები ახალი წითელი ქვიშაქვის (New red sandstone) სახელით აღწერენ. ტრიასული სისტემის ზედა ნაწილში მარილებით მდიდარი ფერადი მერგელებია გაბატონებული. მერგელების წყება ასაკით კვიპერის შესატყვისია. ინგლისელი გეოლოგები ორივე წყებას — ახალ წითელ ქვიშაქვას და ფერად მერგელებს, უდაბნოურ პირობებში წარმოშობილი ქანების კომპლექსად მიიჩნევენ. რაც შეეხება მუშელკალკის ანალოგებს, ისინი ინგლისის ტრიასულში არ არიან ცნობილი — მუშელკალკის ზღვა აქამდე არ ვრცელდებოდა. უფრო მეტიც, ის არმორიკულ მასივამდეც კი ვერ აღწევდა გერმანული შუა ტრიასის ფაციესების ლატერალური ცვლილებები ნათელყოფს, რომ მუშელკალკის ზღვის დასავლური ნაპირი, სავარაუდოდ, არდენების აღმოსავლური კალთების სიახლოვეს იყო — არდენებთან მიახლოების კვლად მუშელკალკის კარბონატულ ქანებში თანდათან მატულობს ტერიტორიული მასალის რაოდენობა. კირქვები წყრ ქვიშიანი ხდება, ბოლოს კი ნიჟარებიანი კირქვების ადგილს ტრიასული სისტემის პრილში ნიჟარებიანი ქვიშაქვები (Muschelsandstein) იკავებს. აშკარაა, რომ ტერიტორიული მასალა აუზში შემოდინდა არდენების ძველი მასივიდან, რომელიც ამ დროს ზღვით არ იყო დაფარული.

კონტინენტური და ლაგუნური ნალექების დაგროვება მიმდინარეობს ტრიასული პერიოდის განმელობაში ხმელთაშუა ზღვის (ალპური) გეოსინკლინური სარტყლის დასავლურ ნაწილშიც — პროვანსის, ანდალუზიის (სამხრული ესპანეთი) და ჩრდილო აფრიკის (მაროკოდან ტუნისამდე) ტერიტორიაზე. ხსენებული რეგიონების ფარგლებში საკმარად დიდი გავრცელება აქვს წითელი ფერის კონტინენტურ და მარილებით მდიდარ ლაგუნურ ქანებს (ფიქლები, არგილიტები, თიხები, ქვიშაქვები თაბაშირის, ანჰიდრიტის და ქვამარილის ლინზებითა და შუაშრებებით). აღსანიშნავია, რომ აქვე საკმარად დიდია მუშელკალკის ზღვის ფაციესების გავრცელება. ხმელთაშუა ზღვის გეოსინკლინური სარტყლის დასავლურ ნაწილთან დაკავშირებულ ეპიპლატფორმულ აუზებს, რომლებიც შუა ტრიასულში ერთი მხრივ (ჩრდილოეთით) პროვანსისა და ანდალუზიის ტერიტორიას ფარავდნენ, მეორე მხრივ კი — ჩრდილო აფრიკის ტერიტორიის ნაწილს, კავშირი ჰქონდათ როგორც ალპურ აუზთან, ისე მუშელკალკის ზღვასთან. ამაზე მეტყველებს შუა ტრიასის ფაუნისტური კომპლექსების შერეული ხასიათი — ხსენებული რეგიონების (ესპანეთის, პროვანსის) ტრიასულის (მუშელკალკის) ფაუნაში ცერატიტების გარდა წარმოდგენილია ალპური ტრიასისთვის ნიშანდობლივი სხვა ფაუნისტური ელემენტებიც. ცხადია, უფრო ფართო იყო კავშირი ხმელთაშუა ზღვასთან, მაგრამ ამავე დროს აშკარაა გერმანიის მუშელკალკის ზღვის გაღვინაც. მაგრამ რა გზით აღწევდა მუშელკალკის ფაუნის ელემენტები სამხრული ევროპის ტრიასულ აუზში? აქვე ჩნდება მეორე კითხვა — რატომ არ ხდებოდა ალპური ფაუნის იმიგრაცია შეაბეთის (სამხრეთ გერმანიის) მუშელკალკის ზღვაში? — საყურადღებოა, რომ ალპური ფაუნის თითოთოროლა წარმოდგენილი მხოლოდ ბოკემის მასივის აღმოსავლეთით — სილეზიის შუატრიასულ (ანიზურ) ნალექებშია მიკვლეული. ამ ფაქტის ახსნა გერმანელმა გეოლოგმა კ. გუმბელმა (C. W. Gumbel) სცადა. მან გამოთქვა ვარაუდი, რომ შეაბეთის შუატრიასული (მუშელკალკის) ეპიკონტინენტური ზღვა მისგან სამხრეთით არსებული ალპური გეოსინკლინური აუზისგან გამიჯნული იყო ვიწრო ქედით, რომელიც დღეს ახალგაზრდა ნალექებით არის დაფარული. ქედი, რომელსაც კ. გუმბელმა ვინდელიციური უწოდა, ბოკემის მასივის სამხრეთ-დასავლური ნაწილიდან იწყებოდა, წყრ სამხრეთ-დასავლეთისკენ მიემართებოდა, შემდეგ კი (იურის მთებიდან) სამხრეთით უხევედა და კორსიკასა და სარდინიამდე აღწევდა (იხ. სურ. 96). ვინდელიციური ქედი წარმოადგენდა გამყოფ ბარიერს პროვანსისა და ანდალუზიის აუზებსა და ალპურ გეოსინკლინურ ზღვას შორის. ვინდელიციური ქედის სამხრეთით არსებობდა სრუტე, საიდანაც ალპური ფაუნის ელემენტები ჩრდილო აფრიკისა და სამხრეთ-დასავლური ევროპის (პროვანსის და ესპანეთის) ეპიკონტინენტურ აუზებში აღწევდნენ.

ვინდელითურ ქედსა და საფრანგეთის ცენტრულ მასივს შორის არსებული ვიწრო სრუტით კი შესაძლებელი იყო მუშელკალკის ზღვის ფაუნის პრეკორეზი სამხრეთისაკენ.

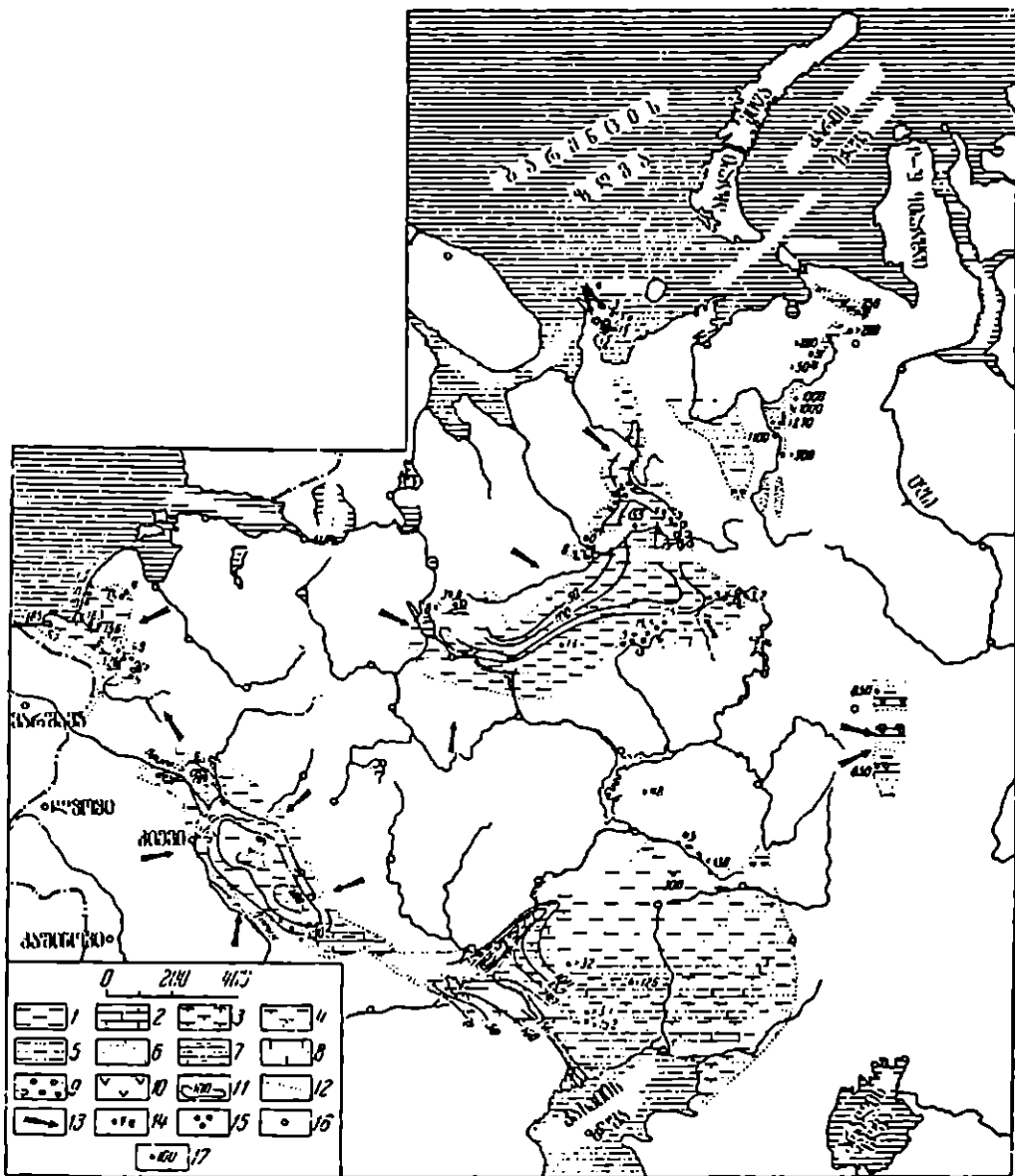
ჩხეთის მასივიდან აღმოსავლეთით გერმანული ტიპის ტრიასი პოლონეთის სამხრეთ-დასავლური ნაწილის – სილეზიის ტერიტორიაზე განვითარებული, ოლონდ შუა ტრიასი რამდენადმე განსხვავებულია ტიპური გერმანული მუშელკალკისაგან – მუშელკალკის კირქვების ფაუნისტური კომპლექსი უფრო მრავალფეროვანია და, რაც განსაკუთრებით საყურადღებოა, შეიცავს ალპური ტრიასული ფაუნის წარმომადგენლების ნაშთებს, კერძოდ, ბრაქიოპოდებისა და ამონიოდების (*Ceratites trinodosus*, *C. antecedens*, აგრეთვე ანიზურ გეარს – *Ptichites*-ს) ისეთ ფორმებს, რომლებიც გერმანული რაფის ტრიასულში არა გვხვდება. როგორც ჩანს, ზღვა რომელსაც შუა ტრიასულში გერმანიის რაფი ევათ, ჩხეთის (ბოქვის) მასივის აღმოსავლური კილის შემოვლით უკავშირდებოდა ალპურ აუზს, საიდანაც გაშლილი ზღვის ფაუნისტური ელემენტები სილეზიაში აღწევდა (სურ. 96). გვიან ტრიასულში კავშირის ეს გზაც ჩაიკეტა და კვიპერის აუზი გადაიქცა ლაგუნად, რომელშიც მტნარი წყლის ფაუნა (*Paludina*, *Unio* და სხვა) დასახლდა. მოგვიანებით ლაგუნა თანდათან დაშრა და ამიერიდან ნალექდაგროვება ამ ტერიტორიაზე გაშლილ ვრცელ დელტაში მიმდინარეობდა.

ჩრდილოეთისკენ თუ გადავიწევთ, გერმანული ტრიასი ზედაპირზე აღარ ჩანს; ის უფრო ახალგაზრდა (მეზო-კაინოზოური) ნალექებით არის დაფარული. როგორც ბურღვის მასალები მოწმობს, მუშელკალკის ზღვიური ფაუნის ქანები სიღრმეში არსებობს, თუმცა ბალტიისპირეთსა და იუტლანდის ნახევარკუნძულამდე, ასევე სკანდინავიამდე მუშელკალკის ზღვა ვერ აღწევდა. ეს ტერიტორიები გაშიშვლებული იყო და დენუდაციას განიცდიდა.

ამრიგად, დასავლური ევროპის ტერიტორიის მნიშვნელოვანი ნაწილი ტრიასული პერიოდის დასაწყისიდან მოქცეული იყო არიდული პეის პირობებში და წარმოდგენდა საკმაოდ ვრცელ უდაბნოს საგრძობლად დანაწევრებული რელიეფით – მალა აზიდული მთათა მასივებითა და მათ შორის მოქცეული დიდი თუ მცირე ლაგუნებით. თავდაპირველად მასივების ინტენსიური დენუდაციის პროდუქტების – უბეშმარცელოვანი კლასტური მასალის, დაგროვების შედეგად წარმოიქმნა ბუნდუნტმტანის კონგლომერატებისა და ქვიშაქვების მძლავრი (1000 მ-მდე) წყება. შუა ტრიასულში (მუშელკალკი) მარჩხმა ეპიკონტინენტურმა ზღვამ ნაწილობრივ დაფარა ცენტრალური ევროპის დაბლობებული ტერიტორიები (აუზები). გვიან ტრიასულში კვლავ რეგრესიამ და განახლდა კონტინენტური (სუბაერული, ალაგ – დელტური) სელიმენტაცია, თუმცა ახლა საკმაოდ დინუდირებული მასივებიდან მეტწილად წვრილმარცელოვანი მასალა შემოდის ლაგუნურ აუზებში, სადაც წვრილმარცელოვან კლასტურ ქანებთან ერთად ფერადი მერგელებიც გროვდება.

აღმოსავლური ევროპის კონტინენტური ფაუნისა და კლასტურისაზე (რუსეთის ბაქნის ფარგლებში) ტრიასული სისტემის კონტინენტური ფაუნისებზე განვითარებულია მდ. ჩრდილო დონის აუზში, ვოლგისპირეთში, ქ. ორენბურგის მიდამოებში, ბალტიისპირეთსა და დონბასის ჩრდილო-დასავლური ნაწილის ტერიტორიაზე (სურ. 97). ნალექების სისქე აქ დიდი არ არის და 200-300 მ-ის ფარგლებში ცვალებადობს, ზოგჯერ კი უფრო ნაკლებიცაა. ტრიასული ნალექების ჭრილში დიდია ტერიტორიული ნალექების ხვედრითი წილი. ესაა მეტწილად კონტინენტური ფაუნის ქვიშაქვები და ქვიშები, აგრეთვე ფერადი მერგელები და თიხები.

ტრიასული პერიოდის ზღვიური ნალექები ცნობილია მხოლოდ კასპისპირა დაბლობის ტერიტორიაზე, სადაც ტრიასული სისტემის ჭრილები მხოლოდ ქაბურღილების საშუალებით არის შესწავლილი. ტრიასი აქ გერმანული ტიპისაა – ქვედა და ზედა სექციები წამოდგენილია კონტინენტური ფაუნის ქვიშაინ-თიხიანი ნალექებით, რომლებიც მცენარეთა და ხმელეთის ბინადარი ხერხეფლიანების განმარჯბებულ ნაშთებს შეიცავენ. შუა ტრიასი ზღვიურია და აგებულია კირქვების, ალვეროლითების და ქვიშაქვების მორიგეობით. კირქვები საკმაოდ მდიდარ პალეონტოლოგიურ მასალას შეიცავენ (ორსაგდულიანებს, ოსტრაკოდებს, თევზებს, წყალმცენარეებს და სხვ.). ამრიგად, კასპისპირეთშიც ადრე და გვიან ტრიასულის განმავლობაში კონტინენტური პირობებია. მხოლოდ მცირე ხნით ჭერ ადრე ტრიასულის ბოლოს, შემდეგ კი შუა ტრიასულში უფრო ფართო კავშირი დამყარდა ტეთისს ოროგენული სარტყლის გაშლილი ზღვის ვრცელ აუზთან. კასპისპირეთში შუა ტრიასის ზღვიური ნალექების სისქე 400 მ-მდეა, მთლიანად ტრიასული კი საკმაოდ მძლავრია და მისი სისქე 2000-2400 მ-ს აღწევს (სურ. 93, გვ. 279).



სურ. 97. ქვედა ტრიასის გავრცელება და ფაქციები რუსეთის ბაქანზე
(Стратиграфия СССР, Триасовая система, 1973).

- 1 - თიხები; 2 - კირქვები; 3 - კარბონატული თიხები; 4 - კარბონატული ქვიშიანი თიხები;
 5 - ქვიშიანი თიხები; 6 - ქვიშები; 7 - თიხიანი კირქვები; 8 - კირქვიანი ქვიშაქვები;
 9 - კონგლომერატები; 10 - თამბური და ანჰიდრიტი; 11 - თანამარი სიმპლავრების იზოზაზები;
 12 - ლითოლოგიური კომპლექსების გავრცელების საზღვარი; 13 - კლასტური მასალის გადატანის
 მიმართულება; 14 - რკინიანი ოროლითები; 15 - კირქვიანი ოროლითები; 16 - ბარიტი;
 17 - ნალექების სიმპლავრე ცალკეულ პუნქტებში.

განსვავებულია ტრიასული ნალექების ხასიათი ციმბირის კონტინენტურ პლატფორმაზე. პლატფორმის ცენტრალურ და დასავლურ ნაწილში ადრე და შუა ტრიასულში ღრმა რღვევების გასწვრივ მაზალტური ლაგებისა და ასეთივე შედგენილობის პიროკლასტიკის ამოფრქევა მიმდინარეობს. ეულკანური და ეულკანოგენური ქანების სიმძლავრე 600-1000 მ-მდეა. ტუფოქვიშაქვებთან, ტუფებთან, ტუფოკონგლომერატებთან და ლაგებთან პოლიმიქტური ქვიშაქვები, ალგეროლითები და თიხათიქლები მორავგობენ. სხვადასხვა მიმართულების სიღრმული რღვევების ურთიერთ გადაკვეთის ადგილებთან დაკავშირებულია კიბურული ტიპის მილები, რომლებიდანაც მეზოზოურ აღმასებს მოიპოვებენ. მათი დიდი ნაწილი ტრიასული ასაკისაა, თუმცა რუსი გეოლოგების დასკვნით, აქ აღმასების წარმოშობა სამ ეტაპად მოხდა დევონურიდან დაწყებული კარსულამდე.

ზღვიური ნალექდაგროვება ტრიასულ პერიოდში ციმბირის კონტინენტური პლატფორმის ჩრდილო-აღმოსავლური ნაწილის ტერიტორიაზე მიმდინარეობდა. აქ ზღვა ჩუკოტკა-ვერხოიანსკის გეოსინკლინური აუზიდან ვრცელდებოდა დროგამოშვებით.

ჩრდილო ამერიკის კონტინენტური პლატფორმის ტერიტორიის მნიშვნელოვანი ნაწილი მთელი მეზოზოურის განმავლობაში ახვეებული იყო და დენუდაციის არეს წარმოადგენდა. ტრიასულში ნალექდაგროვება მხოლოდ პლატფორმის სამხრეთ-დასავლურ ნაწილში მიმდინარეობდა. ზღვა კარდილიერების გეოსინკლინური აუზიდან ვრცელდებოდა. აუზში ზღვიური ნალექდაგროვებას მხოლოდ დროგამოშვებით აქვს ადგილი. ამიტომ აქ ტრიასული სისტემის ქრილში წარმოდგენილია როგორც ნორმული ზღვის, ისე ლაგუნურ და კონტინენტურ პირობებში დაგროვილი ფერადი (მეტწილად წითელი) ქანების კომპლექსების მორავგობა.

გონდვანისის სუპერკონტინენტი ტრიასული პერიოდის განმავლობაში ჭერ კიდევ ერთიანია, თუმცა, ისიც აშკარაა, რომ სამხრეთის ამ დიდი კონტინენტური მასივის დანაწევრების პროცესი უკვე დაწყებულია. პალეოტეთისის განშტოება სამხრეთისაკენ – ეწ. მოზამბიკის უბე (ტრიასულისთვის, შესაძლოა, უკვე სრუტეც კი) აფრიკის კონტინენტსა და მადაგასკარს შორის ღრმად არის შექრილი. ამის უტყუარი დადასტურებაა კ. მადაგასკარის ჩრდილო-დასავლურ ნაწილში გაშიშვლებულ თიხების სერიაში (ეწ. ანაბორანოს თიხები) მიკლელული ადრეტრიასული ცერატიტების კომპლექტი, რომელიც ჰიმალაების ადრეტრიასული ფაუნის მსგავსია. ტრიასის ნორმული ზღვიური ფაუნისების ქანები დადგენილია აფრიკის კონტინენტის აღმოსავლური სანაპიროების გასწვრივაც – მოზამბიკის სრუტის მეორე მხარეს. ამას გარდა, ზღვიური ტრიასული ცნობილია დასავლური აესტრალიის ტერიტორიაზეც ტექტონური ბუნების გრძებულ რაფებში. ეს კი იძლევა საფუძველს ვარაუდისათვის, რომ ტრიასულში უკვე დაწყებული იყო გონდვანისის სუპერკონტინენტისგან აესტრალიის განცალკევების პროცესიც. მაგრამ ეს მხოლოდ დასაწყისია გონდვანისის ცალკეულ კონტინენტურ მასივებად დასასხერისა და მისი მნიშვნელოვანი ნაწილი ტრიასული პერიოდის განმავლობაში ჭერ კიდევ ერთიანია. არსებობს უტყუარი ფაქტები, რომლებიც მოწმობენ, რომ სამხრეთის კონტინენტებს შორის მკიდრო კავშირი ჭერ კიდევ არსებობს და, რომ ისინი არ არიან გათვისებული ერთიმეორისგან ზღვის ვრცელი აკვატორიებით. ამაზე მეტყველებს, უპირველეს ყოვლისა, სამხრეთის კონტინენტების ტრიასული ფაუნისტური და ფლორისტული კომპლექსების შემადგენლობაში არაერთი საერთო ტაქსონის არსებობის ფაქტი. საკმარისია დაეასახელოთ მხოლოდ ზოგი მაგალითი: *Lystrosaurus*-ების (ქვეწარმავლებია) ნაშთები მიკლელულია ინდოეთშიც, აფრიკასა და ანტარქტისზეც; კიბოსნაირთა ერთ-ერთი გვარის წარმომადგენლები აღწერილია როგორც აესტრალიის, ისე სამხრეთ აფრიკისა და სამხრეთ ამერიკის ტრიასულიდან; ტრიასული ფლორა ერთნაირი ბუნებისაა არგენტინაში, ბრაზილიაში, სამხრეთ აფრიკაში, დასავლურ აესტრალიასა და კიდევ ზოგი სხვა რეგიონში.

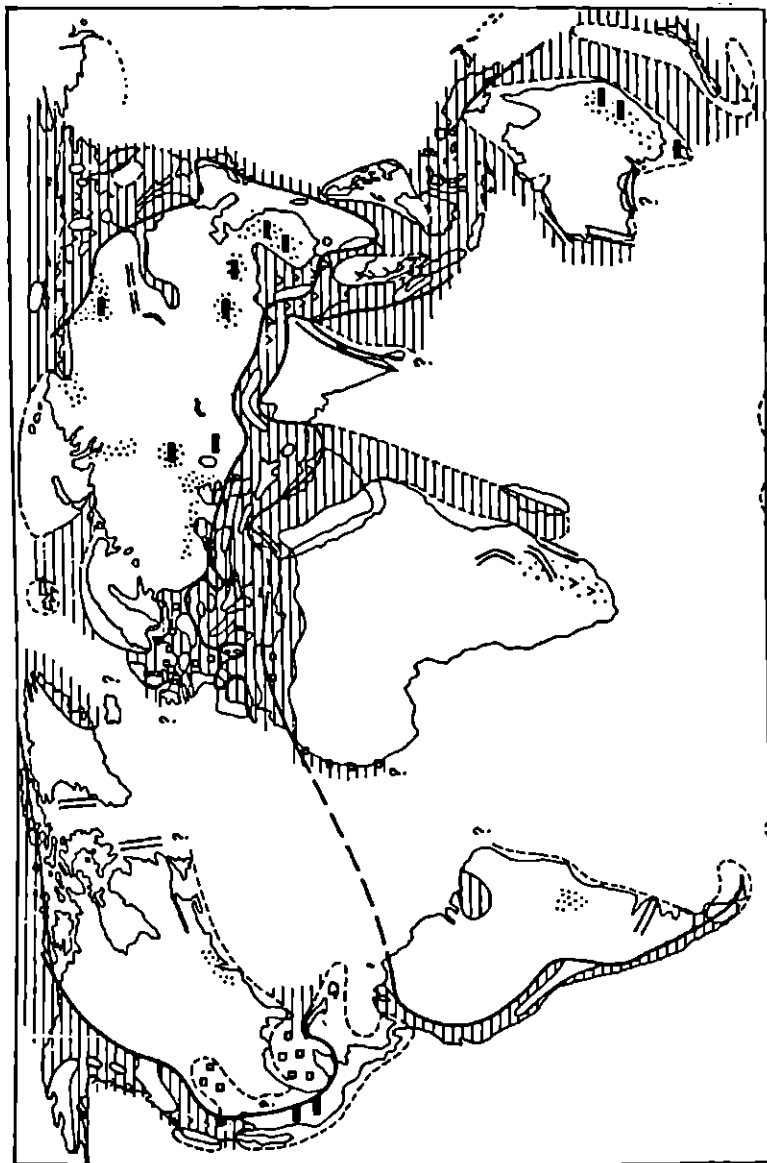
ტრიასული პერიოდის განმავლობაში სამხრეთის ყველა კონტინენტის – სამხრეთ ამერიკის, აფრიკის, ინდოტანის, აესტრალიისა და ანტარქტისის, ტერიტორიების უდიდესი ნაწილი კონტინენტური ნალექდაგროვების არეს წარმოადგენდა. ეპიკონტინენტური ზღვის ხანმოკლე, მკირე ინკურსიებს მხოლოდ დროგამოშვებით ჰქონდა ადგილი, რაზეც კონტინენტური ნალექების მძლავრი კომპლექსების ქრილში სხვადასხვა დონეზე ზღვიური ფაუნის (მეტწილად, მართფებიანების) შემკველი შრეების გამოჩენა მეტყველებს. გაიხსენოთ, რომ სამხრეთის სუპერკონტინენტზე ფართოდ გავრცელებული გვიანპალეოზოური კონტინენტური ნალექები შეადგენენ ეწ. „გონდვანის

ფორმაციის“ ქვედა ნაწილს, რომელსაც ჩვენ უკვე გავეცანით პალეოზოური ერთების ნალექების დასასათვისებას. გარდა კარბონული და პერმული სისტემებისა, „გონდვანის ფორმაცია“ (ზოგი ავტორი მას გონდვანის სისტემას უწოდებს) შეიცავს აგრეთვე ტრიასულს, იურულს და ქვედა ცარცულსაც. რამდენიმე ათასი მეტრის სიმძლავრის კონტინენტური ნალექების ამ კომპლექსის სულ ქვედა ნაწილს შეადგენს ჩვენთვის უკვე კარგად ცნობილი ტალზირის სერია, ხოლო ყველაზე ახალგაზრდა – ჯაბალჰურის სერია, გვიანიურულ-ადრეცარცულია. „გონდვანის ფორმაციის“ ქრილში ტრიასულად თარიღდება პანჩეტის სერია რომელიც კარბონულ-პერმული მხარეთუხიანებით დათარიღებული დამუდის სერიის ზღურ ნალექებზეა განლაგებული. 1500-2000 მ-ის სიმძლავრის დამუდის სერია წარმოდგენილია, ძირითადად, ალუვიური, ტბიური, ჭაობის ნახშირანი ნალექებით. ბრაქიპოდების ნაშთების შემცველი ქანების ცალკეული დასტების არსებობა მოწმობს, რომ ხანგაბოშეებით კონტინენტური ნალექდაგროვების არე ზღვით იფარებოდა, მაგრამ ზღვის ინკურსიები ხანმოკლე იყო და კონტინენტური პირობები მალე ხელახლა აღდგებოდა ხოლმე დამუდის სერიაზე განლაგებული ტრიასული ასაკის პანჩეტის სერიაც კონტინენტურია, თუმცა სრულიად განსხვავებული ბუნების. აქ უკვე აღარ ჩანს დამუდის სერიისათვის ნიშანდობლივი ნახშირის ფენები და უხვი მცენარეული დეტრიტუსი. პანჩეტის სერიის აგებულებაში უპირატესი როლი ირიბშრეებრივ ფერად ქეიშაქებს, გრაველიტებსა და თიხაფიქლებს ეკუთვნის. სერიის სისქე 500-600 მ-ია. ნალექების ფაციესური ანალიზი ნათელჰოფს, რომ პანჩეტის სერიის ქანების დაგროვება არიდული კლიმატის პირობებში მიმდინარეობდა. ამჟამად, რომ კარბონულ-პერმული გამყინვარება პერმულშივე თბილმა და ნესტიანმა ჰავამ შეცვალა (გაიხსნოთ დამუდის სერიის ქვანახშირის შემცველი ჭაობის ნალექები), ტრიასულში კი ცხადად ჩანს კლიმატის არიდობის პროცესი – გადაარბებული მცენარეულობა, ნახშირდაგროვების შეწყვეტა, ლაბირინთადონტებისა და ხმელეთის ქვეწარმავლების ნაშთები, უტყუარი ნიშნებია იმისა, რომ საშრეთის სუპერკონტინენტის დიდი ნაწილი ტრიასულ პერიოდში არიდული ჰავის სარტყელში იყო მოქცეული. ამას ემატება ტრიასული ნალექებისათვის ნიშანდობლივი კიდევ ერთი ფაციესური ნიშანი – ევაპორიტებით სიმდიდრე, რაც არაერთ რეგიონში აღინიშნება (ჩრდილო და დასავლური აფრიკის ტერიტორიაზე – მაროკოში, მერიტანიაში, სენეგალში, გვინეა-ბისაუში და სხვ.) (სურ. 98).

ფართო გავრცელება აქვს ტრიასული პერიოდის ფერად წყებებს ავსტრალიაში, რომელიც, ისევე როგორც საშრეთის დანაჩენი კონტინენტები, ამ დროს კონტინენტური სელიმენტაციის არეს წარმოადგენდა. ტრიასული ნალექების სიმძლავრე აქ საკმაოდ დიდია და 2500 მ-ს აღწევს. დიდი გავრცელება აქვს ფერად (წითელი ფერის) კლასტურ ნალექებს – კონგლომერატებს, ქეიშაქებს, ალევროლითებს, თიხაფიქლებს. ქანები ხერხემლიანთა, კიბოსნაირთა, მტკნარი წყლის მოლუსკებისა და მცენარეების განამარხებულ ნაშთებს შეიცავენ. ავსტრალიის დასავლურ ნაწილში ცალკეულ გრანებისებრ სტრუქტურებთან დაკავშირებულია ზღვიური ნალექები. როგორც ზემოთ უკვე ვთქვით, სავარაუდოა, რომ გონდვანისისაგან ავსტრალიის განცალკევების პროცესი ადრე ტრიასულში უკვე დაწყებული იყო.

ალჰურის ტრიასი. არანაკლებ ფართო გავრცელება აქვს ალჰურ ტრიასულს. ნორმული ზღვის ტრიასული ნალექების მრავალფეროვანი ფაციესის წყებები ყველა ოროგენული სარტყლის აგებულებაშია წარმოდგენილი, განსაკუთრებით ფართოდ, ამასთან მაღალ დონეზე შესწავლილიც, ის ხმელთაშუა ზღვისა და დასავლური და აღმოსავლური წყნარი ოკეანის ფარგლებშია.

ხმელთაშუა ზღვის ოროგენის (ტეთისის) ეკავა უზარმაზარი ტერიტორია ჰიბრალტარიდან დასავლურ ინდონეზიამდე და მოიცავდა დღევანდელ სამხრულ ევროპას, აფრიკის ჩრდილო განაპირა ნაწილს (ატლასის მთებს), კარპატებს, მთიან ყირიშს, კავკასიას, მცირე აზიის, ირანის და აელანეთის ტერიტორიას, ჰიმალაებსა და ტიბეტს და ა.შ. ამ ვრცელი ოროგენული სარტყელის გეოტექტონიკური აგებულება ტრიასულში, განსაკუთრებით კი იურულსა და ცარცულში, ძალზე რთული იყო ცხადია, შესაბამისად მრავალფეროვანი იყო სელიმენტაციის პირობები. ოროგენის განაპირა ზონები, რომლებიც როგორც ჩრდილოეთით, ისე სამხრეთით კონტინენტურ პლატფორმებს ესაზღვრებოდნენ, მიოგოსინკლინური ბუნების სტრუქტურებს წარმოადგენდნენ.



სურ. 98. გვიანი ტროპიკული ებოქს მდელოეკოეგრაფიული სქემა
 (ვ. ვლადიმირსკიამ და სხვ. მიხედვით, 1985). 1 - ზღუერი ნალექადგროვება;
 2 - კონტინენტური ნალექადგროვება; 3 - ველკანი შპის გამოვლიანება;
 4 - ნახშირადგროვება; 5 - გრამინები (ჩივეტული ზონები).

აქ ტრიასულის კრილში დიდია კლასტური ქანების – კონგლომერატების, ქვიშაქვებისა და ფიქლებების როლი, რომლებიც არაიშვიათად მარილებით (თაბაშირით, ანპიდრით, ქვამარილით) არიან გამდიდრებული და რამდენადმე გერმანული ტრიასის ანალოგებს წარმოადგენენ. ოროგენის შიგა რაფებში ამ დროს დიდი სისქის (კილომეტრების რიგის), გაშლილი ზღვის მდიდარი და მრავალფეროვანი ფაუნით დახასიათებული კირქვების, დოლომიტების, კარციტების წყებები გროვდებოდა. ნორმულ დანალექ კომპლექსებთან არაიშვიათად ვულკანოგენური ქანები და ლავური განფენები მორიგვობენ. ტიპური ალპური ტრიასის კლასიკური კრილები აღმოსავლურ (ბავარიის, ავსტრიის) ალპებშია წარმოდგენილი. აქ ტრიასულის სისქე შეუდარებლად უფრო დიდია – ბავარიის ალპებში დოლომიტებისა და კირქვების სიმაღლერე 3000 მ-ის აღწევს; აღმოსავლურ ალპებში ტრიასული სისტემის ქვედა ნაწილი მეტწილად კონგლომერატებით, ქვიშაქვებით და ფიქლებით არის წარმოდგენილი, შუა და ზედა ტრიასულში კი განსაკუთრებით დიდია ფაუნით მდიდარი კირქვებისა (არაიშვიათად რიფული) და დოლომიტების ხვედრითი წილი. კარბონატული ქანები შეიცავენ მარჯნების, მშართფეხიანების, ცეკატიტების, ორსაგდულიანებისა და წყალმცენარეების განმარხებულ ნაშთებს. ფაციესები ლატერალურად ცვალებადია და ტრიასულის კრილში კარბონატული წყებების სინქრონული ნალექები წარმოდგენილი არის ქვიშაქვებით და ფიქლებით, რომლებთანაც მარილების სამრეწველო მნიშვნელობის ფენებიც კია დაკავშირებული. ფაციესების განაწილების კანონზომიერებათა თავდაპირველი სირთულე, რაც ოროგენულ სარტყელში იმდროისათვის უკვე ჩამოყალიბებული მიკროკონტინენტებისა და კუნძულთა რკალების არსებობასთან იყო დაკავშირებული, კიდევ უფრო გაძლიერდა შემდგომი (იურულ-ცარცული და კანოზოური) ინტენსიური ტექტონიკური პროცესების შედეგად, რომელთაც ალპების ოროგენში მასების პარიზონტული გადაადგილება გამოიწვიეს, არაიშვიათად საკმაოდ დიდ მანძილზე.

ალპური ტიპისაა ტრიასი იტალიაშიც. ტრიასული ასაკისაა საყოველთაოდ ცნობილი კარარის მარმარილო, რომელიც იტალიის ალპებში აპუას მთებს აგებს, ისევე როგორც ქ. პიზასა და სპეციას შორის მდებარე შედარებით მცირე მასივს. ტრიასული გაშვლებულია აპენინის მთების ცენტრალურ ნაწილში – აქ ტრიასული კირქვებით არის აგებული აპენინის ნახევარკუნძულის უმაღლესი მწვერვალი გრანსასო.

სიცილიაში ტრიასული სისტემა ალპური ტიპის, ფაუნით მდიდარი კირქვებით არის წარმოდგენილი. სიცილიიდან დასავლეთით კი – სარდინიაზე, ესპანეთსა და ჩრდილო აფრიკაში, ისევე როგორც პროვანსსა და ლანგედოკში, ტრიასი გერმანული ტიპისაა, თუმცა-ღა ალპური ფაუნისტური ელემენტებით შედარებით უფრო მდიდარი. ისინი აღმოსავლეთიდან უფრო ადვილად აღწევდნენ ხელთაშუა ზღვის გეოსინკლინური სარტყელის დასავლურ ნაწილში. ამის თაობაზე ჩვენ უკვე ვისაუბრეთ, როცა გერმანულ ტრიასს გავეცანით.

აღმოსავლეთით ალპური ტრიასი გვხვდება კარპატებში, დინარიდების გაგრძელებაზე – ბაიონის მთებში (უნგრეთის ტერიტორიაზე), ადრიატიკის ზღვის აღმოსავლური სანაპიროს გასწვრივ გადაჭიმული ქედების აგებულებაში, მთიან ყირიშში, კავკასიაში, ანატოლიაში, ჭულფის რაიონში. დაბოლოს, ფაუნით მდიდარი ტრიასული ნალექების კარგად შესწავლილი სრული კრილებია ცენტრალურ ჰიმალაებსა და მარილიან მთებში.

ტრიასული პერიოდის გეოსინკლინურ ნალექებს ფართო გავრცელება აქვს წყნარი ოკეანის ოროგენის როგორც დასავლური რკალის მთელ სიგრძეზე ტანმანიიდან და ახალი ზელანდიიდან დაწყებული ჩრდილო-აღმოსავლურ აზიამდე, ისე აღმოსავლური რკალის გასწვრივ ალასკიდან პატაგონიამდე. ორივე სარტყელში ტრიასული პერიოდის განმავლობაში მიმდინარე ინტენსიურ დაძირვის პროცესებს თან სდევდა გაცხოველებული ვულკანური ამოფრქვევები. ჩრდილო ამერიკის კორდილიერების გეოსინკლინურ სარტყელში ტრიასული წარმოდგენილია რამდენიმე ათასი მეტრის სიმაღლერის, მეტწილად ტერიგენული (ქვიშაან-თიხიანი და კაიანი) და ვულკანოგენური ნალექებით. განსაკუთრებით დიდია საშუალო და ფუძე შედგენილობის ლავებისა და ტუფების ხვედრითი წილი. კერძოდ, ასეთია ტრიასულის ბუნება საკუთრივ კორდილიერების ზოლში. რაც შეეხება კლდოვან მთებს, აქ ჰარობს შედარებით მცირე სისქის ტერიგენული და

კარბონატული ზღვიური ნალექები. არაიშვიათად, ტრიასულის ქრილში კონტინენტური ფაციის ქანებით აგებული წყებებიც იჩენს თავს.

ანდების გეოსინკლინურ სარტყელში, რომელიც აღმოსავლური წყნარი ოკეანის ოროგენის სამხრეთ ნაწილს წარმოადგენს, პერკინული ოროგენტული მოძრაობები საკმაოდ ინტენსიური იყო. თანამედროვე ანდების ცენტრალურმა ნაწილმა ამ დანაოქების შედეგად კონსოლიდაცია განიცადა და სამხრეთ ამერიკის კონტინენტური პლატფორმის ნაწილად გადაიქცა. ანდების დასავლური ნაწილი კი კვლავ დაძირვით პროცესებში იქნა ჩათრეული. მნიშვნელოვნად შევიწროებული ანდების გეოსინკლინური ოლქი, რომელიც 4000 კმ-ის სიგრძეზე იყო გადაჭიმული, დაძირვას განიცდიდა არამარტო ტრიასული პერიოდის, არამედ ადრე- და შუაირული ეპოქების განმავლობაშიც. ამ ხნის განმავლობაში აქ რამდენიმე კილომეტრის სიძლიერის ვულკანოგენური და ვულკანოგენურ-დანალექი ქანების კომპლექსები დაგროვდა. რაც შეეხება, დასავლური წყნარი ოკეანის ოროგენს, აქ თითქმის მთელი ტრიასული პერიოდის განმავლობაში დაღმავალი მოძრაობები და სედიმენტაციის გეოსინკლინური რეჟიმი შენარჩუნებული. ჩრდილო-აღმოსავლური აზიის ტერიტორიაზე ტრიასული სისტემა სამივე სექციით არის წარმოდგენილი. მათი საერთო სიძლიერე 7000 მ-ს აღემატება. ტრიასულის ქრილი იწყება ქვიშაქვების, ტეფოქვიშაქვების და ალევროლითური ტუფების 400 მ-მდე სიძლიერის სერიით. დანარჩენი, უდიდესი ნაწილი ტრიასის აგებულია არგილიტებისა და ალევროლიტების ერთფეროვანი სერიით, რომელშიც ქვიშაქვები მხოლოდ იშვიათი შუაშრების სახით აღინიშნება. ნალექები მდიდარ, მრავალფეროვან ნამარხ ფაუნას შეიცავს, რომელშიც მრავლადაა ცერატიტების, ორსაგდულიანების, მართფებიანების და სხვ. ნაშთები. ნალექების ერთფეროვანი ლითოლოგიური ბუნება და დიდი სიძლიერე ნათელჰყოფს, რომ სედიმენტაცია აუზის ფსკერის ხანგრძლივი, ინტენსიური დაძირვის პირობებში მიმდინარეობდა.

სედიმენტაციის ტიპური გეოსინკლინური რეჟიმი ტრიასული პერიოდის განმავლობაში დასავლური წყნარი ოკეანის ოროგენტული სარტყელის სამხრეთ ნაწილშიც. ინდოჩინეთის ნახევარკუნძულზე ტრიასულ ნალექებს დიდი გავრცელება აქვს და წარმოდგენილია 5400 მ-ის სიძლიერის ნალექებით. ტრიასული სისტემის ქრილის ქვედა ნაწილში ქვიშაან-თიხიანი ფაციისებრი ქარბობს. დიდი სისქის ზღვიური ფაციისებრით არის წარმოდგენილი აგრეთვე შუა ტრიასული და კარნიული სართული, თუმცა აქ ძირითადად კარბონატებია გაბატონებული – ერთ შემთხვევაში პელეციპოდებიანი, ზოგ რეგიონში კი – რიფული კირკვები. არანაკლებ მძლავრია ინდოჩინეთის ნახევარკუნძულზე ზედა ტრიასის ზედა ნაწილი (ნორიული სართული), თუმცა ფაციისურად სრულიად განსხვავებული. ის მკაფიო სტრუქტურული უთანხმოებით არის განლაგებული ქვედა და შუა ტრიასულსა და მათთან ერთად დანაოქებულ კარნიულ ნალექებზე ნორიული სართული აგებულია 6000 მ-მდე სიძლიერის უხეშნატებოვანი, ნახშირიანი ტერიგენტული (ქვიშაქვები, კონგლომერატები) ნალექებით. ამ მძლავრი კომპლექსის ქრილის ქვედა ნაწილში მნიშვნელოვანია აგრეთვე ვულკანური აქტივობის პროდუქტების (მთავე შედგენილობის ეფუზივებისა და ვულკანოკლასტოლიტების) ხვედრითი წილი. ნათელია, რომ ნალექდაგროვების ხანგრძლივი გეოსინკლინური (დაძირვითი) პროცესები ტრიასული პერიოდის ბოლოს, ნორიულ საუკუნეში დასრულდა, რაც კიმერიული ტექტონიკურ-მაგმატური ციკლის პირველი – ადრეკიმერიული, ფაზისის გამოვლინებასთან იყო დაკავშირებული. ოროგენტული მოძრაობები, რომელთაც ადგილი ჰქონდათ კარნიული და ნორიული საუკუნეების მიჯნაზე, განსაკუთრებით ძლიერი სწორედ დასავლური წყნარი ოკეანის ოროგენის სამხრულ ნაწილში იყო – ჩინეთის სამხრეთ-დასავლეთში, ინდოჩინეთსა და მალაკის ნახევარკუნძულებზე, ინდონეზიის არქიპელაგის დასავლურ ნაწილში, ამიტომ ამ ფაზისს ხშირად ინდოსინური ურსაც უწოდებენ ხოლმე. სხვა ოროგენტულ სარტყელებში მას მხოლოდ სუსტი – წინამორბედი ფაზისის ხასიათი ჰქონდა და იურული პერიოდის დასაწყისიდანვე ისე დაღმავალი მოძრაობების ტენდენცია გაძლიერდა.

ოროგენტული და მაგმატური პროცესები. ოროგენტული პროცესების გამოვლინების თვალსაზრისით, ტრიასული პერიოდი შედარებითი სიმშვიდით გამოირჩევა. პერკინული ტექტონიკურ-მაგმატური ციკლის სუსტი – პოსტუმური მოძრაობების კვალი მხოლოდ რამდენიმე რეგიონშია დადგენილი – ურალზე, მანგიშლაკზე, ყაზახეთსა და ცენტრალური აზიის ზოგ

სტრუქტურაში. სამაგიეროდ, ოროგენეზისის საკმაოდ ძლიერი გამოვლინება აღინიშნება ტრიასული პერიოდის დასასრულს. ეს არის კიშერიული ტექტონიკურ-მაგმატური ციკლის პირველი – ადრეკიშერიული ფაზის, რომლის თაობაზე ჩვენ უკვე ვისაუბრეთ ზემოთ.

ადრეკიშერიულ ოროგენეტულ მოძრაობებს თან ახლდა მაგმატური პროცესების გაცხოველება. ვულკანური აქტივობა, რომელიც ციმბირის კონტინენტურ პლატფორმაზე პერმულის ბოლოს საკმაოდ ძლიერი იყო, ტრიასული პერიოდის დასაწყისში კიდევ უფრო ინტენსიური გახდა. ბაზალტურმა ლავებმა (ტრაპებმა) დაფარა ციმბირის კონტინენტური პლატფორმის მნიშვნელოვანი ტერიტორია – დაახლოებით 1,5 მლნ კმ² ფართობზე ბაზალტური შედგენილობის ლავური განფენები მორიგეობენ ტუფებთან და ქვიშიან-თიხიან ნალექებთან, რომლებიც ადრე- და შუატრიასული ფაუნისა (ასოსასტრიაანები) და ფლორის (ფოთლები, მტერიანები) ნაშთებს შეიცავენ. ტრაპების საერთო სიმძლავრე 2500-3000 მ-ია. ტრაპული ფორმაციის სინქრონულია ინტრუზიული სხეულები, რომლებიც სილღების სახით არის შეკრიბილი ციმბირის კონტინენტური პლატფორმის ზეწრული კომპლექსის წყებებში.

როგორც ტრიასული ნალექების დახასიათებისას დაერწმუნდით, მაგმატური პროცესები ძლიერი იყო ოროგენულ სარტყელებშიც. ტრიასული ასაკის ვულკანოგენური, ვულკანოგენურ-დანალექი წყებებისა და ლავური განფენების ხედრითი წილი მნიშვნელოვანია კორდილიერების, ანდების, ევრზოიანსკის, ინდოჩინეთის და მისი მოსაზღვრე რეგიონების გეოლოგიურ აგებულებაში.

ტრანსგრესიები და რეგრესიები. დედამიწის გეოლოგიური ისტორიის ერთ-ერთი გეოკრატული მონაკვეთი, რომელიც პერმულ პერიოდში დაიწყო, ტრიასულშიც გაგრძელდა. პერიციული ოროგენეზისის შედეგად საგრძობლად გაზრდილი ორივე სუპერკონტინენტი – ლავრაზია და გონდვანისი, აზვეებულია და დენუდაციას განიცდის, ან მეტწილად კონტინენტური ნალექდაკრეების არეს წარმოადგენს. ზღვიური სედიმენტაცია თითქმის მთლად ოროგენულ სარტყელებში მიმდინარეობს, საიდანაც ხანგამოშვებით კონტინენტური პლატფორმების ტერიტორიაზე ზღვის მცირე ინკლუსიები იჩენს თავს. ზღვა ლავრაზიის კონტინენტის მთლად ჩრდილო პერიფერიას ფარავს (შპიკბერგენის კუნძულების რაიონში). ადრეტრიასული ზღვით იყო დაფარული რუსეთის ბაჭნის საზღვრეთაღმოსავლური ნაწილი (კასპისპირეთი). როგორც ვნახეთ, შუა ტრიასულში ზღვის ინგრესიას ადგილი ჰქონდა გერმანიის როფში (გაეიხსენოთ მუშელკალკის მარჩხი ეპიკონტინენტური ზღვა). პერმულთან შედარებით საგრძობლად გაფართოვდა სრუტე (თუ უბე?) მადაგასკარსა და აფრიკის კონტინენტს შორის.

ამრიგად, ტრიასული პერიოდისათვის ნიშანდობლივია ერთ-ერთი ყველაზე დიდი მასშტაბის რეგრესია, შესაძლოა, ყველაზე მასშტაბურიც კი, ჩვენი პლანეტის გეოლოგიურ ისტორიაში. რეგრესია განსაკუთრებით საგრძობი იყო კონტინენტებზე, მაგრამ მას უკვალოდ არ ჩაუვლია არც ოროგენულ სარტყელებში. მაგალითისათვის შეიძლება გაეიხსენოთ თუნდაც ხმელთაშუა ზღვის ოროგენული სარტყლის დასავლური ნაწილი, სადაც ტრიასულში ლავური აუზისათვის ნიშანდობლივი ფაციესის ქანების დაგროვება მიმდინარეობდა. სედიმენტაციის მსგავსი პირობები აღინიშნება დასავლური წყნარი ოკეანის ოროგენული სარტყლის ზოგ უბანზეც, განსაკუთრებით ფართოდ – ევრზოიანსკის გეოსინკლიურ ოლქში.

ჰაეა. თითქმის მთელი ადრე ტრიასული განმავლობაში ჰაეა არიდული იყო – ისეთივე, როგორც გვიან პერმულში. თუმცა, არიდული ჰაეის სარტყლები რამდენადმე უფრო გაფართოვდა და როგორც ლავრაზიის, ისე გონდვინის კონტინენტების ვრცელი ტერიტორიები თითქმის მთლიანად მშრალი და ცხელი ჰაევით ხასიათდებოდა. არსებითად, გამონაკლისს წარმოადგენდა მხოლოდ ავსტრალიის ტერიტორია, სადაც ამ დროს ჰუმიდურ პირობებში ნახშირდაგროვება მიმდინარეობდა. ასეთივე დარჩა კლიმატური პირობები შუა ტრიასულშიც. გარკვეული ცვლილებები აღინიშნება გეიანტრიასული ეპოქის დასაწყისიდან. კონტინენტებზე რამდენიმე რეგიონში ჰუმიდური კლიმატი ხელსაყერი აღმოჩნდა ნახშირების წარმოქმნისათვის, მაგ.: გერმანიის როფში (გაეიხსენოთ Kohlenkeuper – გერმანელების ნახშირბადიანი კიპერი), დასავლური ციმბირის ტერიტორიაზე (ჩელიაბინსკის ოლქის ქვანახშირის საბადო), ინდოჩინეთის ნახევარკუნძ-

ულზე, სამხრულ ჩინეთში, მექსიკაში, შვეიცარიის შტატების სამხრეთ-აღმოსავლეთში და სხვ. მაგრამ მაინც, მნიშვნელოვან ტერიტორიებზე გვიანი ტრიასულის განმავლობაშიც არიდული კლიმატი იყო გაბატონებული.

ტრიასული პერიოდის განმავლობაში უდავოდ არსებობდა რამდენიმე პალეობიოგეოგრაფიული ოლქი. მათ შორის ყველაზე მკაფიოდ განსხვავებული ორი ოლქი გამოიყოფა – ტეთისის და ბორიული. ბორიული პალეობიოგრაფიული ოლქისთვის ნიშანდობლივი პალეოფაუნისტური კომპლექსები დადგენილია ვრცელ ტერიტორიაზე ტრიასული ნალექების ქრილში ჩრდილო-აღმოსავლური აზიიდან მოყოლებული არქტიკული კანადის ტერიტორიამდე: ტაიმირის ნახევარკუნძულზე, მდ. ლენასა და მდ. ოლენეკის ქვემო წელზე, შპიტბერგენის არქიპელაგის კუნძულებზე, აღმოსავლურ გრენლანდიაში და სხვ. ყველგან აქ ტრიასული წარმოდგენილია ქვიშაიან-თიხიანი ნალექებით, რომლებშიც საკმაოდ დიდი რაოდენობით არის განმარბებული ცერატიტებისა და ორსაგდულიანების ერთნაირი კომპლექსები. უდავოა, რომ ტრიასული პერიოდის განმავლობაში ამ ვრცელ ტერიტორიას ერთიანი გაშლილი ზღვა ჰფარავდა. განსხვავებულია ფაუნისტური კომპლექსები ტეთისის ოროგენული სარტყლისა და მასთან დაკავშირებული ეპიკონტინენტური აუზების ტრიასულში.

ტეთისის ტრიასულში, როგორც ვნახეთ, დიდია კარბონატული ნალექების ხვედრითი წილი, ზოგ რეგიონში – ევაპორიტებით გამდიდრებულიც. კირქვები მეტწილად მდიდარია ნამარხი ფაუნით, განსაკუთრებით მარჯნებით, კირქვიანი წყალმცენარეებით, ცერატიტებით, ორსაგდულიანებით და ა.შ. მკვლევართა ვარაუდით, გვიან ტრიასულში ალპების სარტყელში ტემპერატურა $+20^{\circ}\text{C}$ -ს აღემატებოდა, მაშინ როდესაც ბორიულ ოლქში საშუალოდ $+14^{\circ}\text{C}$ -მდე იყო.

იურული სისტემა

იურული სისტემის გამოყოფა. იურული დამოუკიდებელი სტრატეგრაფიული ერთეულის („ფორმაციის“) რანგში პირველად გერმანელმა ბუნებისმეტყველმა ა. ჰუმბოლდტმა მოიხსენია 1795 წელს. იტალიაში მისი პირველი მოგზაურობის დროს მან „იურული კირქვები“ უწოდა ნალექების კომპლექსს, რომლის სტრატეგრაფიული დიაპაზონი, როგორც შემდგომში გახდა ნათელი, საესებით შეესატყვისება თანამედროვე საერთაშორისო გეოქრონოლოგიური შკალის იურულ სისტემას. ა. ჰუმბოლდტის მიერვე მოგვიანებით გამოქვეყნებულ სტრატეგრაფიულ სქემაზე¹ იურული კირქვები (ინგლისის ლიასი, მერგელები და ოლითური ნალექები) მოქცეულია კვადრანტიანსა (გერმანელების ზედა ტრასი) და რკინიან მწვანე ქვიშებსა და ქვიშაქვებს (ქვედა ცარცი) შორის. იმავე წელს (1822) ინგლისში ე. კონიბირმა და ე. ფილიპსმა ოლითური სერიის სახელით აღწერეს ნალექები, რომლებიც ასაკით იურული სისტემის შლოდ ორი სექციის – შუა და ზედა იურულის სინქრონულია. რაც შეეხება ქვედა იურას (დღევანდელი გაგებით), ავტორები მას დამოუკიდებელი სტრატეგრაფიული ერთეულის რანგში განიხილავდნენ, ისევე, როგორც ბელგიელი ე. ომალის დ'ალუა. ე. ომალის დ'ალუას 1831 წელს გამოქვეყნებულ ნაშრომში მოყვანილ სტრატეგრაფიულ სქემაზე მოცემული აქვს ნალექების ხუთი განსხვავებული კომპლექსი, მათ შორის ლიასური და იურული, როგორც ერთნაირი რანგის, ორი დამოუკიდებელი სტრატეგრაფიული ერთეული. თუმცა, მანამდე (1829 წ.), ა. ბრონიარმა იურული უწოდა იურის მთებში გაშიშვლებული ნალექების კომპლექსს, რომელიც, ფაქტიურად ზედა იურასა და შუა იურის მცირე ნაწილს მოიცავს შლოდ, ინგლისში კი – შლოდ შუა იურულს. საბოლოოდ 1885 წელს საერთაშორისო გეოლოგიური კონგრესის III სესიაზე მიღებული იქნა გადაწყვეტილება ლიასურისა (ქვედა იურულის) და ინგლისელების ოლითურის (შუა და ზედა იურული) ერთ სტრატეგრაფიულ ერთეულად – იურულ სისტემად, გაერთიანების თაობაზე ამ დროიდან იურულმა სისტემამ საერთაშორისო გეოქრონოლოგიურ შკალაზე დაიმკვიდრა ის სტრატეგრაფიული ინტერვალი, რომელიც „იურული კირქვების“ ფორმაციას ა. ჰუმბოლდტის 1822 წელს გამოქვეყნებულ სტრატეგრაფიულ სქემაზე აკავა. ამრიგად, იურული სისტემის ავტორობის პრიორიტეტი ა. ჰუმბოლდტს ეკუთვნის, უდავოდ. თუმცა აქვე არ შეიძლება არ აღვნიშნოთ ისიც, რომ იურული სისტემის დეტალური სტრატეგრაფიული კვლევის საქმეში განუზომლად დიდია XIX საუკუნის გერმანელი, ინგლისელი, ფრანგი თუ სხვა ქვეყნების არაერთი მეცნიერის ღვაწლი. ზოგი მათგანის შესახებ ცოტა მოგვიანებით ვისაუბრებთ.

იურული სისტემის სამ სექციად დანაწილებას ლეოპოლდ ფონ ბუხის შრომებში დაედო სათავე ლ. ფ. ბუხის 1839 წელს დატარებულ ნაშრომში – „Ueber den Sura in Deutschland“ („გერმანიის იურულის შესახებ“), პირველად იქნა გამოქვეყნებული იურული სისტემის სამი სექციის სახელები: შავი იურა, მურა იურა და თეთრი იურა, რომლებიც გერმანიაში განვითარებული იურული ნალექების ლითოლოგიურ თავისებურებებს ასახავენ. მოგვიანებით გერმანელმა გეოლოგმა ა. ოპელმა ქვედა იურას ლიასი უწოდა, შუას – დოგერი, ზედას – მალმი.² ძალიან მალე გაირკვა, რომ მრავალფეროვანი ფაუნით დახასიათებულ სინქრონულ ნალექებს დიდი გავრცელება აქვს არამარტო დასავლური ევროპის, არამედ სხვა კონტინენტების ტერიტორიაზეც. მდიდარმა და მრავალფეროვანმა ფაუნამ შესაძლებელი გახადა იურული სისტემის

¹ სქემა მოცემულია ა. ჰუმბოლდტის ფრანგულენოვან ნაშრომში – „Essai géognostique sur le gisement de Roches dans les deux hémisphères“ (გეოგნოსტიკური თხზულება ორი ნახევარსფეროს ქანების განლაგების თანმიმდევრობის შესახებ), რომელიც 1822 წელს პარიზში გამოქვეყნდა. ავტორი კარგად იცნობდა არამარტო ევროპის ბევრი ქვეყნის, არამედ დასავლური ნახევარსფეროს ზოგი იმ რეგიონის (კენტრალური და სამხრეთ ამერიკის) გეოლოგიასაც. სადაც მან ხუთი წლის (1799 – 1804) განმავლობაში იმოგზაურა.

² ლიასი, დოგერი და მალმი – ინგლისში მიღებული, იურული სისტემის ფაქტურად და ასაკობრივად განსხვავებული ნალექებისთვის ქვინათლელთა და მალაროელთა მიერ შეკრეული სახელებია. ლიასი გერმანელების ქვედა (შავი) იურის შესატყვისია, დოგერისა და მალმის სტრატეგრაფიული დიაპაზონი კი ინგლისში რამდენადმე განსხვავდება გერმანელების მურა და თეთრი იურისაგან. ლიასი (Lias) წარმოსდგება გალების სიტყვიდან ლიი (Lai) – ფილა და აღნიშნავს ფილაქნისებური კირქვის წესიერ შრეებს; ფრანგული „Pierre de lias“-იც ფილაქანს ნიშნავს.

არამარტო სექციებად დანაწილება, არამედ უფრო დაბალი რანგის სტრატეგრაფიული ერთეულების გამოყოფაც. მდიდარ პალეონტოლოგიურ მასალასთან ერთად სხვა ხელსაყრელმა პირობებმაც (ნალექების შშილი განლაგება, მეტამორფიზმის დაბალი ხარისხი, მეტწილად კი მისი კვალის არ არსებობა და ზოგი სხვა), ხელი შეუწყო იმას, რომ ფაქტიურად, უკვე მე-19 საუკუნის ოცდაათიანი წლების დასასრულისთვის სწორედ იურული ნალექების მაგალითზე ჩამოყალიბდა სტრატეგრაფიული კვლევის მეთოდები, ძირითადი ცნებები და პრინციპები. გაეისხნოთ, რომ იურულ ნალექებზე პრაქტიკული გეოლოგიის მიზნებისთვის წარმოებული დაკვირვებები და ამ ნალექებში მოპოვებული ნამარხები გახდა საფუძველი ვ. სმიტის მიგნებისა, ნამარხები გამოყენებინა ქანების კომპლექსების განმასხვავებელ კრიტერიუმად. სწორედ იურულ ნალექებში იქნა გამოყოფილი ფრანგი ა. დ'ორბინიის მიერ 1849 წელს სართულები. მის მიერ დადგენილი, ერთმეორისგან განსხვავებული ფაუნისტური კომპლექსებით დახასიათებული რამდენიმე სართული, მცირეოდენი ცვლილებებით თანამედროვე საერთაშორისო სტრატეგრაფიულ შკალაზეც ფიგურირებს (სინემურული, ტრასული, ბაიოსური, ბათური, კალოვიური, ოქსფორდული, კიმერჯული და პორტლანდური). იმ დროიდანვე საბოლოოდ დამკვიდრდა გეოლოგიაში სართულის ცნება, მიუხედავად იმისა, რომ ე. კიუვიეს ერთ-ერთი უერთგულესი მიმდევარი ა. დ'ორბინიი სართულებში ფაუნისტური კომპლექსების ცვლას კატასტროფებს უკავშირებდა. ფაქტიურად, ზონების გამოყოფის პირველ ცდას წარმოადგენდა გერმანელი მეცნიერის ფ. კვენშტედტის მიერ საშრეთ-დასავლური გერმანიის (შვაბეთის) იურულის სამივე სექციის დანაწილება სართულზე დაბალი რანგის ერთეულებად. ლეოპოლდ ფონ ბუხის მიერ გამოყოფილი სამივე სექცია მან 6-მ მცირე ერთეულად დაყო და თითოეული მათგანი ბერძნული ალფაბეტის პირველი ექვსი ასოთი აღნიშნა: მართალია, ასეთი დაყოფა რამდენადმე ხელოვნური იყო, მაგრამ მაინც ძალზე მნიშვნელოვანი. ფ. კვენშტედტის დაწყებული საქმე მისმა ნიჭიერმა მოწაფემ - ა. ოპელმა გააგრძელა, უნდა ითქვას, ძალიან გონიერულად და ნაყოფიერად. გერმანიის იურულ ნალექებში ა. ოპელმა სართულზე უფრო დაბალი რანგის ოცდაცამეტი ერთეული გამოყო, რომელთაც მან ზონები უწოდა. ა. ოპელი თითოეულ ზონას მისთვის დამახასიათებელი ნამარხის სახელს აკუთვნებდა ამასთან, ის იმთავითვე ვარაუდობდა, რომ ზონების იმგვარი თანმიმდევრობა, რომელიც გერმანიის იურულ ნალექებში აღინიშნება, არ არის ლოკალური - მხოლოდ რეგიონული მოვლენა. იმაში დასარწმუნებლად, რომ ზონები მხოლოდ ადგილობრივი ხასიათის ფენომენი არ არის, ა. ოპელმა საგანგებოდ იმოგზაურა ინგლისსა და საფრანგეთში, გაეცნო იქაური იურული ნალექების ქრილებს და ამ ნალექებში დაცულ ფაუნისტურ კომპლექსებს და სამშობლოში დაბრუნებულმა გამოაქვეყნა ორტომიანი ნაშრომი - „Die Suralformation Englands, Frankreichs und des südwestlichen Deutschlands“ (ინგლისის, საფრანგეთისა და საშრეთ-დასავლური გერმანიის იურული ნალექები, 1856-1858), რომელმაც დასაბამი მისცა ზონის - უმცირესი სტრატეგრაფიული ერთეულის, ცნებას, რომელიც დღესაც სტრატეგრაფიული კვლევის უპირველეს დასაყრდენს წარმოადგენს. დაბოლოს, გაეისხნოთ ისიც, რომ ფაქციის ცნება, ცნება რომელიც გეოლოგიური წარსულის მოვლენათა აღდგენის პრობლემათა გადაჭრისათვის ისეთივე ფუნდამენტური ღირებულებისაა, როგორც ზონა სტრატეგრაფიული კვლევისათვის, სწორედ იურული ნალექების კვლევის პროცესში იშვა შვეიცარიელი გეოლოგის ა. გრესლის შრომებში.

იურული სისტემის საზღვრები. იურული სისტემის ქვედა საზღვრის თაობაზე ჩვენ უკვე ვისაუბრეთ, როცა ტრასული და იურული სისტემების გამოჩენასთან დაკავშირებულ პრობლემებს ვეცნობოდით. მართალია, კვლავ სადავოა რეტული სართულის სტატუსის საკითხი (ტრასული სისტემის დამოუკიდებელი, ტერმინალური სართული, თუ მხოლოდ და მხოლოდ ნორიულის ფაქციის?), მაგრამ მაინც დაბეჭითებით შეიძლება ითქვას, რომ იურული სისტემის ქვედა საზღვარი, ბიოსტრატეგრაფიული კრიტერიუმებით თუ ეიმსჯელებთ, საკმაოდ შეაფიოა და ერთნიშნად აღიარებული. ის პეტანგური სართულის სულ ქვედა ამონიტური ზონის - *Psiloceras planorbis*-ის ზონის, სხვა შემთხვევაში მისი სინქრონული ნალექების საგებს ემთხვევა. რაც შეეხება იურული სისტემის ზედა საზღვრის საკითხს, საბოლოოდ, ერთნიშნად გადაჭრილი წერაც არ არის. ეპიპერკინული (ენტრალური) ევროპის ტერიტორიაზე იურული სისტემის სულ ზედა -

პორტლანდური სართული რეგრესიული ნალექებით (მურბუჯური ქვესართული) მთავრდება და მასზე უთანხმოდ არის განლაგებული ქვედა ცარცული, რომელიც ტრანსგრესიული ვალანჟინური სართულით იწყება. მართალია, საზღვარი აქ მკაფიოა და ამ ორი სისტემის გამოჩენა, მეტწილად, სიბნელეს არ წარმოადგენს, მაგრამ გასაგები მიზეზების გამო თითოეული მათგანის სრული მოცულობისა და მათ შორის რეალური, ზუსტი საზღვრის დადგენა, ცხადია, შეუძლებელია. თუმცა, არანაყლებ რთული აღმოჩნდა იურული და ცარცული სისტემის ზუსტი საზღვრის თაობაზე ყველასათვის მისაღები ერთიანად გადაწყვეტილების მიღება ხმელთაშუა ზღვის გეოსინკლინური სარტყლის ფარგლებში ცნობილი გვიანიურულ-ადრეცარცული ნალექების უწყვეტი ქრილების საგანგებო კვლევის შედეგად მოპოვებულ უმიდირეს ფაქტობრივ მასალაზე დაყრდნობით.

ჯერ კიდევ 1865 წელს ა. ოპელმა აღაქმსა და კარპატებში იურული და ცარცული სისტემების მიჯნაზე გამოყო სართული, რომელსაც მან ტიტონური¹ უწოდა. ტიტონური სართულის ასაკი ერთხანს სადავო იყო, მაგრამ მოგვიანებით საბოლოოდ გაირკვა, რომ ის შუა ევროპის პორტლანდურის (იურული სისტემის ტერმინალური სართულის) ეკვივალენტია ამის შემდეგ მისი გვიანიურული ასაკი დაეკის არ იწყებს. სამაგიეროდ, სადავოდ რჩება იმ ნალექების ასაკის საკითხი, რომლებიც იურულისა და ცარცულის უწყვეტ (უხარვეზო) ქრილებში ფაუნით დათარიღებულ ტიტონურ და ვალანჟინურ სართულებს შორის არის მოქცეული. 1867 წელს ფრანგმა პალეონტოლოგმა ფ. პიქტემ აღწერა ამონიტებისა და ბრაქიოპოდების თავისებური ფაუნა 20-ადე მის სიმძლავრის შრენაიდან, რომელიც სამხრეთ-აღმოსავლურ სფერანგეთში (არდემის დეპარტამენტი) სოფ. ბერია-სის მიდამოებში არის გაშიშვლებული. ფაუნის შემსველი კირქვები თანხმობით არის განლაგებული გვიანიურულ (ტიტონურ) კირქვებზე და ასევე თანხმობით იფარება ვალანჟინური კირქვებით. მოგვიანებით (1873-74 წ.) ე. რენეიემ ფ. პიქტეს მიერ აღწერილი ფაუნის შემსველი კირქვების შრენარი დამოუკიდებელ – ბერიასულ სართულად გამოიყო იმ დროიდან მოყოლებული დღემდე სადავო ბერიასულის სტრატეგრაფიულ რანგი (სართული, თუ ქვესართული?) და ტიტონურ და ვალანჟინურ სართულებთან მისი დამოკიდებულება. სუეუენზე მეტია ინტერესი ბერიასულისა და მისი სინკრონული ნალექებისადმი არ განვლბულა. ამ ხნის განმავლობაში ბერიასული კირქვებისა და მათში დაცული პალეონტოლოგიური მასალის კვლევას მიეძღვნა არაერთი გამოჩენილი მეცნიერის ნაშრომები, რამდენიმე საგანგებო საერთაშორისო სიმპოზიუმი თუ კოლოკიუმები.² და მაინც, დღევანდელამდე არ არსებობს ერთიანად პასუხი რამდენიმე კითხვაზე: ბერიასული რა რანგის სტრატეგრაფიული ერთეულია – სართულია, თუ ქვესართული? თუ დამოუკიდებელი სართულია, მაშინ იურული სისტემის ტერმინალური წვერია, თუ ცარცული სისტემის უძველესი სართული? თუ ქვესართულია – ტიტონური თუ ვალანჟინური სართულის შემადგენლობაში? ცხადია, ამ კითხვებზე გაცემული ერთიანად პასუხები გადაწყვეტენ იურული სისტემის ზედა საზღვრის პრობლემასაც. მართალია, 1963 წლის კოლოკიუმზე, რომელიც ქ. ლიონში გაიმართა, მიღებულ იქნა რეკომენდაცია ბერიასულის დამოუკიდებელი სართულის რანგში ცარცული სისტემის უძველეს წვერად აღიარების თაობაზე, მაგრამ მას შემდეგაც არაერთი მეცნიერს მიაჩნია, რომ ბერიასის ამონიტურ ფაუნას უფრო მეტი საერთო აქვს ტიტონური სართულის ფაუნისტურ კომპლექსთან, ვიდრე ვალანჟინურთან (ლ. ბუნარადო, ფ. ლე ვეარა, ა. ვიდმანი, ე. დრუშვილი და სხვ.) და ამიტომ იურული სისტემის ზედა საზღვრად ბერიასული სართულის სახურავი უნდა იქნეს აღიარებული და არა მისი საგები. მიუხედავად ამისა, უახლეს სტრატეგრაფიულ სქემებზე ბერიასული სართულით იწყება ცარცული სისტემა – მისი ქვედა საზღვარი (ანუ იურულის ზედა საზღვარი) გადის *Pseudosubplanites grandis*-ის ზონის საგებზე.

იურული სისტემის დანაწილება. იურული სისტემის სამ სექციად დანაწილება, რასაც ლეოპოლდ ფონ ბუხმა 1837 წელს დაუღო სათავე, იურული სისტემის სტრატეგრაფიულ სქე-

¹ ტიტონური – ბერიასული მთიოლოგიის მიხედვით, ტიტონი აჯრობას მეუღლე იყო. მ. ჟინოს ვარაუდით, ა. ოპელმა სახელი „ტიტონური“ მის მიერ გამოყოფილ სართულს იმითომ შეერქო, რომ ზოგი ამონიტი ხმელთაშუა ზღვის ზედა იურის ამ ტერმინალური სართულის ნალექებში ცარცული იქონია – ცარცული პერიოდის განთიადის (აჯრობას) დასაწყისის მაუწყებელი.

² 1963 წ. – კოლოკიუმი ლიონში; 1967 წ. – მსკოვის სიმპოზიუმი, 1967 წ. – ლუქსემბურგის კოლოკიუმი; 1969 წ. – კოლოკიუმი უნგრეთში; 1973 წ. სპეციალური სიმპოზიუმი ქლატებში ნევშატელსა და ლიონში.

მას დღემდე შემორჩა. თუმცა, 1962 წელს ლუქსემბურგში იურული სისტემის სტრატეგიათა პრობლემებისადმი მიძღვნილი სამეცნიერო კოლოკიუმის გადაწყვეტილებით, უარყოფილი იქნა როგორც ლ. ფონ ბუხის, ისე ა. რაპელის ნომენკლატურა (ბუხის – შაეი, შურა და თეთრი იურა; რაპელის – ლიასი, დოგერი და მალში) და სექციების სახელწოდებად დაკანონდა: ქვედა იურა, შუა იურა და ზედა იურა. მაინც, არაიშვიათად ქვედა იურულის სინონიმად ისევ იყენებენ ლიასურს (ლიასს), განსაკუთრებით იმ შემთხვევაში, როცა ქვედა იურის საერთოლებად დანაწილებითვის შესატერისი პალეონტოლოგიური მასალა არ არსებობს. ამ შემთხვევაში უფრო მოხერხებულია საუბარი ქვედა, შუა და ზედა ლიასურზე.

რაც შეეხება იურული სისტემის საერთოლებად დანაწილების სქემას, მან გარკვეული ცვლილებები განიცადა მას შემდეგ, რაც 1849 წელს ად. ორბინიომ იურული სისტემის საერთოლების პირველი ნუსხა შექმნა. განუყოფელი საუკუნენახევრის განმავლობაში ის თანდათან ივსებოდა, ზუსტდებოდა და ამჟამად იურული სისტემის სტრატეგრაფიული დანაწილების სქემა ასე გამოიყურება (იხ. ნუსხა №14):

იურული სისტემის სტრატეგრაფიული დანაწილება

ნუსხა №14

საერთაშორისო გეოქრონოლოგიური შკალის მიხედვით		ინგლისის რეგიონული (ტრადიციული) დანაწილება		
სექციები	სართულები			
ზედა იურული V ₃	ტიტონური (ვოლგური)	ოლითი	ზედა	პურბეკის შრეები
	კიმერიჯული			პორტლანდის ქვიშა
	ოქსფორდული		კიმერიჯის თიხა	
შუა იურული V ₂	კალოვიური		შუა	მარჯნაანი შრეები
	ბათური			ოქსფორდის თიხა
	ბაიოსური			კოლოვიური შრეები
	აალენური	ქვედა	კორნბრანში დიდი ოლითი ფულერის მიწა	
ტოარსული	ქვედა ოლითი			
ქვედა იურული V ₁	პლინსბახური	ლაპი	ზედა	
	სინემურული		შუა	
	პეტანგური		ქვედა	

ნუსხა №14-ზე მარცხენა მხარეს მოცემულია იურული სისტემის სტრატეგრაფიული დანაწილების სქემა თანამედროვე საერთაშორისო გეოქრონოლოგიური შკალის მიხედვით, მარჯვნივ — ინგლისის რეგიონული (ტრადიციული) სტრატეგრაფიული ერთეულების თანმიმდევრობა. როგორც ვიცი, ინგლისელები იურულ სისტემას ორად ჰყოფენ — ლიასურ და ოლითურ. ეს უკანასკნელი თავის მხრივ სამად იყო დანაწილებული. ამრიგად, ინგლისში იურული სისტემა ოთხ ერთნაირი რანგის სტრატეგრაფიულ ერთეულად იყო გაყოფილი: ლიასი, ქვედა ოლითი, შუა ოლითი და ზედა ოლითი. ამასთან, იმთავითვე ნათელი გახდა, რომ ინგლისელების ლიასი და გერმანელების ქვედა (შავი) იურა სინქრონული სტრატეგრაფიული ერთეულებია. უფრო რთული აღმოჩნდა, სამად დანაწილებული ოლითურის კორელაცია გერმანული სქემის დანაწილებით ორ სექციასთან — ბურა იურასთან და თეთრ იურასთან. ამ პრობლემის გადაჭრაში გადაწყვეტი როლი ითამაშეს გერმანიის, საფრანგეთის და ინგლისის იურულ ნალექებში ოპელის მიერ დადგენილმა ზონებმა. ამჟამად იურულ სისტემაში გამოყოფილია სამოცამდე ზონა, მეტწილად ამონიტური ფაუნისტური კომპლექსების საფუძველზე (20 — ქვედა იურაში, 15 — შუა იურაში, და 25-მდე ზონა — ზედა იურაში).

იურული პერიოდის ცოცხალი ბუნება. იურული პერიოდის დასაწყისისათვის საბოლოოდ გადაშენდა ორგანული სამყაროს არქაული (პალეოზოური ერისთვის ნიშანდობლივი) ტაქსონები და ამ დროიდან მკაფიოდ ჩამოყალიბდა მეზოზოურისათვის დამახასიათებელი ფლორისტული და ფაუნისტური კომპლექსები.

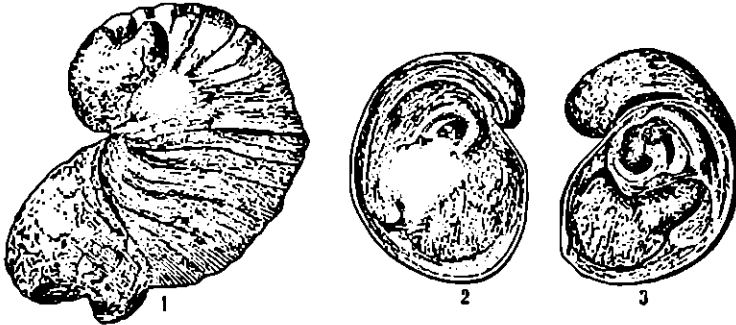
აღსანიშნავია ერთეულად და ადამიანთა აღმავლობა იურული პერიოდის დასაწყისიდან. მას შემდეგ რაც ფუზულინიდები გადაშენდნენ, ერთსახსნე შენედა პროტოზოების ევოლუციის პროცესი: იურული პერიოდიდან იწყება მათი აყვავების ახალი ეტაპი. აქედან მოყოლებული კიდევ უფრო მრავალფეროვანი გახდა ფორამინიფერების კლასი. პირველად იურულში გაჩნდა და შემდგომში სწრაფ აყვავებას განიცდის ფორამინიფერების რამდენიმე რიგი: როტალიიდები (R-Q), გლობიგერინიდები (S-Q), ბულიმინიდები (S-Q); თვალსაჩინოა აგრეთვე ნოდოზარიიდებისა (P-Q) და ამოდისციდების (S-Q) აღმავლობის პროცესი. ალპების გეოანთურული ნალექებიდან აღწერილია რადიოლარიების კლასის წარმომადგენელთა ნაშთებიც, რომლებიც კაჟიან ქანებში — რადიოლარიტებშია განამარხებული. რადიოლარიებიანი შლამები, როგორც ვიცი, თანამედროვე ოკეანეების ფსეკრზე საკმაოდ დიდ სიღრმეებზე (3,5 — 4 ათასი მეტრი და მეტრზე) გროვდები. ამიტომ იყო, რომ ალპების იურულ რადიოლარიტებსაც ზოგი მეკლდეარი აბისურ ნალექებზე მიიჩნევდა. მოგვიანებით გაირკვა, რომ ისინი არ მიეკუთვნებიან აბისურ თეციტების ჯგუფს და დაგროვდნენ არიან უფრო მცირე სიღრმეზე.

იურულში და შემდეგ, ცარტულშიც, ღრუბლები არაშეიათად ქანმაშენ ორგანიზმებზე გვევლინებიან. იურულ პერიოდთანა დაკავშირებული კაჟიანი ღრუბლების ქვეკლასის (Silicospongia) აყვავება სილიკოსპონგიების გაჩნდათ მჭიდროდ შეკავშირებული სპიკულებით წარმოქმნილი სკელეტი. ისინი შლამიან ფსეკრზე ბინადრობდნენ. ზოგჯერ ღრუბლების სკელეტი მშვენიერად არის განმარხებული, არაშეიათად კი მათი სპიკულების დაგროვების შედეგად წარმოიქმნიან თავისებური სილიციტები, რომელთაც სპონგოლითებს უწოდებენ. როგორც ვარაუდობენ, კაჟიანი ღრუბლების SiO₂-ის ხარჯზე უნდა იყოს წარმოშობილი ბუქი ფერის (ბუქი ნაკრისფერი, ხშირად თითქმის შავი) კაჟის უსწორმასწორო კონკრეციები (კონტლები), რომელთაც მეტწილად იურული და ცარტული კარბონატული ქანები შეიცავენ. სილიკოსპონგიების SiO₂-ს მიაწერენ ზღვის ბინადართა ნაშთების გაკვებასაც. რაც შეეხება კირქვიან ღრუბლებს — ფარეტრონებს (Pharetrones), მათი ნაშთები იურულ ნალექებში იშვიათია და მეტწილად, მარჩბი ზღვის ზოგენურ კირქვებში არიან განმარხებული.

იურული პერიოდის ნორმული ზღეების ფაუნაში დიდი იყო ნაწლავალრუიანების როლი. ადრე იურულიდანვე ჰექსაკორალები გვევლინებიან რიფისმშენებელ ორგანიზმებად. შუა იურულში ჩნდება ანთოზოათა კლასის ამ ქვეკლასის (ჰექსაკორალების) არაერთი ახალი ტაქსონი — ოქაბი, ქეეოქაბი, გვარი. განსაკუთრებით მრავალრიცხოვანია და მრავალფეროვანი მარჯნების ფაუნა ოქსფორდულ საუკუნეში. დასავლურ ევროპაში გვიანოქსფორდული მარჯნის რიფული კირქვების ხედრითი წილი იმდენად დიდია, რომ ზედა ოქსფორდულს იქაური გეოლოგები კორალურ

(მარჯნიან) სართულს უწოდებდნენ, ერთხანს კი ლუზიტანურის სახელით დამოუკიდებელ სართულადაც კი გამოყოფდნენ.

საგრძობლად ამაღლდა იურულ პერიოდში ორსაგდულლიანი მოლუსკების (Bivalvia) ორგანიზაციის დონე. მარჯნული რიფების ფაციესის ქანებში განმარხებულია მასივური ნიჟარის მქონე ფორმები — დიცერასები (Dicerias) და მეგალოდონტების რიგის (Megalodontidae) ზოგი გვარის წარმომადგენლები. Dicerias-ის ნიჟარები გვიანიურულ რიფულ კირქვებშია, მეტწილად, წარმოდგენილი. ესაა თავისებური ორსაგდულლიანი მოლუსკები, რომელთა ორივე საგდულს გააჩნია წინა კილისკენ მკვეთრად გადახრილი (პროზოგირული), ცხერის რქების მსგავსად მოკაუჭებულ თხები (სურ. 99). ორგანიზმის ერთერთი საგდული შესკერზე იყო მიმაგრებული.



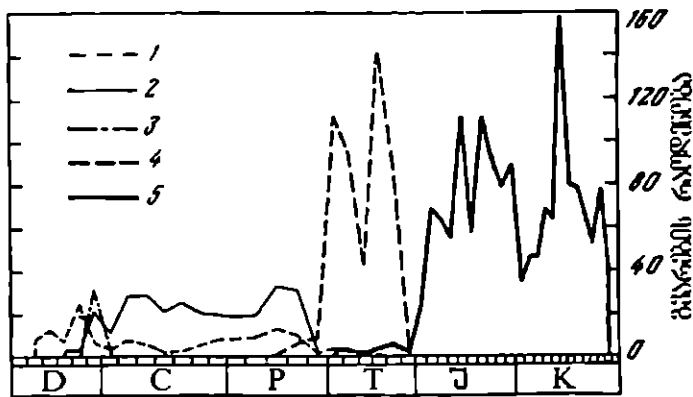
სურ. 99. *Dicerias arictinum* (მ₃)

1 — ნიჟარის გვერდხედი; 2 — მარცხენა საგდულის შიგა მხარე; 3 — მარჯვენა საგდულის შიგა მხარე. მარჯვენა საგდულის თხების ქვეშ ჩანს ორი მასიური კბილი, მარცხენა საგდულზე — ერთი.

შედარებით ღრმა ზღვის ნალექებში, პირიქით, განმარხებულია თხელნიჟარაინი პოსიდონომიები (Posidonomia). უფრო მრავალფეროვანია ორსაგდულლიანი მოლუსკების ფაუნა მარჩხი ზღვის ნალექებში. ნერიტული ზონის ფარგლებში ბინადრობდნენ გვარები — Pholadomya, Gryphaea, Astarte, აგრეთვე ოჯახების — Pectinidea, Limidae, Aviculidae არაერთი გვარის წარმომადგენლები.

ტრიასულთან შედარებით უფრო მრავალფეროვანია ბუცელოთფეხიანთა (Gastropoda) ფაუნაც, თუმცა ინდივიდების მიხედვით ნაკლებ მრავალრიცხოვანი. ტრიასულიდან იურულში გადმოვიდნენ პლევროტომარები. რიფული კირქვების ფაციესთან არიან დაკავშირებული Nerineidae-ს რიგის წარმომადგენელთა საკმაოდ მრავალრიცხოვანი ნაშთები.

საერთოდ, ტრიასულისა და იურულის მიჯნაზე ნორმული ზღვების ბინადარ უხერხემლოთა ფაუნისტურ კომპლექსებში საკმაოდ მკვეთრი ცვლილებები აღინიშნება. მრავალი ტაქსონის ეკოლოგიის პროცესში ადგილი აქვს შესაშინვე გარდატეხას. განსაკუთრებით თვალსაჩინოა ცვლილებები ცეფალოპოდების განვითარებაში. ცერატიტებისათვის (ეწ. მეზოამონოიდებისთვის) გვიანი ტრიასული კრიზისის დასასრული აღმოჩნდა. ამ დროს მკვეთრად შემცირდა როგორც მათი მრავალფეროვნება, ისე რაოდენობა. ამასთან გაიზარდა ნამდვილი „ჭუჭა“ (დაქინებული) ფორმების ხვედრითი წილი. ეს პროცესი გვიანი ნორიულიდან პეტანგური საუკუნის დასაწყისამდე გრძელდებოდა. პეტანგურიდან კი უკვე ჩნდებოდა ნეოპროსოიდების პირველი წარმომადგენლები (სურ. 100).

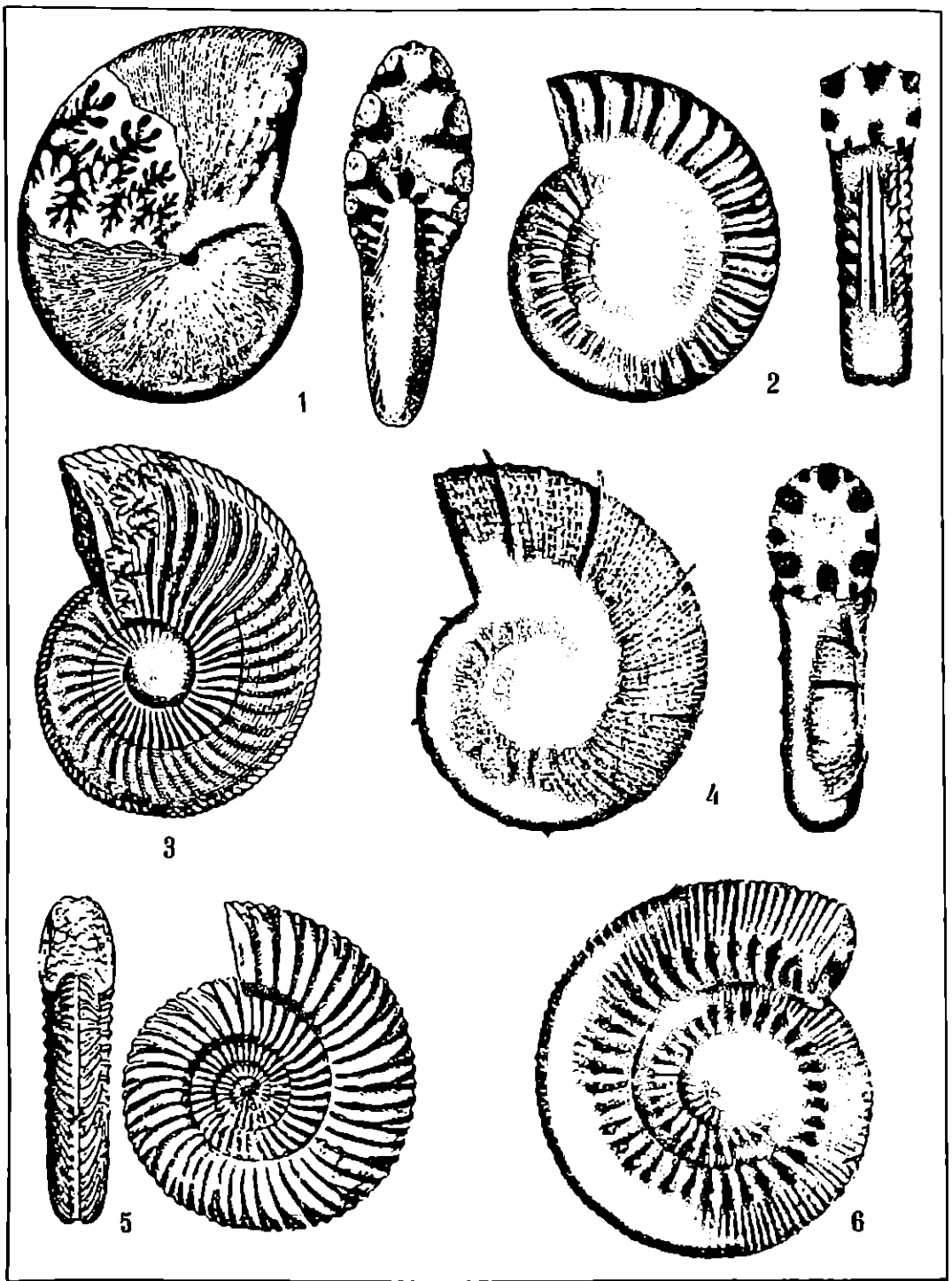


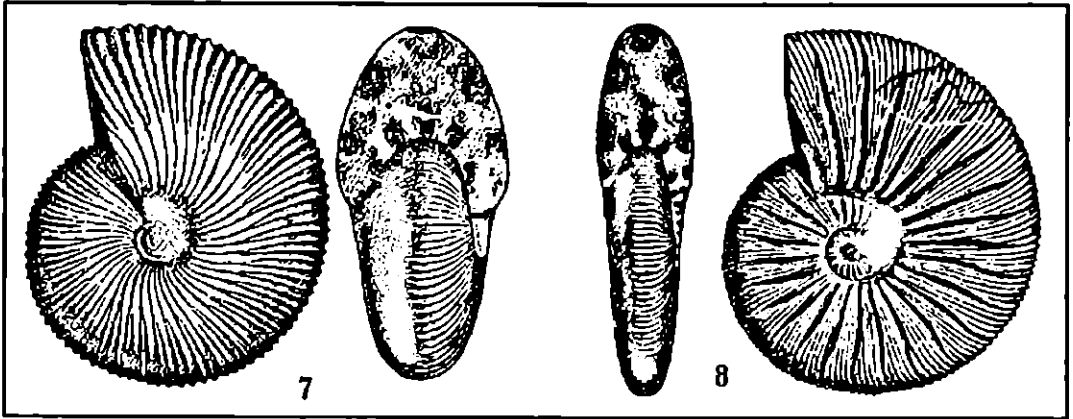
სურ. 100. ამონიტიდების ხუთი რიგის ევოლუციის ტემპები
(დ. რაუზერ-ჩერნოუსოვადან, 1976, ვ. რუჟენცევის მიხედვით, 1960)

1 – Agoniatitida; 2 – Gomatitida; 3 – Clymeniida;
4 – Ceratitida; 5 – Ammonitida (ნეოამონიტიდები)

განსაკუთრებით ღილია თავთფეხიანი მოლუსკების სამი, ყველაზე მაღალორგანიზებული რიგის – ფილოცერატიდების (Phylloceratida), ლიტოცერატიდებისა (Lytoceratida) და ამონიტიდების (Ammonitida) მრავალფეროვანი ოჯახებისა და გვარების სიმრავლე. ფილოცერატიდების შედარებით მცირერიცხოვანი რიგი ფოლოგენეტურად ცერატიტებთან არის უშუალოდ დაკავშირებული. საკმარის მნიშვნელოვანია იურულში ლიტოცერატიდების როლი. და მინც, პირველ რიგში აღსანიშნავია ამონიტიდების რიგის მრავალფეროვანი გვარების წარმომადგენელთა განმარტებული ნაშთების ღილი გავრცელება იურული პერიოდის ნაირგვარი ფაუნის ქანებში (მარჯნიანი რიფული კირქვების გამოკლებით). ამ რიგის გვარების საერთო რაოდენობა 800-ს აღწევს. მათგან შეიძლება დავასახლოთ შოლოდ რამდენიმე: Phylloceras, Litoceras, Amaltheus, Hildoceras, Schlotheimia, Parkinsonia, Stephanoceras, Cardioceras, Virgatites, Cadoceras, Sowerbiceras, Macrocephalites და სხვ. (სურ. 101).

იურულსა და ცარტულში ამონიტიდები შეეგუენ ნორმული ზღვების ნაირგვარ ეკოლოგიურ პირობებს. მათ შორის იყენენ როგორც აქტიურად მოუტრავე, ნექტონური ფორმები, ისე ნაკლებ მოძრავნიც – ფსკერის სიახლოვეს არსებობას შეგუებულნი, მუცელთფეხიანების მსგავსად ფსკერზე რომ ეოცადენენ. ამონიტიდების, ფოლოცერატიდებისა და ლიტოცერატიდების ევოლუციის ძალიან სწრაფი ტემპი, მათი მტკიცე ნიჟარების განამარხების ღილი შანსი, რაც იმავდროულად სახეთა მორფოფუნქციონალური (დიაგნოსტიკური) ნიშნების საკმარის კარგ დატულობასაც უზრუნველყოფდა (ეს კი არამხოლოდ ოჯახისა და გვარის, არამედ სახეების ღილი სიზუსტით განსაზღვრის საიმედო საფუძველს წარმოადგენს პალეონტოლოგებისთვის), განამარტობებს ნეოამონიტიდების განსაკუთრებულ ბიოსტრატოგრაფიულ ღირებულებას იურული და ცარტული ნალექების დანაწილებისა და სტრატოგრაფიის არაერთი პრობლემების გადაჭრისათვის.



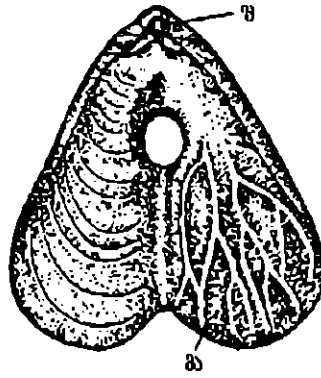


სურ. 101. იურული ამონიტების ზოგი გვარი. 1 - *Phylloceras* (S₁);
 2 - *Arietites* (S₁); 3 - *Amaltheus* (S₁); 4 - *Lytoceras* (S₁); 5 - *Parkinsonia* (S₂);
 6 - *Stephanoceras* (S₂); 7 - *Macrocephalites* (S₂); 8 - *Virgatites* (S₂)

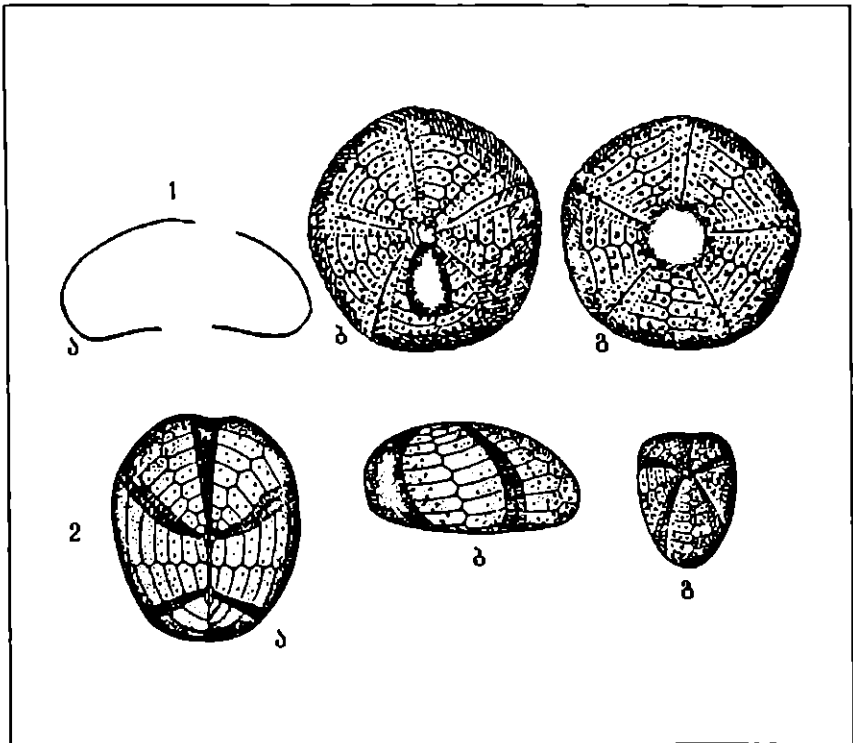
რაც შეეხება ნაუტილოიდების ოდესღაც მრავალრიცხოვან ქვეკლასს - ორთოცერატიდების რიგის უკანასკნელმა წარმომადგენლებმა იურულამდე ვერ მოაღწიეს - ისინი გვიან ტრიასულში გადაშენდნენ, იურულ ნორმულ ზღვებში მხოლოდ ნაუტილოიდების რიგია არის წარმოდგენილი. იურულსა და ეარსულში მათ საკმაოდ ფართო გავრცელება ჰქონდათ. შემდეგ კი ისინი თანდათან დაქვეითდნენ და დღევანდლამდე მხოლოდ ერთადერთმა გვარმალა მოაღწია. თანამედროვე *Nautilus*-ები მტაცებელი მოლუსკებია. ისინი ბენტოსს მიეკუთვნებიან და ინდონეზიის მოსაზღვრე წყლებში ბინადრობენ. ინდიეიდის კვდომის შემდეგ მისი ნიჟარა კარგა ხანს ინარჩუნებს ტივტივის უნარს და ის საკმაოდ შორს გადააქვს ზღვის დინებას - თვით იაპონიის კუნძულებამდეც კი.

შნიშვნელოვან ცვლილებებს განიცდიან იურული პერიოდიდან შიგანი ეარიანი ცეფალოპოდები (*Endocochlia*), რომლებიც, მართალია, კარბონულიდან ჩნდებიან, მაგრამ ტრიასულ პერიოდშიც კი ნაკლებად არიან გავრცელებული. ტრიასული *Aulacoceratida*-ს რიგი იურულში ბელემნიტიდების რიგმა შეცვალა. ამ რიგის გვარებს - *Nannobelus*, *Hibolites*, *Cylindroteuthis*, *Pachyteuthis*, *Douvalia* და სხვ., იურულშიც საკმაოდ ფართო გავრცელება ჰქონდათ თითქმის ყველა პალეოზოოგეოგრაფიული ოლქის ფარგლებში.

სამაგიეროდ, იურული პერიოდის დასაწყისიდან მკვეთრად შემცირდა ბრაქიოპოდების ოჯახების რაოდენობა. გადაშენდა ძველი, პალეოზოური ტაქსონები. იურულში მხარეთეზიანების ტიპი ძირითადად ტერებრატულიდებითა და რინქონელიდებით არის წარმოდგენილი. არქაული (პალეოზოური) ფორმებიდან იურულამდე მხოლოდ ერთი გვარი - *Spiriferina*-ლა გადმოდის, ღიასის ბოლოს კი ისიც ისპობა. რინქონელიდები და ტერებრატულიდები, მეტწილად, მარჩბი ზღვის ფაციესის ქანებში არიან განმარჩებული. ალპური აუზის უფრო ღრმა ზღვის ფაციესებში კი გავრცელებულია თხელნიჟარაანი მხარეთეზიანების ერთ-ერთი გვარის - *Pygope*-ს წარმომადგენლები (სურ. 102).



სურ. 102. *Pygope*
 შიგა კალაპოტის ზედაპირი;
 ფ - ფორამენი; მა-მანტიის არხები.



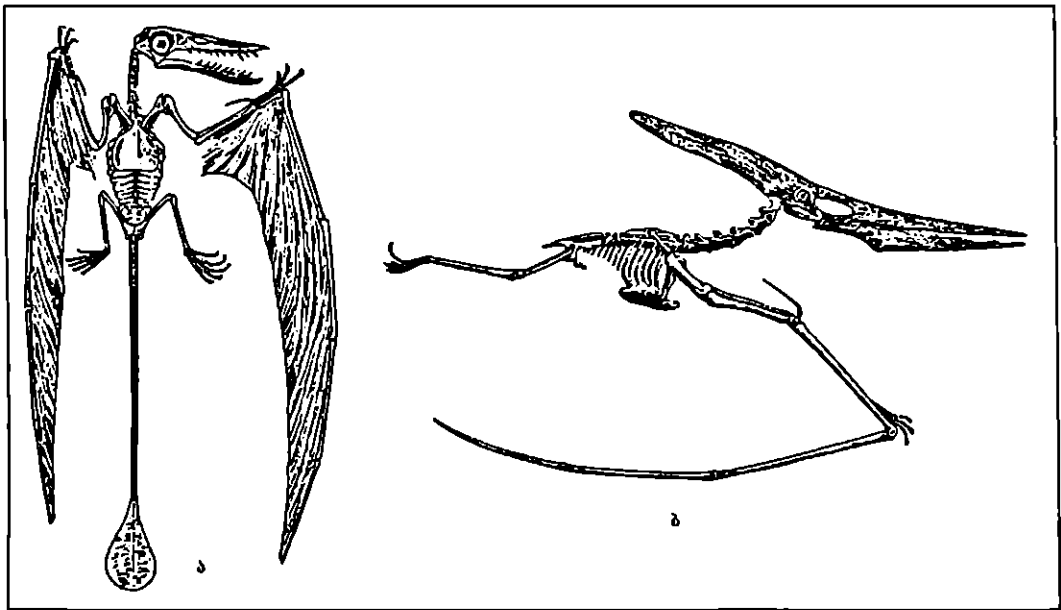
სურ. 103. იურული პერიოდის ზოგი არაწესიერი ზღვის ზღარბი
 (ი. მიხაილოვა და სხ., 1989) 1 - ა, ბ, გ *Pygaster* (S7-K).
 ა - ქვეშის კონტური გვერდიდან; ბ - თხემის მხარე;
 გ - ქვედა მხარე. 2 - ა, ბ, გ - *Collyrites* (S2-3).
 ა - თხემის მხარე; ბ - ხელი გვერდიდან. გ - ქვედა მხარე.

ეკალკანიანებიდან იურულში ჩნდება არაერთი ახალი ტაქსონი. კრინოიდების ფაუნა ახლა შეუდარებლად უფრო მრავალფეროვანია, ვიდრე ტრიასულში. არაიშვიათად ისინი ქან-მაშენ ორგანიზმებად გვევლინებიან და წარმოქმნიან კრინოიდებიან კირქვებს. ტრიასულისა და იურულის მიჯნაზე გაჩნდა ზღვის ზღარბების რამდენიმე ახალი რიგი. წესიერი ზღვის ზღარბების გვერდით იურულ პერიოდში უკვე ვხვდებით არაწესიერ ზღვის ზღარბებსაც. ისინი დაკავშირებული არიან, მეტწილად, ზოგენური კირქვის ფაციესის ქანებთან, აქვთ მკეიდრო, სქელი ჯავშანი და კარგად განვითარებული გვლები. ასეთია გვარები *Pygaster* (შ-კ), *Collyrites* (შ-კ) და სხვ. ზღვის ზღარბების ზოგი, შედარებით იშვიათი ფორმა განამარხებულია წმინდამარცვლოვან ქანებში, აქვთ თხელკედლიანი, ნაზი ჯავშანი და რედუცირებული გვლები (გვარები *Disaster*, *Stomeuxius* და ზოგი სხვა).

იურული პერიოდის ხერხემლიანთა ფაუნა მრავალფეროვანია როგორც ზღვებში, ისე ხმელეთზე. ზღვებში მათი წარმომადგენლები თევზებისა და რეპტილიების კლასებს მიეკუთვნებიან. რაც შეეხება წყალხმელეთა ხერხემლიანთა კლასს (ამფიბიებს), მას იურული პერიოდის დასაწყისში ჯერ კიდევ არჩაული (პალეოზოური) ტაქსონის – სტეგოცეფალების უკანასკნელი გვარები წარმოადგენენ. თუმცა, იურულ პერიოდშივე, მოგვიანებით, მათ აღვიღს ე.წ. ახალი ამფიბიები იკავებენ – ჯერ ჩნდება უკუდოთა რიგი (*Anura*), რომელსაც ბაყაყები, გომბეშოები და მათი მსგავსი სხვა წყალხმელეთა ორგანიზმები მიეკუთვნებიან. მართალია, მათ ნაშთებს იურულ ნალექებში ძალიან იშვიათად პოულობენ, მაგრამ, როგორც ზოგი მეცნიერი მიიჩნევს, ამის მიზეზი არა იმდენად იურული უკუდო ამფიბიების ინდივიდების შეზღუდული გავრცელებაა, რამდენადაც მათი ნაშთების განამარხების მცირე ალბათობა, პირველ რიგში ძალიან სათუთი, ნაზი სკელეტი, რომელიც ორგანიზმის კედომის შემდეგ ძალიან სწრაფად, ადვილად იშლება და შლამში „დაბინავებას“ ეერ ასწრებდა. მითუმეტეს, რომ ხმელეთის წყლებში, უპირატესად კი ჭაობებში, რომლებთანაც ამფიბიების ძირითადი ეკოლოგიური ნიშებია დაკავშირებული, ნალექდაგროვების პროცესი უღარცაღ შენელებული ტემპით მიმდინარეობს. საგულისხმოა, რომ როგორც უკუდო, ისე კუდიანი ამფიბიების (ტრიტონების, სალამანდრების) განამარხებული ნაშთები არც უფრო ახალგაზრდა – ცარცული და კაინოზოური ასაკის ქანებშია მაინცდამაინც მრავალრიცხოვანი. როგორც ჩანს, მიზეზი ამ შემთხვევაშიც განამარხების მცირე შესაძლებლობებში უნდა ექნებოდეთ, რადგანაც კაინოზოურში მაინც ამფიბიების სიმრავლე ექვს არ იწევს – სწორედ ამ ერამში მიაღწიეს მათ აღმავლობის მაქსიმუმს.

იურული პერიოდის ნორმული ზღვებისა და ეპიკონტინენტური აუზების ბინადართა შორის მნიშვნელოვანი როლი ეკუთვნით თევზების კლასის წარმომადგენლებს. სწორედ იურული პერიოდიდან იწყება ძელიანი თევზების (*Osteichthyes*) ერთერთი რიგის – *Holostei*-ს სწრაფი აღმავლობა. სხივფარულიანთა ქვეკლასის – აქტინოპტერიგიების (*Actinopterygii*) რიგის პირველი წარმომადგენლები გვიან პერმულში ჩნდებიან. ტრიასულ პერიოდში ზღვის ბინადართა შორის მათი ხვედრითი წილი შესამჩნევად იმატებს, იურულში კი ძელიანი თევზებს შორის ისინი გაბატონებულ ტაქსონს შეადგენენ, როგორც ნორმული ზღვების, ისე ანორმული აუზების იხტიოფაუნაში. გვიანი ცარცულიდან რიგი *Holostei* მკვეთრად იწყებს დაკვეითებას, რაშიც, მკვლევართა ვარაუდით, გადაამწყვეტი როლი ითამაშა ძელიანი თევზების მეორე რიგის – *Teleostei*-ს თანდათან გაძლიერებამ. ამ რიგის ცუდად დატული, იშვიათი ნაშთები გვიანტრიასული ასაკის ნალექებშია მიკვლეული, გვიანი იურულიდან კი ჩნდება მათი საკმაოდ კარგად შემონახული სკელეტები და ქერცლები. შუა ცარცულიდან იწყება *Teleostei*-ს რიგის განსაკუთრებული აყვავება. როგორც ჩანს, სწორედ მათ განდევნეს *Holostei*-ს რიგის წარმომადგენლები, რომლებიც ტლანქი და მზიმე ქერცლებით დაფარული სხეულითა და მხოლოდ ნაწილობრივ გაძვლებული ჩონჩხით ნაკლებად კონსერვირებულია ადამიანდნენ იმ თევზების პირისპირ, რომელთაც გააჩნდათ უფრო ნაზი, მსუბუქი ქერცლები და მთლიანად გაძვლებული, მკეიდრო სკელეტი. მათი ხერხემალი ძლიერი მუსკულატურის საიმედო საყრდენს წარმოადგენდა და ამით ორგანიზმის წყალში სწრაფ გადაადგილებას და ბევრად უფრო მოქნილ მოძრაობას უზრუნველყოფდა.

ხმელეთის ბინადარ ხერხემლიანთა შორის გაბატონებული იყვნენ ქვეწარმავლების კლასის წარმომადგენლები, რომლებიც შრავალმხრივ იყვნენ ადაპტირებულნი. 25-30 მეტრიან გიგანტურ დინოზავრებს – დიპლოდოკებსა და ბრონტოზავრებს შორის იყვნენ ბალახისმჭამლები და საზარელი მტაცებლები. რეპტილიებმა ათვისეს არამარტო ხმელეთი, არამედ სასაერო სივრცეც – უზარმაზარ მფრინავ ხელიკებს – რამფორინხებს (*Rhamphorhynchus*) და უფრო მალალორგანიზებულ პტეროდაქტილებს (*Pterodactylus*) ფრენისთვის საჭირო ორგანო კჰონდათ (სურ. 104). ორივე წინა კიდურის უჩვეულოდ დაგრძელებულ უკანასკნელ თითსა და კიდევ უფრო გრძელ კუდს შორის გაქიმული თხელი აკი (კანი?) ნამდვილი პარაშუტის ფუნქციას ასრულებდა. ორივე „ფრთის“ სიგრძე გაშლილ მდგომარეობაში 15 მეტრს აღწევდა და ხეებზე ცხოვრებასთან შეფუთული ხელიკების გადაადგილების ერთადერთ საშუალებას წარმოადგენდა – მათ მიწაზე მოძრაობა საერთოდ არ შეეძლოთ. დინოზავრებს შორის იყვნენ როგორც 40-50 ტონიანი გიგანტები, ისე შედარებით მცირე ზომის ქვეწარმავლებიც.



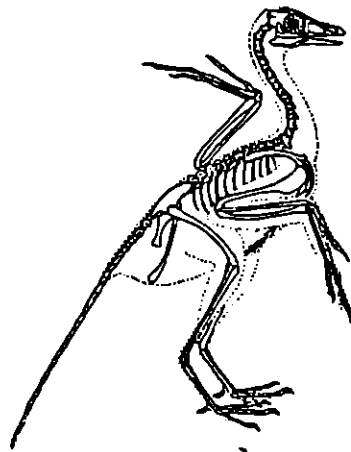
სურ. 104. *Rhamphorhynchus* (ა) და *Pterodactylus* (ბ)

გვიანი იურულიდან ჩნდებიან ხერხემლიანთა კიდევ ერთი კლასის – ფრინველების (*Aves*) უძველესი წარმომადგენლები. თანამედროვე ხერხემლიანთა შორის ფრინველების კლასი სახეთა რაოდენობის მიხედვით ერთ-ერთი ყველაზე შრავალრიცხოვანი ტაქსონია (მეორე, თევზების კლასის შემდეგ). მათი განამარხებული ნაშთები კი, პირიქით, ძალზე იშვიათია. მათი ღრუ, მყიფე ძვლები, ამფიბიების მსგავსად, ადვილად იშლებოდა და ნალექებში დამარხვა-დაბინავებამდე მათი მთლიანი სკელეტური ნაწილები იშვიათად თუ აღწევდა. მიუხედავად ამისა, ამ კლასის თითოთორილა განამარხებული ინდივიდი, რომელთაგან უძველესი გვიანიურულ (ტიტონურ) ნალექებშია მიკვლეული.

საკმაოდ საინტერესო ინფორმაციას აწვდის პალეონტოლოგებს ფრინველების ხანგრძლივი ევოლუციის შესახებ. ფრინველების კლასი მთელი რიგი ნიშნებით ძალიან მკაფიოდ არის გათვისებული ხმელეთის ბინადარ სხვა ხერხემლიანებისგან. დაეწყოთ იმით, რომ მხოლოდდამხოლოდ მათ გააჩნიათ ბუმბულით შემოსილი სხეული, რაც ორგანიზმს არამარტო სიცოცხლის იცავს, არამედ ფრენასაც უადვილებს სხეულის საერთო ზედაპირის საგრძობი გაფართოებით. შემდეგ, მხოლოდ ფრინველები არიან აღჭურვილი ფრთებდ გარდაქმნილი წინა კიდურებით, რომელთა ერთადერთი ფუნქცია ფრენა და სრულიად გამოუსადეგარნი გამბარან ხმელეთზე გადაადგილების ფუნქციის შესრულებისთვის. კიდევ ერთი განმასხვავებელი ნიშანი ფრინველებისა მათი თბილისსლიანობა და სხეულის უფრო მაღალი ტემპერატურა მაწორებთან, მათ შორის ადამიანთან, შედარებით. გარემოს ტემპერატურაზე ფრინველის სხეულის უფრო მაღალ ტემპერატურას უზრუნველყოფს მისი სისხლის მიმოქცევის უფრო დახვეწილი სისტემა. ნიშანდობლივია ფრინველების ჩონჩხის ზოგი თავისებურება: უძილო ნისკარტი, ქვეწარმავლებზე ბევრად უფრო დიდი მოცულობის თავის ქალა და დიდი თვალის ფოსოები. ამგვარი, აშკარა განმასხვავებელი მორფოლოგიური ნიშნების მიუხედავად, მაინც თვალშისაცემია ფრინველებისა და ქვეწარმავლების ჩონჩხის აგებულებაში არსებული მსგავსება. ფრინველების ორი უძველესი ნაშთის აღმოჩენამ საესებით დამაჭრებელი გახადა ხერხემლიანთა ამ ორი კლასის მჭიდრო ფილოგენეტური კავშირი. ორივე ნაშთი მიკლევულ იქნა გერმანიაში, ქალაქ ზოლენჰოფენის (ბავარია) მიდამოებში. ორივე ნამარხი საკმაოდ სრულია, რაც მთავარია, ძვლოვანი სკელეტური ნაწილების (კიდურები, ხერხემალი და სხვ.) გარდა განამარხებულია ბუმბულიც, რომლითაც ამ ორგანიზმების სხეული იყო შემოსილი. შედარებით ნაკლებია ერთ-ერთი მათგანი – *Archaeopteryx*, რომელსაც თავის ნაწილები არა აქვს შემორჩენილი. ეს ნიშეში ბრიტანეთის მუზეუმშია დაცული. მეორე – ბერლინის მუზეუმის ექსპონატია. თავდაპირველად ისიც არქეოპტერიქსად იქნა განსაზღვრული, მაგრამ შემდგომმა კვლევებმა შესაძლებელი გახადა მისი დამოუკიდებელ გვარად – *Archornis*-ად აღწერა. ორივე გვარი საკმაოდ ახლოს დგას ერთიმეორესთან, სამაგიეროდ, იმდენად დიდია მათი განსხვავება დღემდე ცნობილი სხვა ფრინველებისგან, რომ პალეონტოლოგებმა ისინი დამოუკიდებელ ქვეკლასად გამოყვეს და მას *Sauromithes* (ხელიკისკუდიანი ფრინველები) უწოდეს. მათ ზოგჯერ ძველი ფრინველების – *Palaeornithes*-ის სახელითაც აღწერენ. ეს ქვეკლასი იმდენად ახლოს დგას ქვეწარმავლების კლასთან, რომ ერთ-ერთი მიკლევარი – გ. გეილმანი, რომელმაც საქციალური ნაშრომიც კი მიუძღვნა ფრინველების წარმოშობის პრობლემას, წერს: „ჩვენ უნდა შეეწყვიტოთ წუწუნი იმის გამო, რომ არ მოგვეპოვება ქვეწარმავლებისა და ფრინველების დამაკავშირებელი რგოლი. არხეორნისი იმდენად სარწმუნო რგოლია, რომ ჩვენ შეგვიძლია მას ფრინველის სამოსიანი, თბილისსლიანი ქვეწარმავალი ვუწოდოთ“. მართლაც, ამ „პირველყოფილ ფრინველებს“ – არხეორნისსა და არქეოპტერიქსს, იმდენი რამ აკავშირებს ქვეწარმავლებთან, რომ თუ არა მხოლოდ ფრინველთათვის ნიშანდობლივი ბუმბული, მხოლოდ ფრენის ფუნქციის მატარებელი ფრთები და თავად ფრენის უნარი, ისინი შეიძლებოდა ქვეწარმავალთა კლასის ერთ-ერთ ტაქსონდაც კი ყოფილიყვნენ მიჩნეული. დაეწყოთ იქიდან, რომ არხეორნისს არ გააჩნია ყველა დანარჩენი ფრინველისთვის დამახასიათებელი ნისკარტი (სურ. 105). მის ნაცელად არხეორნისს აქვს პატარა, ბრტყელ თავის ქალასთან მიერთებული წერილი კბილებით აჭურვილი, ნისკარტისებურად წაგრძელებულ ძვლოვანი ყბები. სხეულს, რომელიც ზომით პატარა ქათმისხვლაა, აქვს გრძელი, ხელიკისნაირი კუდი, რომელიც სიგრძით ბევრად აღემატება ფრინველის სხეულის სიგრძეს და ამასთან, ოცამდე მალისაგან შედგება. დანარჩენი ფრინველებისგან განსხვავებით, ამ „პირველყოფილი ფრინველის“ ფრთების სამი თითი ბრქვალებით არის შეიარაღებული. ყველა ზემოთჩამოთვლილი და კიდევ არაერთი სხვა ნიშანი ცხადყოფს, რომ არხეორნისი და არქეოპტერიქსი არამარტო დღემდე ნაოვნი უძველესი ნაშთებია ფრინველებისა, არამედ, მათი სხეულის აგებულების თავისებურებებს თუ გაეითვალისწინებთ, უთუოდ, ფრინველთა კლასის ყველაზე პრიმიტიული წარმომადგენლებიც. მათ აშკარად გარდამავალი ადგილი უკავიათ ქვეწარმავლებსა და ყველა დანარჩენ, უმაღლეს ფრინველებს შორის.



ა



ბ

სურ. 105. არხეორნისი (ა) და
არქეობტერიქსი (ბ)

დაბოლოს, მაწოვრების კლასის რამდენიმე ტაქსონი იურული პერიოდის განმავლობაში, ისევე როგორც ტრიასულში, ნაკლებად არის გავრცელებული და წარმოდგენილია საკმაოდ მრავალფეროვანი, მაგრამ მცირე ზომის ფორმებით, რამდენადაც იშვიათ ადგილსაბოვებლებში მიკვლეული მათი ყბების ფრაგმენტებისა და კბილების მიხედვით შეიძლება შესჯელობა.

იურული ნალექების გავრცელება და ხასიათი. მართალია იურული ნალექების სტრატეგრაფიული დანაწილება ჯერ კიდევ ინგლისელმა ვ. სმიტმა სცადა (მან ინგლისის იურულის ქრილში 19 ერთეული გამოყო) და შემდგომაც ზოგი სხვა ინგლისელი მეცნიერის არაერთი ნაშრომი მიეძღვნა იურული სისტემის სტრატეგრაფიის პრობლემებს, მაინც, დიდი ხნის განმავლობაში იურული სისტემის დეტალური დანაწილების სქემა საბოლოოდ ჩამოყალიბებული, დასრულებული სახით თვით ინგლისშიც კი არ არსებობდა. სისტემის სამ სექციად დანაწილების საკითხიც კი როგორც ვიცით, საბოლოოდ მხოლოდ საერთაშორისო გეოლოგიური კონგრესის მე-3 სესიაზე, 1885 წელს იქნა აღიარებული, მიუხედავად იმისა, რომ ჯერ კიდევ XIX ს-ის 30-იან წლებში გერმანიის (შვაბეთისა და ფრანკეთის) იურული ნალექების კვლევით მიეცა დასაბამი იურულის სამ სექციად გაყოფას. გავისხენოთ, რომ გერმანელმა ლეოპოლდ ფონ ბუხმა, რომელსაც ინგლისური სტრატეგრაფიული სქემა გერმანული იურისათვის მიუღებლად მიაჩნდა, 1837 წელს გერმანულ იურაში

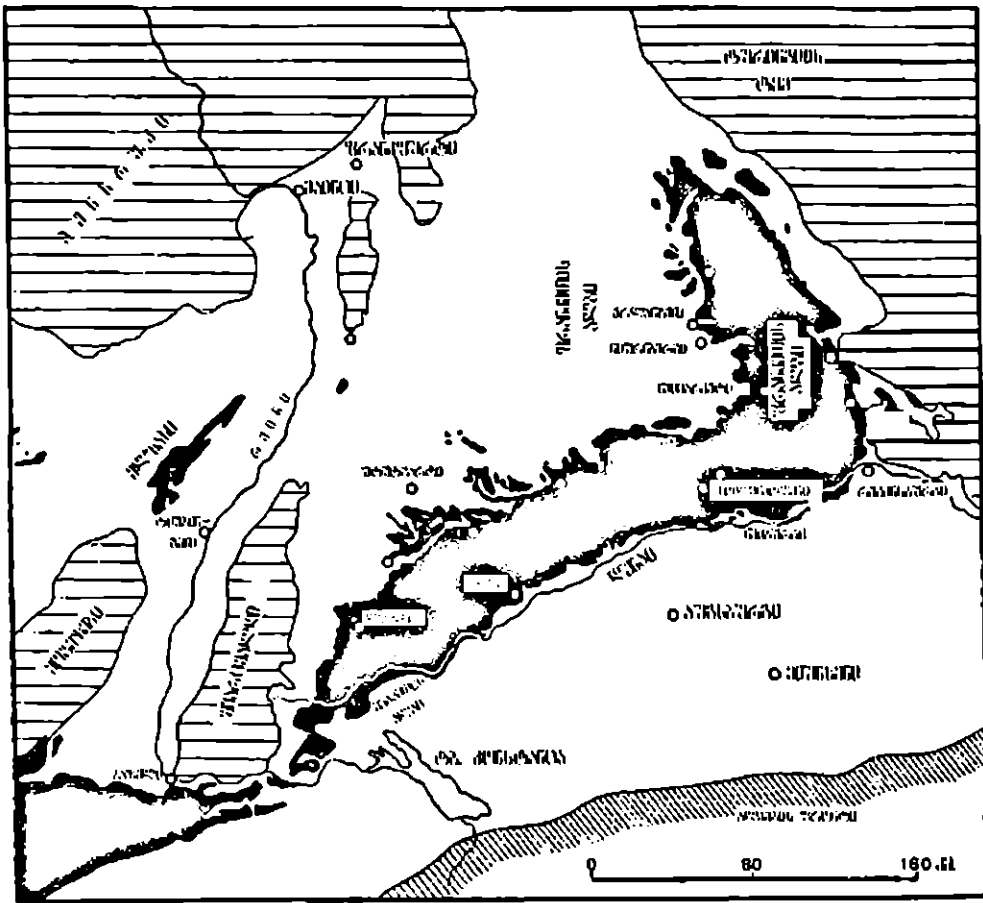
სამი სექცია გამოყო 1839 წელს გამოქვეყნებულ ნაშრომში – „Ueber den Jura in Deutschland“ („გერმანიის იურის შესახებ“) ლ. ბუხი წერს: „ის, ვისაც გერმანული იურულის გარდა სხვა არანაირი იურა თვალთ არ უნახია, ოდნეადაც არ დაექედება მისი სამად გაყოფის აუცილებლობაში“. ლ. ბუხის სქემის შემდგომ დაზუსტებას და დეტალიზაციას ისევ გერმანიის (პირველყოფილისა, შვაბეთის) იურული ნალექებისა და მათში დაკული პალეონტოლოგიური მასალის კვლევა დაედო საფუძვლად. ჩვენთვის უკვე ცნობილია ამ საქმეში ფრ. კენშტედტისა და მისი მოწათის – ა. ოპელის დიდი დამსახურება განსაკუთრებით ფასდაუდებელია ა. ოპელის ღვაწლი, რომელმაც საშრომ-დასავლური გერმანიის (შვაბეთის), საფრანკეთისა და ინგლისის იურის კლასიკურ ქრილებში უმკიცრესი სტრატეგრაფიული ერთეულების – ზონების, გამოყოფითა და ამ ზონებზე დაყრდნობით სამი ქვეყნის იურული ნალექების დამაჯერებლად დასაბუთებული ერთიანი სტრატეგრაფიული სქემა შექმნა (ა. ოპელი, 1856-1858).

ამრიგად, გერმანიის იურული ნაღვეების კრილები სტრატეგიათიული დანაწილების დეტალიზაციისა და სიზუსტის ხარისხით შეიძლება აღიარებული იქნას როგორც იურული სისტემის კლასიკური ტიპი. სწორედ ამიტომ იურული ნაღვეების გაცნობას გერმანიიდან დაეიწყებთ. გერმანიის აუზი ყველაზე დიდია იმ ეპიპლატორმულ აუზებს შორის, რომლებიც პერციპიული ტექტონიკურ-მაგმატური ციკლის შედეგად კონსოლიდირებული ცენტრალური ევროპის (ჩრდილო-პერციპიული სარტყელის) ტერიტორიაზე უკვე ტრიასული პერიოდისათვის ჩამოყალიბდა სხვადასხვა პიქსომეტრიულ დონეზე აზვეებულ მასივებს შორის (იხ. სურ. 91, გვ. 276). მათ ჩვენ უკვე გაეცანით ტრიასული სისტემისადმი მიძღვნილ ნაკვეთში. გერმანიაში იურული ნაღვეების გამოსავლების ერთიანი ზოლი საშრეთ-დასავლურ გერმანიაშია. ის შეაბეთის ტერიტორიაზე, შვარცვალდის მასივიდან აღმოსავლეთით იწყება აქედან იურული ნაღვეების საკმაოდ ფართო ზოლი ჩრდილო-აღმოსავლეთისაკენ მიემართება. მის უშუალო გავრცელებას წარმოადგენს ფრანკეთის იურული, ჩეხეთის მასივიდან დასავლეთით (სურ. 106).

კიდევ უფრო შორს, ჩრდილოეთისაკენ, ტურინგიასა და რაინის ფიქლებთან მასივს შორის ზედაპირზე დღეს მხოლოდ ტრიასი გამოდის. მაგრამ, სავარაუდოა, რომ იურულში ზღვა გერმანიის როლის ამ ნაწილსაც პარავდა ამგვარი ვარაუდის საფუძველს შეადგენს ტურინგიიდან ჩრდილოეთით, პანოვერის ტერიტორიაზე განვითარებული ქვედა- და შუაიურული სექციების იმგვარივე ფაქციის ქანების არსებობა, როგორც შეაბეთის სინქრონული ნაღვეებისათვის არის ნიშანდობლივი.

შეაბეთის ქვედაიურული სექციის (ლ. ბუხის შავი იურა) კრილი იწყება მარჩხი ზღვის ნაღვეებით – ქვიშაქვებითა და თიხათიქვებით, რომლებიც თანხმობით არიან განლაგებული ტრიასულზე. შემდეგ აღმაღლ კრილში რამდენიმე მეტრის სისქის მერგელები მოდის. მხოლოდ ქვედა ნაწილში არის წარმოდგენილი კირქვების მცირე სისქის დასტა (ე.წ. „გრიფებიანი კირქვები“). ქვედა იურის კრილის შუა ნაწილი (შუა ლიასი) ოციოდე მეტრის სისქის, ფაუნით მდიდარი მერგელების დასტით არის წარმოდგენილი, ხოლო ზედა ლიასი (ტრიასული სართული) – 10 მ-მდე სიმძლავრის ბიტუმინი ფიქლებით, რომლებშიც ზღვიური უხერხემლო ორგანიზმების გარდა, ზღვის ბინადარი ქვეწარმავლებისა და მურინავი ხელიკების ნაშთებიც არის განმარხებული. გერმანელი გეოლოგები ქვედა იურის კრილს იმთავითვე ტრიასული სართულით ამთავრებდნენ და შუა იურას ააღწერილ სართულიდან იწყებდნენ. ქვედა იურის ფაქციური ბუნება მოწმობს, რომ ნაღვედაგროვება მიმდინარეობდა მარჩხ აუზში, რომელსაც გაშლილ ზღვასთან თავისუფალი კავშირი ჰქონდა. აუზის მცირე სიღრმეზე მიუთითებს სქელნიყარაინი ორსაგდულიანების ნაშთები, რიპელ-მარკები შრეებრივობის ზედაპირზე, მბურღავი მოლუსკების კვალი, შიგაფორმაციული ხარვეზები და ა.შ. ამავე დროს ამონიტებისა და ნორმული ზღვის სხვა ბინადართა მრავალრიცხოვანი ნაშთები გაშლილ ზღვასთან თავისუფალი კავშირის არსებობაზე მეტყველებს. ლიასის ზედა ნაწილში (ტრიასული სართული) არსებული ფიქლები, რომლებიც თხელნიყარაინი ორსაგდულიანი მოლუსკების – პოსიდონომიების, ნაშთებს შეიცავენ (ამის გამოა, რომ ამ ნაღვეებს „პოსიდონომიებიანი ფიქლებს“ უწოდებენ), უდავოდ, უფრო ღრმა აუზში გროვდებოდა.

შუა იურა (ლ. ბუხის მურა იურა) შეაბეთში კიდევ უფრო მარჩხი ზღვის პირობებშია დაგროვილი. ააღწერილ სართული 100 მ-მდე სიმძლავრის მერგელებით იწყება, შემდეგ კი, აღმაღლ კრილში ჩნდება რკინიანი ოლითების შემცველი ქანები. სწორედ რკინიანი ოლითების არსებობა მოწმობს, რომ აუზი უფრო მარჩხი გახდა. გერმანიის აუზის სამხრულ ნაწილში, კერძოდ შეაბეთში, მარჩხი ზღვის ფაქციის ქანებით – რკინიანი ოლითების შემცველი ნაღვეების წყებით არის წარმოდგენილი ბაიოსური სართულიც. სწორედ ამ ორი სართულის – ააღწურისა და ბაიოსურის, ქანების კომპლექსის შეფერილობის მიხედვით (რკინიანი ოლითების გამოფიტვის შედეგად ისინი მოყვითალო-რუხ ფერს იძენენ) უწოდეს თავის დროზე გერმანელმა გეოლოგებმა მას „მურა იურა“. ჩრდილოეთისაკენ ოლითებიანი შრეები თანდათან უფრო და უფრო იშვიათი ხდება და პანოვერში შუა იურის კრილში მარჩხი ზღვის ფაქციების კვალიც აღარ ჩანს. შუა იურის მთელი კრილი (სამივე სართული – ააღწური, ბაიოსური და ბათური) მერგელებითა და მერგელოვანი კირქვებით არის წარმოდგენილი. ბათური საუფენიდან შეაბეთშიც იწყება აუზის სიღრმის მატება და ბათური სართული აქ მერგელებისა და მერგელოვანი კირქვების ოციოდე მეტრის სისქის დასტით არის წარმოდგენილი.



სურ. 106. იურული ნალექების გავრცელება შეაბეთსა და თრანკეთში
 (შეად აღნიშნულია იურული ნალექების განვითარების ტერიტორია,
 პრიზონტული საზღვრით - ძველი მასივები) (არეკლის მიხედვით, 1961; გ. ლეონოვიდან, 1973).

ზედა იურის კრილი შეაბეთში თიხათიქლებით იწყება. კერძოდ, ასეთია კალციუმი სარ-
 თულისა და ქვედა ოქსტორდულის ნალექები. ფაციესები მკვეთრად იცვლება გვიანი ოქსტორ-
 დულიდან. ზედა ოქსტორდული (დიდხანს მას დამოუკიდებელ - ლუზიტანურ, სართულად გამოჰყ-
 ოფდენ) ჩრდილო გერმანიაში (პანოვერში) რიფული კირქვებით არის წარმოდგენილი. კირქვები
 რელიეფში კარნიზებს ქწიან, ამასთან ღია ფერით (გამოფიტის შედეგად მათი ზედაპირი თეთრი
 ფერისა) შეათიოდ გამოირჩევიან საგები და სახურავი დასტებისაგან. სწორედ მათი ღია შეფერილო-
 ბის გამო უწოდა ლ. ბუზმა თეთრი იურა იურული სისტემის ზედა სექციას. მომდევნო, კომპოზიციური
 სართული თიხიანი კირქვებითაა აგებული. იურული სისტემის ზედა - პორტლანდური სართულის
 ქვედა ნაწილს ნორმული ზღვიური ფაუნის შემცველი (ამონიტებიანი) ნალექები შეადგენენ. ე.ი.
 ჩრდილო გერმანიის ტერიტორია ამ დროს წერ კიდევ ნორმული ზღვით არის დაფარული.
 ჩრდილოეთიდან აუზს ბალტიური ფარი ესაზღვრებოდა, რომელიც ვაშიშვლებული იყო და დენუ-
 დაციის არეს წარმოადგენდა. ხელუთი იყო სამხრეთითაც - რაინის ფიქლებიანი მასივის მიმარ-

თულებით კრილში გამოერევა კონგლომერატების შრეები, მკირდება სისქეები, ნალექდაგროვებაში ხარვეზები იჩინს თავს. ამავე დროს, ჰანოვერის ზედა იურულის ფაციესების მსგავსება პარიზ-ლონდონის აუზის ზედა იურასთან ცხადყოფს, რომ ჰანოვერის ტერიტორიაზე ზღვის ტოტი დასავლეთიდან შემოდირდა. პორტლანდური სართულის ქვედა ნაწილს ბონონიური ქვესართული სხელით გამოკყოფენ, ზედა ნაწილს კი შეადგენს პურბეკური ქვესართული, რომელიც ზღვიური ბონონურისაგან განსხვავებით, რეგესიული - ლაგუნურ-კონტინენტური ნალექებით არის წარმოდგენილი. გერმანიის რაფის სამხრეთ ნაწილში რამდენადმე განსხვავებულია ზედა იურის კრილი. ზედა ოქსფორდული (იგივე „ლუზიტანური სართული“) ამონიტებიანი მერგელებისა და ღრუბლების ნაშთების შემცველი მკერვი კირქვების მორიგეობით არის წარმოდგენილი. რიფული კირქვების დაგროვების პირობები აქ, როგორც ჩანს, უფრო გვიან დამყარდა - მარჯნის რიფები შეაბეთისა და ფრანკეთის ტერიტორიაზე აღრგორტლანდური ასაკისაა. მარჯნის კირქვები ლატერალურად გადადიან თხელშრებრივ, წმინდამარცვლოვან კირქვებში, რომელთაც ფართოდ იყენებენ ლითოგრაფიაში. ფრანკეთში, ქ. ზოლენჰოფენის მიდამოებში, საქვეყნოდ ცნობილ კარიერებში, სადაც ლითოგრაფიული კირქვების მოპოვება წარმოებს, კირქვის შრებრიგობის ზედაპირზე გასაოცარი სიხადითაა დაცული ნამარხი ორგანიზმების (თევზების, ფრინველების, ასოსასქრიანების, მფრინავი ხელიკების და ა.შ.) სხეულის ზოგი უნაზესი დეტალიც კი. სწორედ აქაა ნაპოენი ფრინველების დღემდე ცნობილი უძველესი ნაშთები, რომლებიც ზემოთ უკვე ვახსენეთ, როცა იურული პერიოდის ცოცხალ ბუნებას ვეცნობოდით. საყარაუდოა, რომ სედიმენტაციის პროცესი მიმდინარეობდა ატოლების შიდა ლაგუნებში, ან ბარიერული რიფით გაშლილი ზღვისგან შემოსაზღვრულ მშვიდ აუზში, რომელშიც რიფის ნგრევით წარმოქმნილი უწყინდესი შლამი ილექებოდა. ზედა პორტლანდური (პურბეკური ქვესართული) შეაბეთში წარმოდგენილი არ არის. როგორც ჩანს, აქაც რეგესია და კონტინენტურ გარემოში ნალექდაგროვება არ მიმდინარეობდა, ან კიდევ, ამ დროს დალექილი მკირე სისქის ნალექები შემდგომში დენუდაციურმა პროცესებმა მოსპო.

გერმანული აუზის ჩრდილო-დასავლურ ნაწილში (ჰანოვერის მხარეში) იურულის ფაციესები თავისი ბუნებით პარიზ-ლონდონის აუზის სინქრონული ნალექების ანალოგიურია, რაც იმ დროს ხსენებულ აუზებს შორის თავისუფალი კავშირის არსებობაზე მეტყველებს. ფაციესების ლატერალური ცვლილებების კანონზომიერებები მოწმობს, რომ რაინის ფიქლებრივი მასივის ჩრდილო კალათებსა და ბალტიური ფარის სამხრულ კიდეს შორის მოქცეული მარჩხი, ეპიკონტინენტური ზღვის შედარებით ვიწრო ზოლი გერმანიისა და პარიზ-ლონდონის აუზებს ერთიმეორესთან აკავშირებდა. რაინის ფიქლებიანი მასივი იურულის განმავლობაში გაშიშვლებული იყო და მისი დენუდაციის პროდუქტები მასივის პერიფერიების გასწვრივ სანაპირო ფაციესის ნალექების სახით გროვდებოდა.

რაინის მასივიდან დასავლეთით გაშლილი იყო ეპიკონტინენტური ზღვის საკმაოდ ვრცელი აკვატორია - ე.წ. პარიზ-ლონდონის აუზი, რომელიც მოიცავდა თანამედროვე ჩრდილო ზღვით დაფარულ ტერიტორიას, ბრიტანეთის კენტელის სამხრეთ-აღმოსავლურ ნაწილს და მისგან დღეს ლამანშით გამოყოფილ შნიშენლოვან ტერიტორიებს ბელგიასა და საფრანგეთში. დასავლეთიდან პარიზ-ლონდონის იურულ ზღვას დასავლური ბრიტანეთის ძველი მასივები - პენინური მთები, უელსი და კორნუელისი (სურ. 107), საფრანგეთის ტერიტორიაზე კი - არმორიკული მასივი ესაზღვრებოდა. სამხრეთით ის საფრანგეთის ცენტრალური მასივის ჩრდილო კიდემდე აღწევდა, აღმოსავლეთით კი - ეოგენებამდე, როგორც უკვე ვახსენეთ, პარიზ-ლონდონის აუზი ზღვის ვიწრო ტოტით თავისუფლად იყო დაკავშირებული გერმანიის იურულ ზღვასთან. შედარებით შეზღუდული იყო კავშირი ცენტრალური პლატოს სამხრეთით არსებულ აქვიტანიურ აუზთან არმორიკულ მასივსა და ცენტრალურ პლატოს შორის მდებარე პუატუს სრუტის გასწვრივ.

პარიზის აუზის ცენტრალური ნაწილი იურულის შემდგომი - ცარცული და პალეოგენური ნალექებით არის აგებული. მათ ქვეშ, სიღრმეში დაძირული იურული ასაკის ქანების გაცნობა მხოლოდ ქაბურღილების საშუალებით ხერხდება ზედაპირზე კი იურულის გამოსავლები სხვადასხვა სიფართის არშიის სახით უელის ირგვლივ პარიზის აუზის პერიფერიულ ნაწილებს. ზევით მასზე, როგორც უკვე ვთქვით, ცარცული და მესამეული ნალექებია განლაგებული, საგებს კი ინტენსიურად დანაკებული, ძველი, მეტწილად პალეოზოური, წარმონაქმნები შეადგენენ. აღმოსავლეთით იურული ნალექების გამოსავლების ფართო ზოლი რაინის და ეოგენების პალეოზოური

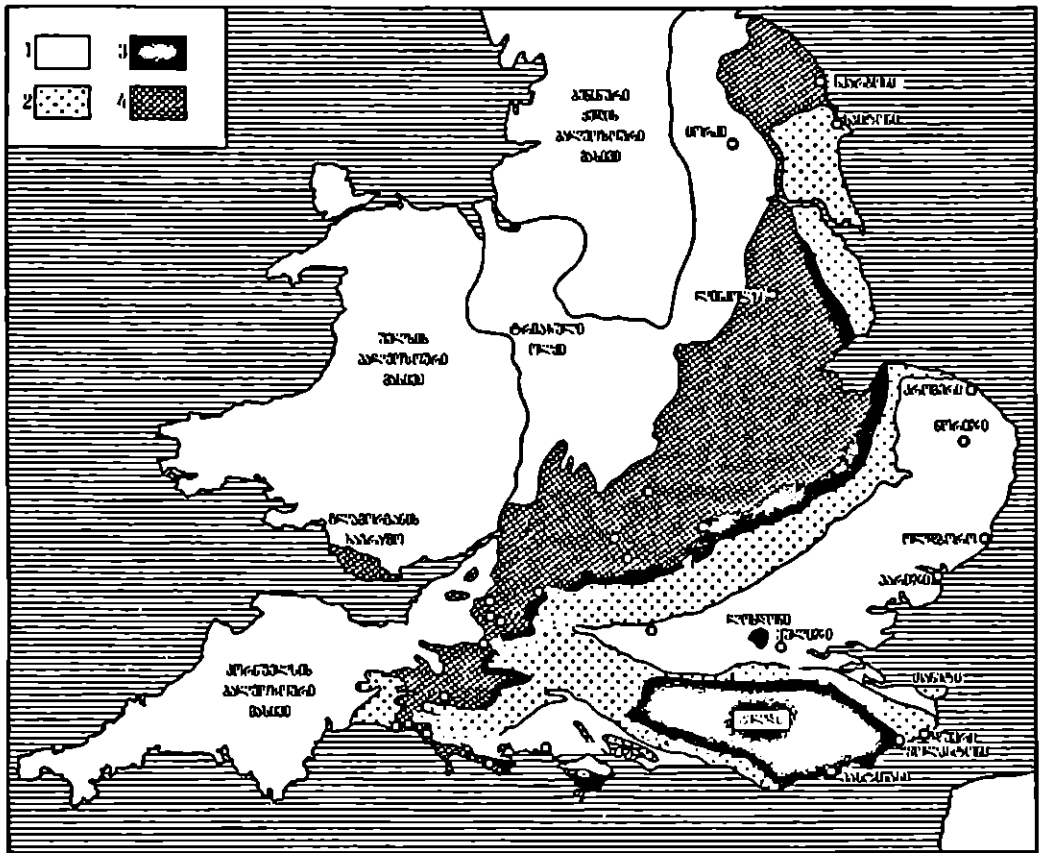
(პერსონული) მასივების ამგებ ძველ ქანებს ეხება, დასავლეთით — არმორიკული მასივის პალეო-ზოურზე, ალავ კი ტრიასული ასაკის ნალექებზეა განლაგებული. პარიზის აუზის სამხრეთით ცენტრალური პლატოს ძველ მასივთან მიახლოების კვალად იურულის ფაციესები თანდათან უფრო და უფრო სანაპირო ხასიათისა ხდება. ამავე მიმართულებით კიდევ ერთი კანონზომიერება შეინიშნება: სამხრეთისაკენ უშუალოდ მასივზე იურულის სულ უფრო და უფრო ახალგაზრდა პარიზონტების განლაგებული. აშკარაა, რომ იურული ტრანსგრესია სამხრეთისაკენ თანდათან ვრცელდებოდა, თუმცა იურული ზღვით მასივის მნიშვნელოვანი ნაწილი ტრანსგრესიის მაქსიმუმის დროსაც კი არ იყო დაფარული და ის დენუდაციის არეს წარმოადგენდა, საიდანაც ტერიგენი მასალა იურულ აუზში შედიოდა.

იურული წყებები ცარტული და შესამეული ნალექებით არის გადაფარული ყველა სხვა აუზის შედარებით ღრმად დაძირულ უბნებზე (ასეა ლონდონის, ბელგიის, რონის, აქვიტანიის, ჩრდილო გერმანიის აუზებში). შიშვალად აუზების პერიფერიებზე მომიჯნავე ძველი მასივების სიახლოვეს, იქ, სადაც ეროზიულ პროცესებს მოუსპიათ ახალგაზრდა ნალექების საფარი, ზედაპირზე ჩნდება იურული სიტყვის დაუნაოქებელი, ან ოდნავ აშლილი, მცირე სისქის ნალექები, რომლებიც ფაციესურად მეტნაკლებად ერთნაირი ბუნებისაა. ყველა შემთხვევაში სელიმენტაცია მიმდინარეობს მარჩხ ეპიკონტინენტურ ნორმულ ზღვაში, სადაც გროვდება უპირატესად ტერიგენული ქანები — თიხები, თიხაფიქლები, ქვიშაქვები, მასივების სიახლოვეს კი არაიშვიათად კონგლომერატები და პუდინგები. აუზების მცირე სიღრმის მაგნიტებელია ზოოგენური, მეტწილად მარჩხიანი კირქვების მნიშვნელოვანი ხედილითი წილი, განსაკუთრებით ზედა იურის ქრილის სხვადასხვა დონეზე, აგრეთვე ხშირი ხარვეზები ნალექდაგროვებაში და მეტ შემთხვევაში შრეთა პარიზონტული განლაგება. ესაა ის, რაც ყველა შემოსხენებული აუზის იურული ნალექებისთვის არის ნიშანდობლივი, ისევე როგორც რეგრესია პორტლანდური საუკუნის ბოლოს და პერმეური ქვესართულის ლავუნურ-კონტინენტური ნალექების დაგროვება, რასაც მალე ადრეცარტული ზღვის ტრანსგრესია მოჰყვება, თუმცა არა ერთდროულად ყველა აუზში. ლონდონის აუზში რეგრესია ადრე ცარტულშიც გრძელდებოდა და შიშვალად აბტურ საუკუნეში ბრუნდებდა ზღვა მანამდე, პერმეურიდან მოყოლებული სელიმენტაცია კონტინენტურ გარემოში მიმდინარეობს და გროვდება რამდენიმე ასეული მეტრის სისქის მდინარეული, დელტური და ტბიური ნალექების კომპლექსი; ინგლისელმა მას ველდს (Weald) უწოდებენ (სურ. 107).¹ ქანებში დატული იშვიათი ფაუნა მტენარი წყლის ორსაგდულიანებით არის წარმოდგენილი (Unio და ზოგი სხვა), ზოგ პარიზონტში კი ხმელეთის ქვეწარმავალთა ნაკვალევებიც აღინიშნება.

ცენტრალური ევროპის ეპიკონტინენტურ (ეპიპერსიულ) აუზებს აღმოსავლეთით მთელი ადრე-და შუაიურული ეპოქების განმავლობაში ხმელეთი ეკრა და მათ ამ დროს კავშირი არ გააჩნდათ აღმოსავლური ევროპის კონტინენტური პლატფორმის ფარგლებში არსებულ მცირე აუზებთან. შიშვალად გვიან იურულში, როცა რუსეთის ბაქნის ტერიტორიის მნიშვნელოვანი ნაწილი ზღვამ დაფარა, ლიტვისა და პოლონეთის გზით ბორიული ფაუნის ელემენტებმა ცენტრალური ევროპის ზღვებშიც შეაღწიეს. ახლა უკვე ჩრდილოური ფაუნისტური კომპლექსების ზოგი წარმომადგენლის მიგრაცია შესაძლებელია ორი მიმართულებით. მათგან უფრო ძველია გზა ბალტიური ფარის ჩრდილო კილის გასწვრივ, მეორე კი გვიან იურულში გაიხსნა ხსენებული ფარის სამხრული კილის შემოვლით ლონდონის აუზამდე.

აღმოსავლური ევროპის კონტინენტური პლატფორმის უდიდესი ნაწილი იურული პერიოდის დასაწყისში ხმელეთს წარმოადგენდა. ამიტომ, რომ ქვედაიურული სექციის ქანები რუსეთის ბაქნის იურულის ქრილებში მეტ შემთხვევაში წარმოდგენილი არ არის. ადრეიურული ეპოქის განმავლობაში ნალექდაგროვებას ადგილი აქვს შიშვალად ბაქნის სამხრულ პერიფერიაზე — დონბასსა და კასპიისპირეთში, მაგრამ აქაც სელიმენტაცია კონტინენტურ გარემოში მიმდინარეობს და გროვდება ტერიგენული ნალექების (ქვიშაქვები, კონგლომერატები) ასიოდ მეტრის სისქის კომპლექსი, რომელიც მერა ნახშირის ფენებს შეიცავს. შიშვალად ქვედა იურის ქრილის ზედა ნაწილში ჩნდება ზღვის ბინადარი ორგანიზმების განამარხებული ნაშთების შემცველი ქვიშიან-თიხიანი ქანების შუაშრებები (სურ 108, ა).

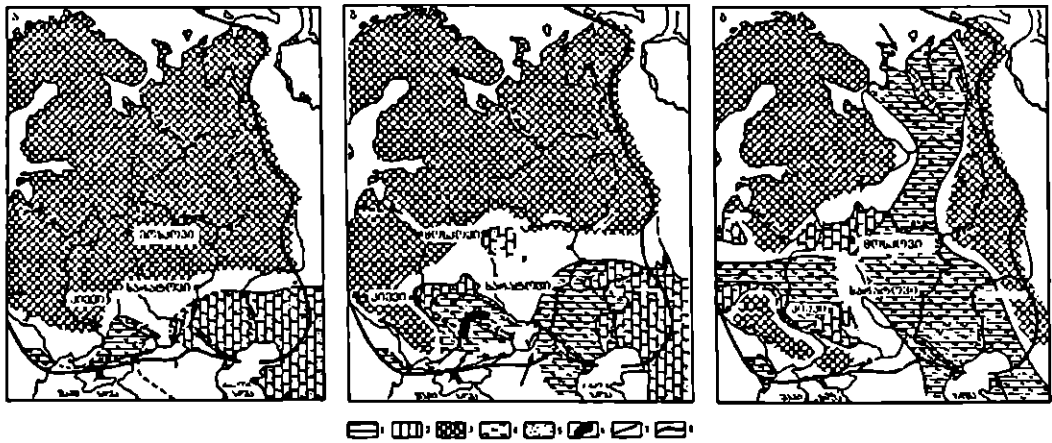
¹ ველდს (Weald) — ბოჩკიანი მარვა ლონდონიდან სამხრეთით. აქ ანტიკლინიკი სტრუქტურის (ი.წ. ველდის ანტიკლინი) გულში გამიშვლებულია ცარტული ნალექები, ფართობში — შესამეული.



სურ. 107. ინგლისის სქემატური გეოლოგიური რუკა (მ. ვინიუდან, 1952).
 1 - მესამეული; 2 - ზედა ცარცული; 3 - ქვედა ცარცული; 4 - იურული.

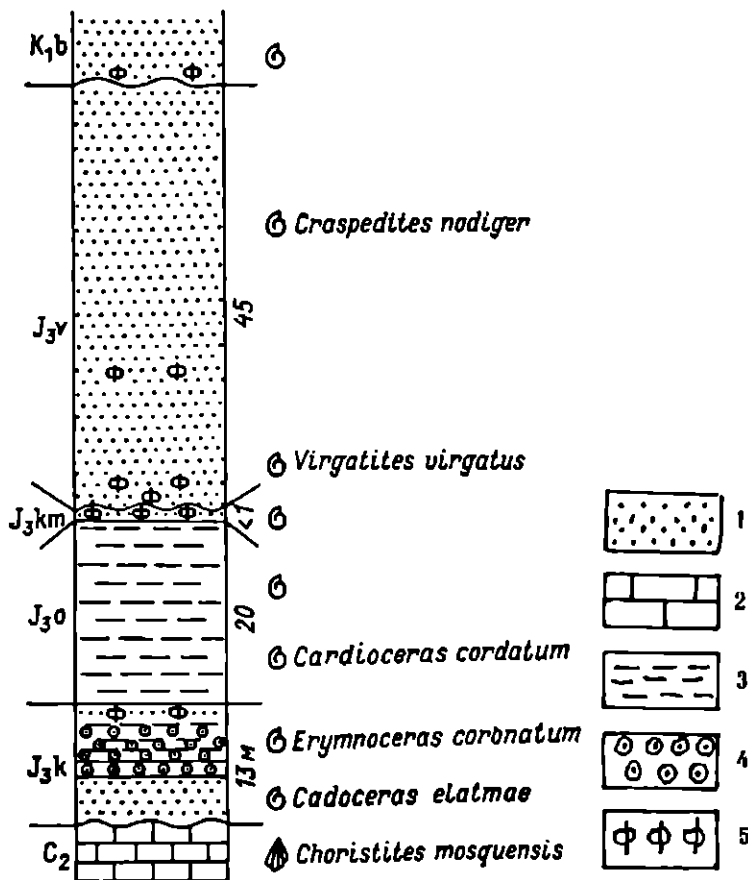
შუაიურული ეპოქის დასაწყისიდან მოყოლებული აღმოსავლური ევროპის კონტინენტურ პლატო-ფორმაზე თანდათან გაძლიერდა დაღმავალი მოძრაობები, რასაც ზღვის ტრანსგრესია მოჰყვა. ამის გამოა, რომ რუსეთის ბაქანზე შუაიურული სექციის ქანებს უფრო ფართო გავრცელება აქვს, ვიდრე ქვედა იურას - ამ ასაკის ზღვიური ფაციესები ცნობილია როგორც კასპისპირეთსა და დონბასში, ისე უკრაინის ტერიტორიაზე და ბაქნის ჩრდილო ნაწილშიც, კერძოდ, მდ. პეჩორის აუზში. რამდენიმე ასეული მეტრის სიძლიერის შუა იურა დონბასში წარმოდგენილი არის ძირითადად თიხებით, რომლებთანაც კირქვისა და ტუფოქვიშაქვების იშვიათი შუაშრეები მორიგეობენ. ზღვიური ტერიგენული ნალექებით - თიხებით, ალევროლითებით, კვიშაქვებით არის წარმოდგენილი შუა იურა კასპისპირეთში. აქ სამხრეთიდან - ტეთისის აუზიდან, წამოსული ზღვის ტოტი საკმაოდ შორს გავრცელდა ჩრდილოეთისაკენ და მდ. კამის შესართავამდე მიღწია უკრაინის ტერიტორიაზე სინქრონული ნალექები მდიდარია მცენარეთა ნაშთებით, არაიშვიათად ქვანახშირის ფენები და ლინზე-ბიც აღინიშნება (სურ 108, ბ).

დადამავალმა მოძრაობებმა რუსეთის ბაქანზე მაქსიმუმ გვიანი იურულის დასაწყისში მიადწია. ამ მოძრაობებთან არის დაკავშირებული ერთ-ერთი უდიდესი მასშტაბის ტრანსგრესია საერთოდ დედამიწის გეოლოგიური ისტორიის განმავლობაში. ზღვამ დაფარა შიშენელოვანი ტერიტორიები თითქმის ყველა კონტინენტურ პლატფორმაზე, რომელთა საერთო ფართობის მხოლოდ 7% თუ ეკავა ეპიკონტინენტურ აუზებს იურული პერიოდის დასაწყისში. რუსეთის ბაქანზე ზღვით დაფარული ტერიტორიის ფართობის მაქსიმუმი ოქსფორდულ საუკუნეზე მოდის. ამ დროისათვის ჩრდილოური (ბორიული) აუზიდან წამოსული ზღვის უბე თანდათან გაფართოვდა და სამხრეთით ტუთისიდან გადმოსულ ზღვის უბეს შეუერთდა. ამ გზით სამხრეთისაკენ საკმაოდ შორს გავრცელდა ამონიტური ფაუნის ბორიული ელემენტები — მათ კავკასიამდეც კი მიადწიეს. ამავე დროს აღმოსავლური ევროპის ეპიკონტინენტური აუზი დასავლეთისკენ გაფართოვდა. წყლით არ დაფარულა მხოლოდ მდ. კამის აუზის უდიდესი ნაწილი კონტინენტური პლატფორმის აღმოსავლურ ნაწილში, დასავლეთით კი — უკრაინის კრისტალური მასივის ჩრდილო პერიფერია. სამაგიეროდ, ეპიკონტინენტური ზღვა ფარავდა ლიტვისა და პოლონეთის ტერიტორიას და სწორედ ამ გზით დამყარდა კავშირი ცენტრალური ევროპის აუზებთან, კერძოდ, გერმანიის ზღვასთან, რომელიც მანამდე — ადრე- და შუაიურული ეპოქების განმავლობაში, ხმელეთის ფართო ზოლით იყო გამიჯნული ჩრდილო-აღმოსავლური ევროპის ბორიული აუზისაგან. ამიტომაც, რომ ბორიული ფაუნის ელემენტები მხოლოდ გვიანი იურულიდან ჩნდებიან გერმანიისა და პარიზ-ლონდონის აუზების იურული სისტემის კრილებში. ეს იყო ბორიული ფაუნის პროქორეზის ერთი გზა. მიგრაციის მეორე მიმართულება, რომელიც ბალტიური ფარის ჩრდილო კიდეს მიუყვებოდა, მთელი იურული პერიოდის განმავლობაში ბორიული ფაუნის მიგრაციისათვის გახსნილი იყო. თუმცა თვით ბალტიური ფარი მთელი იურული პერიოდის განმავლობაში გაშიშვლებული იყო. გვიანი იურულის ფართომასშტაბიანი ტრანსგრესიის მაქსიმუმის დროსაც კი ის დენუდაციის არეს წარმოადგენდა (სურ. 108, გ).



სურ. 108. იურული ზღვით დაფარული ტერიტორია რუსეთის ბაქანზე (გ. ლეონოვის მიხედვით, 1977). 1 — ზღვიური ნალექდავროვების ოლქები; 2 — კონტინენტური ნალექდავროვების ოლქები; 3 — დენუდაციის არეები; 4 — თიხები; 5 — ქეიშაქები; 6 — ტუფოგენური ქსნები; 7 — ტრანსგრესიის მიმართულება; 8 — კონტინენტური პლატფორმის საზღვრები. ა — გვიანი ლიასი; ბ — ბაიოსური საუკუნე; გ — ადრე კალდოვიური.

გვიან იურულში ზღვამ დაფარა მოსკოვისპირეთიც, რომლის ტერიტორია მანამდე ხმელეთს წარმოადგენდა. მოსკოვის მიდამოებში ზედაიურული სექცია უშუალოდ არის განლაგებული კარბონულ კირქვებზე და იწყება ქვიშაქვებისა და თიხების მცირე სისქის (ათიორდე მეტრი) დასტით, რომლებიც რკინიან ოლითებსა და ფოსფორიტის კონკრეციებს შეიცავენ. ამონიტური ფაუნით ეს დასტა კალკოვიურად თარიღდება. აღმაველ ქრისტოში ჯერ ამონიტების ოქსფორდული კომპლექსით დახასიათებული თიხები მოდის, შემდეგ – კიმერჯიული ქვიშების მცირე (ორიორდე მ-ის) სისქის დასტა. იურული სისტემის ქრალი მოსკოვის მიდამოებში მთავრდება გლაუკონტიანი ქვიშაქვებით, (45 მ.) რომლებიც ვოლგური საჩოთელისათვის დამახასიათებელ ფაუნას შეიცავენ. ზევით ვოლგური საჩოთელის ქანებზე განლაგებულია ქვედატარსული ასაკის ფოსფორიტის კონკრეციების შემცველი ქვიშაქვები (სურ. 109).



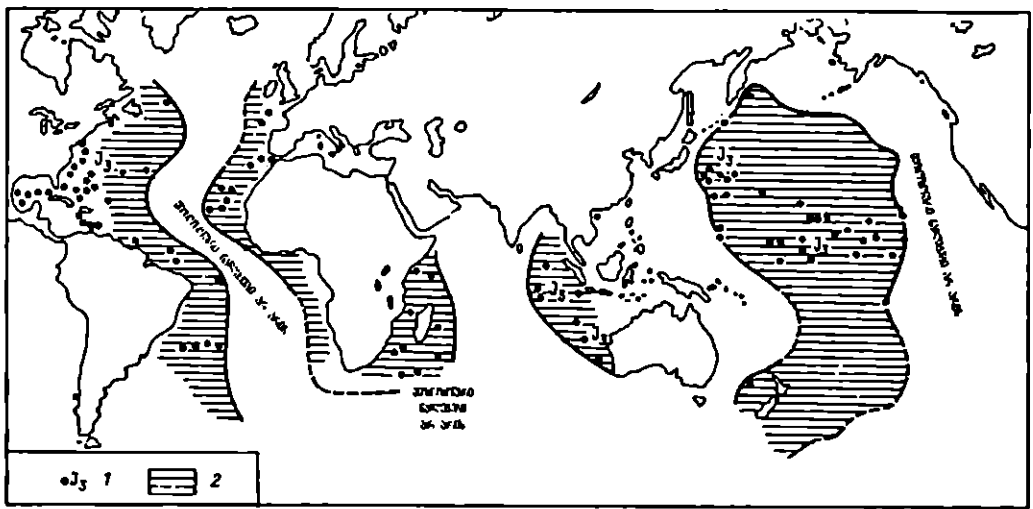
სურ. 109. მოსკოვის მიდამოების იურული ნალექების ქრალი
(ე. ელადიმირსკაიას და ავტ. მიხედვით, 1985)
1 - ქვიშაქვები; 2 - კირქვები; 3 - თიხები;
4 - ოლითებიანი ქანები; 5 - ფოსფორიტები.

ნაღვეების საერთო ხასიათი – მცირე სისქე (სულ რაღაც 80მ-მდე), რკინიანი ოლითების, ფოსფორიტების, გლაუკონიტისა და სხვა მინერალების არსებობა და ზოგი მათგანის ფაქტობრივი ნიშანი მოწმობს, რომ აუზი, რომელიც აღმოსავლური ევრაზიის კონტინენტურ პლატფორმას გვიან იურულში ფარავდა, მარჩხ, მაგრამ ნორმულ ეპიკონტინენტურ ზღვას წარმოადგენდა. ამავე დროს ის ფართოდ, თავისუფლად იყო დაკავშირებული გაშლილ ოკეანესთან – ერთი მხრივ ბორიულ ზღვასთან, მეორე მხრივ კი სამხრეთის ვრცელ ოკეანესთან – მეზობლეთისთან. საყურადღებოა კიდევ ერთი გარემოება – მოსკოვისპირეთის იურულის ქრილში არ არის კარბონატული ნაღვეები. ეს ფაქტიც მოწმობს, რომ ზღვის წყლის ტემპერატურა დაბალი იყო, რაც ცივ არქტიკულ აუზთან ფართო კავშირის არსებობით უნდა ყოფილიყო გამოწვეული.

ციმბირის კონტინენტურ პლატფორმაზე იურული პერიოდის ზღვიური ნაღვეების სრული ქრილი ანაბარის ფარიდან ჩრდილოეთით, სატანგის რაფშია წარმოდგენილი. აქ განვითარებული ქვიშიან-თიხიანი ნაღვეები, როგორც ქანებში დატანილი მდიდარი პალეონტოლოგიური მასალა მოწმობს, იურული სისტემის სამივე სექციას შეიცავს. იურული სისტემა სამივე სექციით არის წარმოდგენილი ციმბირის კონტინენტური პლატფორმის სამხრეთ-დასავლური ნაწილის ფარგლებში – ვილუის რაფში, თუმცა ზღვიური ფაქტობრივი აქ მხოლოდ შუაიურული სექციისათვის არის ნიშანდობლივი, მაშინ როცა, ქვედა იურაში კონტინენტური ქვიშიანებისა და კონგლომერატების დასტები თამაშობენ უპირატეს როლს. კონტინენტურია ზედა იურაც, მაგრამ აქ უკვე ქვანახშირის ფენების შემცველი ქვიშიან-თიხიანი ნაღვეები ქარბობს. იურულ ნაღვეებთან ციმბირის კონტინენტური პლატფორმის სამხრეთ-დასავლურ პერიფერიაზე ქვანახშირის მნიშვნელოვანი საბადოებია დაკავშირებული (ჩერეშხოვოს, ბურეის, კანის, ლენის და სხვ.).

ჩრდილო ამერიკის კონტინენტურ პლატფორმაზე იურულ ნაღვეებს ტრიალულთან შედარებით უფრო ფართო გავრცელება აქვს. ამასთან, შედარებით მრავალფეროვანია ფაქტობრივი. ქვედა და შუა იურული 1000 მეტრამდე სიძლიერის უდაბნოური ფაქტობრივი ქანების კომპლექსით არის წარმოდგენილი. როგორც ამერიკელი გეოლოგები ვარაუდობენ, წერილმარცხელოვანი, მკაფიოდ გამოხატული ირიბმრეგბრივი სტრუქტურის მქონე ქვიშიანები ადრე- და შუაიურული ეპოქების განმავლობაში ამ ტერიტორიაზე ბარხანებისა და დიუნების სახით გროვდებოდა. ზედა იურის ქრილი ჩრდილო ამერიკის კონტინენტურ პლატფორმაზე ზღვიური ქვიშიან-თიხიანი ნაღვეებით იწყება, თუმცა ლატერალურად ზღვიური ფაქტობრივი კონტინენტურ, თერად (წითელი ფერის) ქვიშიანებში და თიხებში გადადიან. იურული პერიოდის ბოლოს კვლავ რეგრესიისა და მდინარეული და ტბიური ნაღვეების დავროვება მიმდინარეობს. ნაღვეები მცენარეების, ხმელეთის ქვეწარმავლებისა და მანოვრების ნაშთებს შეიცავს.

იურულ პერიოდში გრძელდება სამხრეთის სუპერკონტინენტის გონდვანისის დასახსრის პროცესი. ამიტომაც, რომ იურული პერიოდის ზღვიური ფაქტობრივი ქანები ტრიალულთან შედარებით უფრო ვრცელ ფართობზეა წარმოდგენილი იმ კონტინენტური მასივების ტერიტორიაზე, რომლებიც მთელი პალეოზოურის განმავლობაში გონდვანისის ერთიან უზარმაზარ კონტინენტად იყვნენ შეკავშირებული. განსაკუთრებით გაფართოვდა ზღვით დაფარული ტერიტორიები გვიან იურულში. ზღვიური ზედა იურა დიდ ფართობზეა გაშენებული არაბეთის ნახევარკუნძულზე და აფრიკის კონტინენტის აღმოსავლურ სანაპირო ზოლში, სადაც იურული ასაკის კარბონატული ქანების საკმაოდ დიდი სისქის წყებებია განვითარებული. ზღვის აკვატორია გაფართოვდა ინდოსტანის ნახევარკუნძულის ჩრდილო-დასავლურ ნაწილშიც. აქ იურული პერიოდის დასაწყისში კარბონატული სედიმენტაცია მიმდინარეობს, მოგვიანებით კი ტერიტორიული ნაღვეები გროვდება. ქანებში ამონიტური ფაუნის არსებობა მოწმობს, რომ ნაღვედაგროვება ნორმულ ზღვაში მიმდინარეობდა. ნორმული ზღვა ფარავდა ავსტრალიის კონტინენტის დასავლურ ნაწილსაც. მართალია, იურულ პერიოდში ზღვით დაფარული ტერიტორიების ფართობი სამხრეთის კონტინენტებზე გაიზარდა, მაგრამ ნორმულ აუზებს მხოლოდ მათი პერიფერიები ეკავა და დროგამოშვებით, იშვიათად თუ აღწევდა კონტინენტების შიდა ნაწილებამდე. ამასთან ზღვა იკავებდა მხოლოდ რელიეფის შედარებით დაბალ ნაწილებს, დანარჩენი კი არაშეზღუდულ იურულში, საერთოდ მთელი მეზოზოური ერის განმავლობაში აზვევებული იყო, მეტწილად დენუდაციის არეს წარმოადგენდა, ან კიდევ ალაგ კონტინენტური ნაღვეები გროვდებოდა.



სურ. 110. ოკეანეების ფსკერზე მეზოზოური ნალექების გავრცელების სტრატული რუკა (ა. მონინისა და ა. ლისიჩინის მიხედვით, 1985; ევლადიმირსკია და ავტ. დან, 1985).

1. - ქაბურღილები, რომლებმაც ზედა იურა გადააქვეთეს (უძველესი ქანების ასაკი); 2 - მეზოზოური ნალექები.

გონდვანისის სუპერკონტინენტის რამდენიმე კონტინენტად დანაწევრებისა და იურულ პერიოდში (უფრო დაბეჭითებით, გვიან იურულში) ამ მსივების გამოყოფი ოკეანური აუზის არსებობის რეალობა ექვემდებარებული გახდა ღრმა ოკეანური ბურღვით მოპოვებულმა მონაცემებმა. სურ. 110-ზე, რომელიც ამ ფაქტობრივ მასალას ეყარება, კარგად ჩანს, რომ მეზოზოურ ნალექებს საკმაოდ ფართო გავრცელება აქვს ინდოეთისა და ატლანტური ოკეანის ფსკერზე ამასთან ნათლად იკვეთება მათი კანონზომიერი განაწილება ხსენებული ორი ოკეანის ვრცელ აკვატორიაში: არც ინდოეთის და არც ატლანტური ოკეანის ცენტრალურ ნაწილებში მეზოზოური ნალექები ღრმა ოკეანური ბურღვისას ქაბურღილებს არ გადაუკვეთათ. იქ ოკეანური ქვრქი პალეოგენური ასაკისაა. ე.ი. მისი ფორმირება მეზოზოურის შემდეგ მოხდა. მეზოზოური ნალექები ქაბურღილებმა დაადგინეს უშუალოდ კონტინენტების მოსაზღვრე აკვატორიების ფარგლებში: ინდოეთის ოკეანეში აფრიკული და აზია-ავსტრალიური სანაპიროების გასწვრივ რამდენიმე უბანზე; ატლანტური ოკეანის ფსკერზე - ამერიკული და ევრო-აფრიკული სანაპიროების მიმდებარე აკვატორიების ფარგლებში. გეიანიურული ნალექები ქაბურღილებით დაფიქსირებულია ჩრდილო-დასავლური აფრიკის სანაპიროს გასწვრივ - შვედენ კონცხის კბის რაიონში, ჩრდილო აფრიკის სამხრეთ სანაპიროს სიახლოვეს, აგრეთვე ჩრდილო ამერიკის კონტინენტის სამხრეთის სანაპიროების რაიონში (იხ. სურ. 110).

გარკვეული კანონზომიერებით იცვლება ოკეანის ფსკერის დანალექი ფენის უძველესი ქანების ასაკი კონტინენტის სანაპიროდან შუაოკეანური ატლანტური ქედის მიმართულებით: სანაპიროს სიახლოვეს - გეიანიურული, ქედისაკენ - ქაბურღილების მონაცემებით, ცარტულ-პალეოგენური ქანებია უძველესი, თვით ქედის ფარგლებში კი - პალეოგენზე ახალგაზრდა.

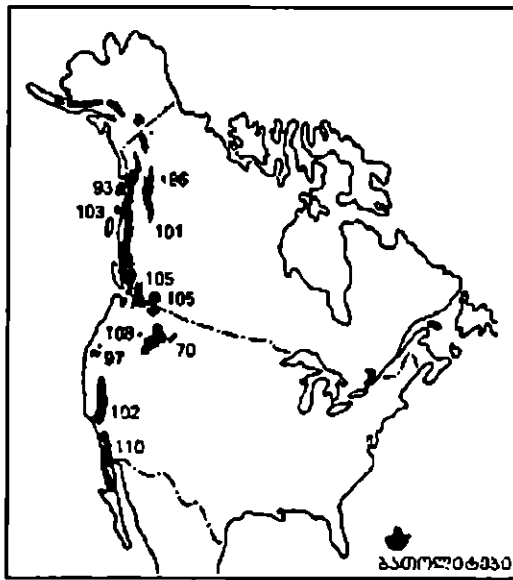
საკმაოდ რთულია ოკეანის ფსკერის მეზოზოური ისტორია და, შესაბამისად როგორც ტრიასული, ისე იურული და ცარტული ნალექების ფაციესურ თავისებურებათა საერთო სურათი. ტრიასული ნალექების გაცნობისას ჩვენ უკვე ვისაუბრეთ ამის თაობაზე. იურული ნალექები საკმაოდ მრავალფეროვანი ფაციესებით არის წარმოდგენილი ხმელთაშუაზღვის

ორ ოგენულ სარტყელში. გაიხსნათ, რომ პერსიული ოროგენტული პროცესების შედეგად აღპურ გეოსინკლინურ ოლქში, რომელიც ხმელთაშუა ზღვის ოროგენის დასავლურ ნაწილს წარმოადგენს, წარმოიქმნა ერთიმეორისგან ზურგობებით (კორდილიერებითა თუ კუნძულთა რკალებითა და მიკროკონტინენტებით) გამოჩნული ცალკეული რთვები, რამაც ასახვა უკვე ტრიასული პერიოდის ფაციესების განაწილებაში ჰპოვა. არანაკლებ მკაფიოა ამ ტექტონიკური სტრუქტურების როლი იურული პერიოდის სედიმენტაციური პროცესების მიმდინარეობაში. ალპებში იურული პერიოდის განმავლობაში გეოსინკლინურ რთვებში დიდი სისქის (კილომეტრების რიგის), ღრმა ზღვის ნალექები გროვდებოდა. ესაა მეტწილად კირკვები, არაიშვითად გამარმარილოებული, რადიოლარიტები, ატიქებიანი ფიქლები.¹ ღრმა აუზის ნალექების ქრილში მნიშვნელოვანია ვულკანიზმის პროდუქტების (ფეოზიგებისა და პიროკლასტოლითების) როლიც. ამავე დროს კორდილიერების გასწვრივ მცირე (ასეული მეტრების) სისქის, მარჩხი ზღვის ნალექები გროვდებოდა. ფაციესების განაწილების პირველადი კანონზომიერი სურათი განსაკუთრებით გართულდა აღპური ტექტონიკური პროცესების შედეგად წარმოქმნილი შარიაფული სტრუქტურებით. მასების საკმაოდ დიდ მანძილზე პორიზონტულად გადაადგილების შედეგად ერთიმეორის გვერდით, ზოგჯერ კი ერთიმეორეზე განლაგებული აღმოჩნდა სრულიად განსხვავებულ პირობებში წარმოქმნილი, სხვადასხვაგვარი ფაციესური ბუნების წყებები. ცხადია, ასეთი რთული ტექტონიკური სურათის გაშიფვრა ადვილი არ იყო, მაგრამ ალპების მკვლევარებმა წარმატებით გაართვეს თავი ამ რთულ პრობლემას და შექმნეს არამარტო ალპების გეოლოგიური აგებულების მწყობრი სქემა, არამედ შარიაფების კვლევის სამაგალითო კლასიკური მეთოდოლოგიური საფუძველიც.

კიდევ უფრო რთულია წყნარი ოკეანის ოგენული არსებულ ოროგენის მეზოზოური ისტორია. ამ უზარმაზარ მოძრავ სარტყელში მოქცეული რამდენიმე გეოსინკლინური ოლქის გეოლოგიური ისტორია მეზოზოურ ერაში სულაც არ არის იდენტური. თითოეული მათგანის სედიმენტაციური რეჟიმი, დანაოქება-აზვეების პროცესები და მაგმატიზმის განვითარების კანონზომიერებები თავისებურია.

ჩრდილო ამერიკის კონტინენტის დასავლურ ნაწილში ასებული კორდილიერებისა და კლდოვანი მთების გეოსინკლინურ ოლქებში და მათი გამყოფი გეოანტიკლინის (ე.წ. ენტრალური კორდილიერების, ან სხვაგვარად მეზოკორდილიერების, გეოანტიკლინი; გვიანი ტრიასულიდან მოყოლებული ეს სტრუქტურა, ფაქტიურად, კუნძულთა რკალს წარმოადგენდა) ფარგლებში, ისევე როგორც ტრიასულში, იურული პერიოდის განმავლობაშიც სედიმენტაციური პროცესების მიმდინარეობა განსხვავებული იყო დასავლური კორდილიერების ეგგეოსინკლინში ტრიასულიდან დაწყებული, შუაიურულ ეპოქამდე ნალექდაგროვების ინტენსიური პროცესებისა და აქტიური ვულკანიზმის შედეგად წარმოიქმნა ტერიგენტული და ვულკანოგენტური ქანების მძლავრი წყებები. სიერა-ნევადის რაფში მხოლოდ ქვედა და შუა იურულის სისქე 6000 მ-ს აღემატება. იურული პერიოდის დასასრულს (კიმერიულ საუკუნეში) ძლიერი ოროგენტული პროცესების გამოვლინების შედეგად (კიმერიული ტექტონიკურ-მაგმატური ციკლის ნევეალური ფაზისი; სხვაგვარად მსტიტონური სწინა, ან კიდევ ანდურ ფაზისისა) უწოდებენ) სიერა-ნევადის რაფმა, აგრეთვე მეზოკორდილიერების გეოანტიკლინურმა ზონამ (კუნძულთა რკალმა) დანაოქება-აზვეება განიცადა. გვიან იურულშივე ახლად აზვეებული მთებიდან დასავლეთით ჩაისახა ახალი ეგგეოსინკლინური სტრუქტურა — კალიფორნიის როფი, რომელშიც გვიანი იურულ-ცარტული ასაკის ნალექების 15000მ-ის სიმძლავრის წყებები დაგროვდა. ნევეალური ფაზისის გამოვლინებასთანა დაკავშირებული მკაფიო სტრუქტურული უთანხმოება კიმერჯიულსა და ტიტონურს შორის. ამავე ფაზისის გამოვლინებასთან იყო დაკავშირებული გრანიტული მაგმის ძლიერი ინტრუზია და უზარმაზარი, იურულ-ცარტული ასაკის ბათოლიტების მერიდიანული ზონის ჩამოყალიბება კორდილიერების გასწვრივ აღიასკოდან კალიფორნიამდე (სურ. 111).

¹ ატიქი — ამონიტის ნიჟარის ნაწილია, რომელიც უმუშაოდ მოლუსკის რბილ სხეულთან იყო დაკავშირებული. მს ნიჟარის აპერტურის ფორმა შენდა და ნიჟარას სარტყელივით ეფარებოდა, როცა ორგანიზმი საცხოვრებელ კამრას აფარებდა თავს. როგორც წესი, ორგანიზმის კვდომის შემდეგ ატიქი ნიჟარისგან განცალკავებით განამარჩიდებოდა, მეტწილად, მიგან მოზოგებო.



სურ. 111. კორდილიერების იურული და ცარტული ბათოლოცხვების გავრცელების სქემა. ციფრებით აღნიშნულია ბათოლოცხვების იზოტოპური ასაკი (ვ. შოუს მიხედვით, 1963; ვ. ნეჯოვი და აეტ-დან, 1986)

სხვაგვარია ნალექდაგროვების ხასიათი კლდოვანი მთების მიოცენოკლინში. აუზის სამხრულ ნაწილში (ალმოსაელური სიერა-მადრეს მთები) იურულში და შემდეგ — ცარტული პერიოდის განმავლობაში, სელიმენტაცია კარბონატული ბუნებისაა. ჩრდილოეთით კი — ჩრდილო ამერიკის კონტინენტური პლატფორმისა და კორდილიერების გეოსინკლინური ოლქის მიჯნაზე წარმოქმნილ მთისწინა და მთათაშუა როფებში, ნეველური ფაზისის გამოვლინების შედეგად დანაოქებულ-აზე-ეებული მთების ინტენსიური დენუდაციის პროდუქტების დაგროვება და დიდი სისქის ტერიგენული წყებების წარმოქმნა მიმდინარეობს.

წყნარი ოკეანის ოროგენის ალმოსაელური რკალის სამხრეთ ნაწილს ანდების გეოსინკლინური ოლქი წარმოადგენს გვიან ტრიასულამდე ამ სტრუქტურის დიდი ნაწილი (კოლუმბიის ანდების გამოკლებით) პერტინული ოროგენეტული პროცესების შედეგად დანაოქებულ და აზეეებულ ტექტონს წარმოადგენდა. ტრიასული პერიოდის განმავლობაში ის ინტენსიურ დენუდაციას განიცდიდა, ნალექდაგროვება კი მხოლოდ მთათაშუა და მთისწინა როფებში მიმდინარეობდა. ამას ემატებოდა ხმელეთზე მიმდინარე ინტენსიური ვულკანური ამოფრქვევების პროდუქტებიც — ეფუზივები და პიროკლასტიკა. პერუს, ჩილეს და ბოლივიის ტერიტორიის ფარგლებში ადგილი ჰქონდა ინტრუზიული მაგმატიზმის გაცხოველებას და გრანიტოიდების შექმნას. გვიანი ტრიასულისთვის ანდების ტერიტორია უკვე პენეპლენს წარმოადგენდა ამ დროიდან ის კვლავ დაძირვას განიცდის და იწყება გეოსინკლინური განვითარების ახალი — იურულ-ცარტული და კაინოზოური ეტაპი. იურული პერიოდის განმავლობაში ინტენსიურ დაძირვას განიცდის ანდების ჩრდილოური ნაწილი — გრადდება დიდი სისქის ვულკანოგენური და ნორმული ზღვის დანალექი წყებები — ჩილეში იურული ასაკის ნალექების სისქე 12000 მ-ს აღემატება. ნეველური ფაზისის გამოვლინება ანდებშიც აღინიშნება, ისევე როგორც მომდევნო — ადრეცარტული და გვიანცარტული ოროფაზისები. თუმცა, ანდების საბოლოო დანაოქება-აზეეება და თანამედროვე სახით მთებად ჩამოყალიბება უფრო გვიან — კაინოზოურ ერში მოხდა.

წყნარი ოკეანის ოროგენის დასავლური (აზიური) რკალის სამხრულმა (ინდოჩინურმა) ნაწილმა, როგორც ვიცი, ადრეკიმურიულ (ინდოსინიურ) ოროფაზისთან დაკავშირებული, საკმარ ინტენსიური ტექტონიკური პროცესების შედეგად დანაოქება-აზვეება განიცადა და ამ დროიდან იქ გეოსინკლინური ნალექდაგროვების რეჟიმი შეწყდა. გვიანი ტრაასულია და იურული პერიოდის განმავლობაში სედემენტაცია მიმდინარეობს მთათაშუა როფებში, სადაც ახალგაზრდა ნაოქა მთების ინტენსიური დენუდაციის პროდუქტების დაგროვება და დიდი სისქის ტერიგენული წყებების წარმოქმნა მიმდინარეობს. ჩრდილოეთით (ჩრდილო-აღმოსავლური აზიის ფარგლებში) - ჩუკოტკა-ვერხოიანსკის გეოსინკლინურ ოლქში, რომლის ფარგლებშიც ინდოსინიური ოროფაზისის გამოვლინებას მნიშვნელოვანი სტრუქტურული ცვლილებები არ გამოუწვევია, იურული პერიოდის განმავლობაშიც სედემენტაციის გეოსინკლინური რეჟიმი შენარჩუნებული და თიხიან-ქვიშიანი ნალექების დიდი სისქის (5000მ-მდე) წყებები გროვდება. გვიანი იურულის ბოლოს ნეეადური (ტიტანურისწინა) ოროგენეტული მოძრაობის შედეგად, რასაც ინტრუზიული მაგმატიზმის ინტენსიური გამოვლინებაც ახლდა თან, ჩუკოტკა-ვერხოიანსკის გეოსინკლინურმა ოლქმა დანაოქება-აზვეება განიცადა და გვიანი ცარცულისათვის ის უკვე შედარებით სტაბილურ ტექტონს წარმოადგენს. ამევე დროს ციმბირის კონტინენტური პლატფორმისა და ჩუკოტკა-ვერხოიანსკის მოსაზღვრე ზოლში ჩაისახა მთისწინა როფი, რომელშიც ახლად დანაოქებულ-აზვეებული მთების დენუდაციის პროდუქტები გროვდებოდა. ესაა ანაბარის ფარიდან ჩრდილოეთით მდებარე ხატანგის როფი, რომელიც ჩვენ უკვე ვახსენეთ ციმბირის კონტინენტური პლატფორმის იურული ნალექების გაცნობისას.

მაგმატური პროცესები. ინტრუზიული მაგმატიზმის ძლიერი გამოვლინებები აღინიშნება შუა იურულში და გვიანი იურულის ბოლოს. ინტრუზიული პროცესები განსაკუთრებით ინტენსიური იყო წყნარი ოკეანის ოროგენის ფარგლებში. გაეიხსნოთ ბათოლიტების აღსაკიდან კალიფორნიამდე გადაჭიმული, მერიდიანული ზონა ჩრდილო ამერიკის კარდილიერების გეოსინკლინურ ოლქში, პერუს, ჩილეს და ბოლივიის გრანიტოიდები. გვიან იურულში ინტრუზიული მაგმატიზმის გაცხოველება აღინიშნება ჩუკოტკა-ვერხოიანსკის გეოსინკლინურ ოლქშიც. იურული ასაკის ინტრუზიული სხეულები ცნობილია კავკასიაშიც. საკმარ ძლიერია ეულკანური ამოფრქვევები ზოგ რეგიონში (კავკასიაში, ალპურ გეოსინკლინში, ანდების ჩრდილო ნაწილში და სხვ.). მაგმატიზმის გაცხოველება დაკავშირებულია კიმურიული ტექტონიკურ-მაგმატური ციკლის რამდენიმე ფაზისთან, რომელთა გამოვლინებასაც იურულში ჰქონდა ადგილი. მათ შესახებ დეტალურად კიმურიული ოროგენეზისის გაცნობისას ვისაუბრებთ.

ჰავა. იურული პერიოდის ზღვების ტრანსგრესიის ფართო მასშტაბებმა შესაძინევად შეარბილა კლიმატური პირობები. ამიტომ ტრიასულისგან განსხვავებით, იურული პერიოდის განმავლობაში მნიშვნელოვანი ტერიტორიებისთვის თბილი და ნოტიო კლიმატური პირობები იყო დამახასიათებელი. თბილი იყო ჰავა თანამედროვე არქტიკულ მხარეშიც კი. არქტიკული კუნძულების (შპიტბერგენის, ახალი ციმბირის, ფრანკოისების მიწის და ა.შ.) იურულში განამარხებულ ხეცენარეებს მკაფიოდ ჩამოყალიბებული წლიური რგოლები აქვთ, რაც ზომიერი, შესაძლოა, თბილი ჰავის არსებობასაც კი მოწმობდეს. ევრაზიის კონტინენტზე იურული პერიოდის დასაწყისში ჰავა ჰუმიდური იყო ამ ვრცელი კონტინენტის სამხრეთში ბევრი რეგიონის ტერიტორიაზე (ციმბირში, ჩინეთში, აგრეთვე ევროპაში) ქვანახშირის მნიშვნელოვანი საბადოების დაგროვებისთვის ხელსაყრელი კლიმატური პირობები იყო გვიან იურულში, პირიქით, ჰავა თბილია და მშრალი. იმდროინდელი კლიმატის არიდზაციაზე მიგვანიშნებს წითელი ფერის წყებებისა და მარილებით მდიდარი ნალექების მნიშვნელოვანი ხვედრითი წილი ინდოჩინეთის, აფრიკის, ჩრდილო ამერიკის ზედა იურულში. ტემპერატურის მაქსიმალური მატება, სხვადასხვა ქვეყნის აეტორთა გამოანგარიშებით, ოქსფორდულ საუკუნეში აღინიშნება, შემდეგ კი აციება იწყება.

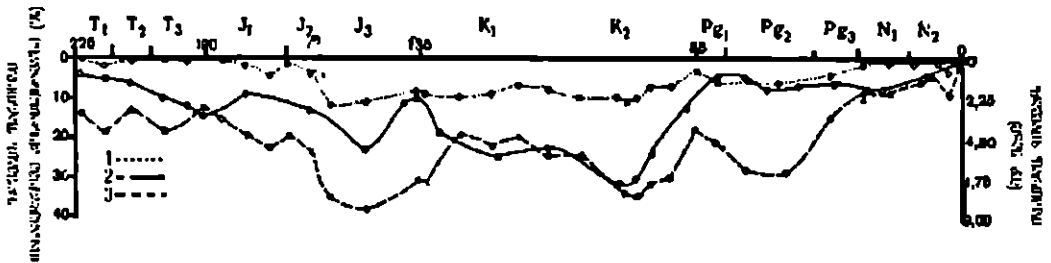
¹ პალეოტემპერატურების განსაზღვრის ერთ-ერთი მეთოდია თანგბადის იზოტოპების კვლევა სხვადასხვა ნამარხი ორგანიზმების სკელეტურ წარმონაქნებში (ბელეონიტების როსტრებში, პლანქტონური ფორამინიფერების ნივარებში და ა.შ.).

ცარცული სისტემა

ცარცული სისტემის გამოყოფა. ნალექების კომპლექსი, რომელიც მე-19 საუკუნის 30-იან წლებში ცარცული სისტემის სახელით იქნა გამოყოფილი როგორც დამოუკიდებელი სტრატиграფიული ერთეული, ბევრად უფრო ადრე — ჯერ კიდევ მე-18 ს-ის მეორე ნახევარში, კარგად იცნობდნენ ინგლისელი, ფრანგი, გერმანელი, იტალიელი გეოლოგები. უ. სმიტი, ე.კონიბირი და ე. ფილიპსი, აგრეთვე ზოგი სხვა ინგლისელი თუ ფრანგი გეოლოგი ამ მრავალფეროვანი ფაციის ქანების შრენარს „ცარცის ფორმაციის“ და „შვეანე ქვიშის“ სახელით მოიხსენიებენ. ვ. ფიტონი ნალექების ამავე კომპლექსში გამოყოფდა ველს (მტკნარი წყლის ნალექების ერთობლიობას) და „შვეანე ქვიშას“. ცარცულს შეიცავს იტალიელების „სკავლიას კირქვების“ მძლავრი სერია, ისევე როგორც ა.ვერნერის ფლოცგებირგე 1822 წელს ბელგიელმა ე.ომალიუსმა და ლუამ საფრანგეთის გეოლოგიური რუკის განმარტებით ბარათში პირველად, თუმცა მოკლედ, აღწერა „ცარცული სისტემა“ (Terrain crétacée); მოგვიანებით კი — 1831 წელს გამოქვეყნებულ ვრცელ ნაშრომში („Eléments de géologie“) ავტორს მოცემული აქვს სისტემის დეტალური დახასიათება. ის ამაშებს დასავლური ევროპის ქვეყნებში იმ დროისათვის სტრატиграფიული კვლევებით მოპოვებულ საკმარად მდიდარ ფაქტობრივ მასალას და მისი ანალიზის საფუძველზე იძლევა მეზოზოური, ნაწილობრივ პალეოზოური (კარბონულის შემდგომი) ნალექების სტრატиграფიული დანაწილების სქემას. ამ სქემაზე გამოყოფილი ხუთი ჯგუფი ნალექებისა — პენენი, კვიპერი, ლიასი, იურული და ცარცული, ჩვენ უკვე ვახსენეთ პერმული სისტემისადმი მიძღვნილ ნაკვეთში. პირველი (პენენური) პერმულს შეესატყვისება, მეორე ტრიასულს, მესამე და მეოთხე — იურულს, ხოლო მეხუთე — ცარცული, იმთავითვე ე.ომალიუსმა და ლუამ მონოგრაფიაში სრულიად მკაფიოდ იყო გამოყოფილი იმ მოცულობით, რომელიც დღევანდელი ცარცული სისტემის სტრატиграფიულ დიაპაზონს შეესატყვისება. საინტერესოა, რომ ცარცული სისტემის დიაპაზონის ასეთი ზუსტი განსაზღვრა დამყარებული იყო არა ნაირგვარი ნალექების ამ კომპლექსისთვის ნიშანდობლივ რაღაც ფაციესურ თავისებურებებზე, რაც ცარცულ სისტემას სხვა, მომიჯნავე სისტემებისგან მკაფიოდ გამოარჩევდა, არამედ მის სტრატиграფიულ მდებარეობაზე — იმ დროისათვის გეოლოგიაში უკვე კარგად ცნობილ იურულ სისტემას და მესამეულ ნალექებს შორის. ე.ომალიუსმა და ლუამ ერთ სისტემადაც — ცარცულად, გააერთიანა ერთიმეორისაგან საკმარად განსხვავებული ქანების რამდენიმე კომპლექსი, რომელთა თანმიმდევრობა აღმაველ ჭრილში ასე გამოიყურება: პურბაკის კირქვა, პასტინგის ქვიშა, ველდი, არგილიტები, შანკონის შვეანე ქვიშა, გოლტის თიხები, თეთრი ცარცი, მასტრახტის ტუფი, ბოლტგენის ფლიში და ნახშირი. ჩამოთვლილი ცხრა დასახელებიდანაც კი ნათლად ჩანს განსხვავება იმ ნალექებს შორის, რომლებიც ავტორმა ცარცულ სისტემაში მოაქცია. ამის შემდეგ დაიწყო ცარცული სისტემის უფრო დაბალი რანგის სტრატиграფიულ ერთეულებად დანაწილება, რაშიც გამორჩეული ადამახურება უკვე ფრანგ მეცნიერს ა.დ'ორბინიის მიუძღვის.

ცარცული სისტემის ფაციესები. ცარცული მეზოზოური ერის უკანასკნელი პერიოდი. ესაა ფართომასშტაბიანი ტრანსგრესიების დრო — დრო, როდესაც ზღეებმა დაფარა უზარმაზარი ტერიტორიები თითქმის ყველა კონტინენტზე (სურ. 112). ამედროულად მიმდინარეობს ოკეანეების გაფართოების პროცესი, რასაც თან სდევს შუაოკეანური ქედების ჩასახვა. შესაძნეველ ძლიერდება მაგმატური აქტივობაც. საერთო ჯამში ამ პროცესების შედეგია ის უტყუარი ფაქტი, რომ ცარცული პერიოდის განმავლობაში წარმოქმნილი ქანების (უპირველეს ყოვლისა, ზღვიური ფაციესების) გავრცელების მასშტაბების მიხედვით, როგორც კონტინენტურ მასივებზე, ისე ოკეანეთა ფსკერის ფარგლებში, ცარცული სისტემა ერთერთი პირველია (ვგებ. ყველაზე პირველიც კი) ფანეროზოული ეონოთემის სისტემებს შორის.

¹ terrain — ფრანგულია და სიტყვა-სიტყვით ნიშნავს ნაღვარ მიწა გრუნტი. ქართულ გეოლოგიურ ლიტერატურაში ეს სიტყვა კონტექსტის შესაბამისად ითარგმნება როგორც ნალექები, წარმოქმნები, ან სხვადასხვა რანგის სტრატиграფიული ერთეულები: სისტემა, სერია ან წყება. საერთაშორისო გეოლოგიური კონგრესის მეორე სესიის (1881 წ.) რეკომენდაციით terrain მიჩნეულია სისტემის სინონიმად.



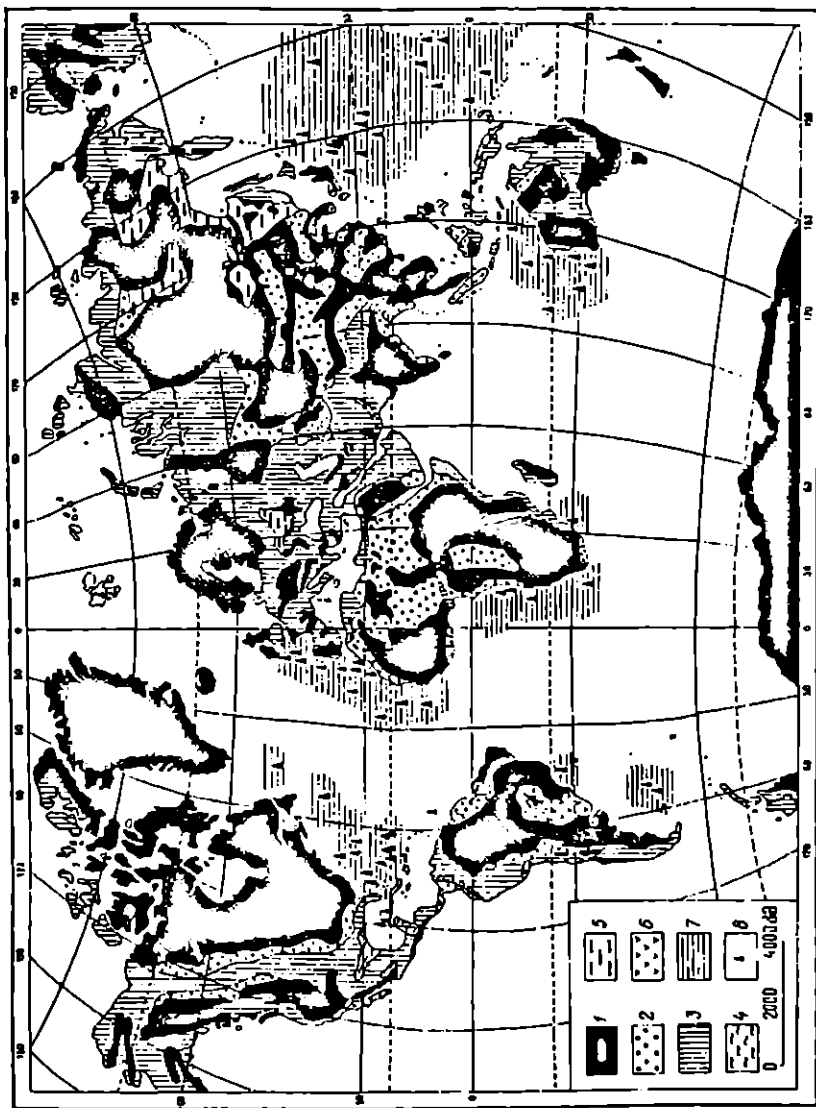
სურ. 112. ზღვით დაფარული ფართობების ცვალებადობა
 ფანეროზოული ეონის განმავლობაში (მ. ნაილინიძე, 1971)
 1 - ჩრდილო ამერიკის კონტინენტზე; 2 - ევრაზიის კონტინენტზე;
 3 - ევროპული რუსეთისა და ციმბირის ტერიტორიაზე.

ცხადია, სელიმენტაციური გარემოს მრავალფეროვნებამ, რასაც აქტიური ვულკანური პროცესების შედეგად დაგროვილი ვულკანოგენური და ვულკანოგენურ-დანალექი კომპლექსები, აგრეთვე ხმელეთსა თუ ზღვის ფსკერზე ამონთხეული ლავებიც ემატებოდა, ცარცული სისტემის ფაციესების დიდი მრავალფეროვნება განაპირობა (სურ. 113 და 114). კონტინენტურ პლატფორმებზე საგრძობია ეპიკონტინენტურ აუზებში დაგროვილი ტერიგენული ნალექების ხვედრითი წილი. ტერიგენული წყებების ქრილში არაიშვიათად მნიშვნელოვან როლს თამაშობენ გლაუკონიტით გამდიდრებული კლასტური ქანები. გეოსინკლიურ აუზებში, პირიქით, დიდია კარბონატების ხვედრითი წილი - ღრმა აუზების ფსკერზე პელიტომორფული კირქვები გროვდებოდა, შედარებით მცირე სიღრმეებზე კი რუდისტებისა და მარწნული რიფების შენება მიმდინარეობდა. ხმელთაშუა ზღვის ოროგენული სარტყელის ჩრდილო პერიფერიებზე ნეოტიულ ოლქში ალპებიდან ავღანეთამდე თავისებური ფაციესის ზოგენური ქანები - ე.წ. უროგონული კირქვების სქელი (ასეული მ-ის რიგის) წყებები წარმოიქმნა.

ცარცულში, გამსაყუთრებით კი გვიანცარცულ ეპოქაში, ტექტონიკური პროცესების გააქტიურებასთან არის დაკავშირებული სპეციფიკურ სელიმენტოლოგიურ გარემოში ე.წ. ფლიშური ნალექების დაგროვება. ყოველივე ამას ემატება მარილებით მდიდარი ლავუნურ-კონტინენტური, აგრეთვე ზოგ რეგიონში არსებული ნახშირიანი წყებები.

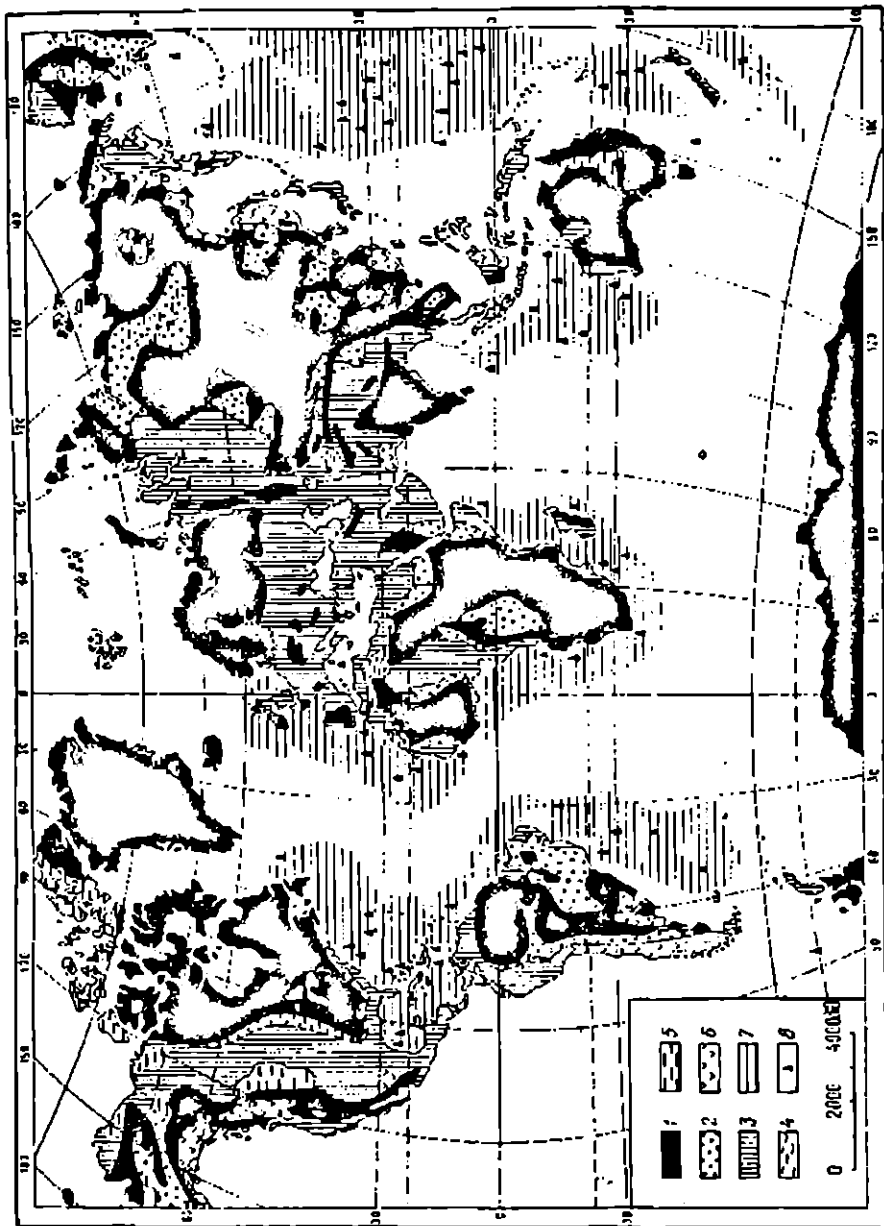
დაბოლოს, აქტიური ვეუზიური მაგმატური პროცესების შედეგად, რომლებიც ბევრ რეგიონში საკმაოდ ინტენსიური იყო, როგორც ადრე ცარცულში, ისე ცარცული პერიოდის მეორე ნახევარშიც, ლავურ განფენებთან ერთად არაიშვიათად საკმაოდ დიდი სიმძლავრის ვულკანოგენური და ვულკანოგენურ-დანალექი წყებები გროვდებოდა. ვულკანური ამოფრქვევები უპირატესად წყალქვეშა იყო, მაგრამ ზოგ რეგიონში ვეუზიურ აქტივობას და ლავური განფენებისა და პიროკლასტოლოთების დაგროვებას ადგილი ჰქონდა ხმელეთის პირობებშიც. ზოგ კონტინენტზე ცარცული პერიოდის განმავლობაში ხმელეთის მნიშვნელოვანი ტერიტორიები დაფარა ე.წ. პლატობაზალტებმა (ტრაპებმა). მაგალითად, ცარცული ასაკის პლატობაზალტები საკმაოდ დიდ ფართობებს ფარავს ინდონეზიის ნახევარკუნძულზე, ახალი ციმბირის კუნძულებზე, სამხრეთ ამერიკაში მდ. პარანას აუზის ფარგლებში და ა.შ.

1 ფლიშის შესახებ, ისევე როგორც ურგანული კირქვების თაობაზე, მოგვიანებით, ცარცული ნალექების დახასიათებისადმი მიძღვნილ ნაკვეთში უფრო დაწვრილებით ვისაუბრებთ.



სურ. 113. პედასტატის სტრუქტურა ფაუნის ქანების გავრცელების სქემური რუკა
(ე. ბინის, ა. ბონიის და ა. ბალუბისკის მიხედვით, 1975)

- 1 - ტერიტორიები, რომლებზეც არცერთი ფართობის მქონე არც წარმოადგენს;
- 2 - კონტინენტური კლასტური ნალექები; 3 - გემული ბუნის ფაუნები; 4 - ლაუნური, მარიალითა და თამარითი ღიღარი ნალექები; 5 - ქანამარის შემკული წებები; 6 - ეულანოვური ქანები;
- 7 - ასტული ნალექების გავრცელება თანამდროვე რეგიონების ფაუნაზე; 8 - კამბრიული რეგიონების ფაუნაში.



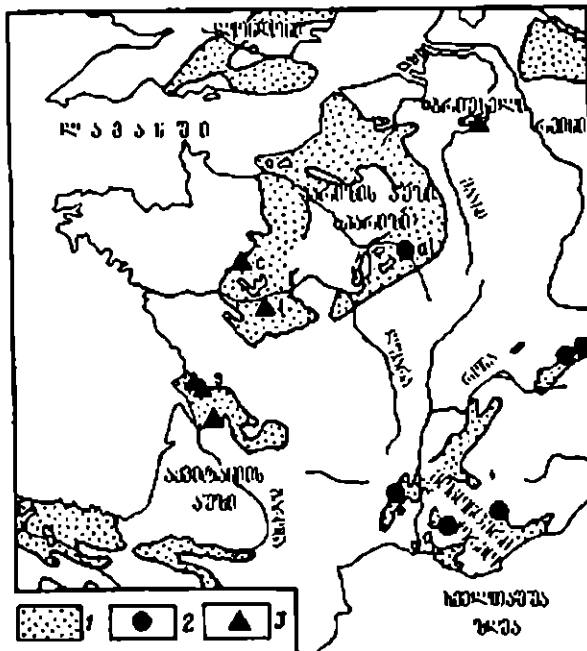
სურ. 114. ზღა ოარეულას სერასსა ფაიქის ქანების გეოგრაფიის
 სქემატიკური რუკა (ვ. ბინის, ა. რაზინის და ა. ძალუბოვსკის მიხედვით, 1975)
 პირობითი ნიშნების განმარტება იხ. სურ. 113-ზე

ცარცული სისტემის საზღვრები. ცარცული სისტემის საზღვარი იქ, სადაც იურულს თანდათან აგრძელებს ცარცული ნალექები, ნაკლებად მკაფიოა. დროის შესაბამისი მონაკვეთი - იურულ-ცარცულის მიჯნა, შედარებით მშვილია - არც ტექტონიკური მოძრაობების გააქტიურებას და არც ზღვის დონის მასშტაბურ ცვალებადობას (რეგრესია-ტრანსგრესიებს) და ნალექდაგროვების რეჟიმში მნიშვნელოვან გარდატეხას ჰქონია ადგილი. თანდათანობით მიმდინარეობს ფაუნისტური კომპლექსების ცვლა, ამასთან სხვადასხვაგვარი ტემპით ცალკეულ ტაქსონებში. ყოველივე ამის გამოა, რომ ერთი აზრი ცარცული სისტემის ქვედა საზღვრის თაობაზე დღემდე არ არსებობს. მხოლოდ სხვადასხვა ქვეყნების გეოლოგების შეთანხმებით გადაწყდა იურულისა და ცარცულის საზღვრის გატარება ბერიასული სართულის საგებზე. 1973 წელს ქალაქებში - ლიონსა და ნეშატელში ჩატარებული საერთაშორისო კოლოკიუმის გადაწყვეტილებით, ბერიასული აღიარებულია ცარცული სისტემის უძველეს სართულად, ბერიასულის პირველი ამონიტური ზონის - *Pseudosubplanites grandis*-ის საგები კი - ცარცულის ქვედა საზღვრად, რომლის ქვეშ იურული სისტემის ყველაზე ახალგაზრდა წევრი - *Berriassella jacobii*-ს ზონაა განლაგებული. თუმცა-ღა, არაერთი ავტორიტეტული მკვლევარი ბერიასული სართულის პრობლემის ამგვარ გადაწყვეტას მართებულად არ მიიჩნევს და თვლის, რომ ბერიასის შრებში დაცულ ფაუნისტურ კომპლექსს გვიანიურულ (ტიტონურ) ფაუნასთან უფრო მეტი აქვს საერთო, ვიდრე ვალანჟინური სართულის ფაუნასთან. მაინც, უახლეს სტრატოგრაფიულ სქემებზე, როგორც წესი, გათვალისწინებულია ლიონ-ნეშატელის 1973 წლის კოლოკიუმის გადაწყვეტილება და ბერიასული სართული ცარცული სისტემის უძველეს წევრად, *Pseudosubplanites grandis*-ის ზონის საგები კი ცარცულსა და იურულს მიჯნად არის მიჩნეული.

რამდენადმე ანალოგიურია სიტუაცია ცარცული სისტემის ზედა საზღვრის შემთხვევაშიც. საზღვარი ცარცულ სისტემასა და პალეოგენს შორის იმავე დროს ორი, უფრო მაღალი რანგის სტრატოგრაფიული ერთეულის - მეზოზოური და კაინოზოური ჯგუფების (ერთემების) მიჯნაცაა. პრობლემა ამჯერად დაკავშირებულია დანიური სართულის არამარტო სტრატოგრაფიული ადგილის განსაზღვრასთან (ცარცულში თუ პალეოგენში?) და იმ კრიტერიუმების მართებულ შეფასებასთან, რომლებიც საფუძვლად უნდა დაედოს პრობლემის ერთიანებას. არამედ თვით დანიური სართულის სახელით 1846 წელს. ე. დეზორის მიერ გამოყოფილი სტრატოგრაფიული ერთეულის ტატუსის განსაზღვრასთანაც. ა. გროსუერმა 1897 წელს დანიური სართულის გამოყოფიდან თითქმის ნახევარი საუკუნის შემდეგ, ექვემდებარება დანიურის ცარცული სისტემის შემადგენლობაში დატოვების მართებულობა. აქედან მოყოლებული დღემდე - საუკუნეზე მეტი დროის განმავლობაში, არაერთი პალეონტოლოგის, პალეობოტანიკოსის, სელიმენტოლოგისა და სტრატოგრაფისთვის ა. გროსუერის დამკვირვება ღრმა რწმენაში გადაიზარდა. საბოლოოდ, ამჟამად მიღებულ საერთაშორისო გეოქრონოლოგიურ შკალაზე დანიური მეზოზოური სისტემის ნაცვლად სხვადასხვა სტრატოგრაფიული რანგის სტატუსით (მონსური სართულის ქვედა ქვესართული, პალეოცენის ქვესექცია, პალეოცენის უძველესი სართული) კაინოზოური სისტემის შემადგენლობაშია გადანაცვლებული. ამრიგად, საზღვრად მეზოზოურ და კაინოზოურ ერთემებს შორის მასტრიხტული სართულის სახურავია მიჩნეული (*Pachydiscus neubergicus*-ის ამონიტური ზონის სახურავი). თუმცა, ბერიასული სართულისგან განსხვავებით, დანიური სართულის ასაკის საკითხის თაობაზე (ცარცული? თუ პალეოგენური?) ოფიციალური გადაწყვეტილება გეოლოგების რომელიმე, საერთაშორისო მასშტაბის სესიაზე, ან საგანგებო კოლოკიუმებზე დღემდე მიღებული არ არის. პრობლემის ამგვარად გადაჭრის შემთხვევაშიც მაინც გაურკვეველი რჩება დანიურის სტატუსი - ის პალეოცენური სექციისაგან დამოუკიდებელი სართულია (ინფრაპალეოცენი, როგორც მას ზოგი მკვლევარი უწოდებს), მონსურ სართულთან ერთად ქვედაპალეოცენური ქვესექცია, თუ ქვესართული მონსური სართულის შემადგენლობაში? ერთიანება პასუხი დასმულ კითხვებზე დღემდე არ არსებობს, ისევე როგორც არ გაგაჟნია დანიური სართულის საგების განსაზღვრის ზუსტი, ერთიანება ბიოსტრატოგრაფიული კრიტერიუმი. გეოლოგების (სტრატოგრაფების, პალეონტოლოგების) მტკიცე ნაწილი დანიური სართულის კაინოზოურ ჯგუფში გადატანას, მთელი რიგი მოსაზრებების გათვალისწინებით, მართებულად არ მიიჩნევს და ცარცული

სისტემის ზედა საზღვრად დანიური სართულის სახურავს თვლის. უფრო დეტალურად მეზოზოური და კანოზოური ერთეულების გამოიყენის პრობლემებზე მოგვიანებით, პალეოგენის საზღვრების გაცნობისას შევიჩრდებით.

ცარცული სისტემის დანაწილება. ცარცული სისტემის სართულებად დანაწილების სქემის ძირითადი ნაწილი 1840-1857 წლების ინტერვალში შეიქმნა. ამ საქმეში განსაკუთრებით მნიშვნელოვანია ა. დ'ორბინიის წვლილი. 1840-1852 წლებში გამოქვეყნდა მისი რამდენიმე კაპიტალური ნაშრომი, რომლებშიც ავტორმა პალეონტოლოგიის მონაცემების გათვალისწინებით, ცარცულ სისტემაში ადგილობრივი (რეგიონული) სახელწოდებებით აღწერილი ლითოსტრატოგრაფიული ერთეულების ნაცვლად რამდენიმე სართული გამოყო: აბტური და ალბური ქვედა ცარცულში, სენომანური, ტერონული და სენონური – ზედა ცარცულში. ამას მიემატა ე. დეზორის მიერ კ. ზელანდზე 1846 წელს გამოყოფილ დანიური და ა. დიუმონის მიერ პოლანდიის ზედა ცარცულ ნალექებში 1849 წელს აღწერილი კიდევ ერთი – მასტრიხტული სართული. 1853 წელს ე. დეზორმა, ამჯერად შვეიცარიაში, ქვედა ცარცის კიდევ ერთი სართული აღწერა, რომელსაც ვალანჟინური უწოდა. ოთხიოდე წლის მერე (1857 წ.) გ.კოკანმა (H. Coquand), აჭეიტანიის აუზის ნალექების კვლევის შედეგად მოპოვებული ფაქტობრივი მასალის გათვალისწინებით, დ'ორბინიის სენონური ოთხ დამოუკიდებელ სართულად გაყო: კონიაკური, სანტონური, კამპანური და დორდონული. ეს უკანასკნელი პრიორიტეტის პრინციპის დაცვის აუცილებლობიდან გამომდინარე, მასტრიხტული სართულის (ა. დიუმონი, 1849) სახელით შევიდა საერთაშორისო გეოქრონოლოგიურ შკალაში.



სურ. 115. ცარცული ნალექების გამოსავლები ცენტრალური ევროპის დასავლურ ნაწილში და სართულების სტრატოტიპები (სსრკ სტრატოგრაფია, I ტ., 1986).
 1 - ცარცული ნალექების გამოსავლები; 2 - ქვედა ცარცის სართულების სტრატოტიპები;
 3 - ზედა ცარცის სართულების სტრატოტიპები.

ცარტული სისტემის სტრატეგრაფიული
დანაწილების სქემა¹

ნუსხა №15

სექცია (ეპოქა)	სართული (საუკუნე)	ხანგრძლივობა (მლნ წ.)	დასაწყისი (მლნ წ.)	ეპოქის ხანგრძლივობა
ზედა (გვიანი) ცარტული	დანიური	3	65	33 მლნ წ.
	მასტრიხტული	7	72 ± 1	
	კამპანური	11	83 ± 1	
	სანტონური	3	86 ± 1	
	კონიაკური	2	88 ± 1	
	ტურონული	3	91 ± 1	
	სენომანური	4	95 ± 1	
ქვედა (ადრე) ცარტული	ალბური	12	107 ± 1	35 მლნ წ.
	აბტური	5	112 ± 2	
	ბარემული	2	114 ± 2	
	პოტრეიული	5	119 ± 3	
	ვალანჟინური	7	126 ± 4	
	ბერიასული	4	130 ± 3	

1. ამრიგად, სულ რაღაც სამი ათეული წლის განმავლობაში ჩამოყალიბდა ცარტული სისტემის სართულებად დანაწილების სქემა, რომელმაც ფაქტობრივად არსებითი ცვლილებების გარეშე მოაღწია დღემდე და სურათაშორისო გეოქრონოლოგიურ შკალაზე ამჟამად ისეთივეა, როგორც მეცხრამეტე საუკუნის დასასრულისთვის იყო. სამაგიეროდ, იმთავითვე ნაკლებად ერთსულოვანი იყვნენ დასავლეთეურაპელი მკვლევარები ცარტული სისტემის სექციებად დანაწილების საკითხში. მე-19 საუკუნის დასაწყისში, როცა ჯერ კიდევ არ იყო გამოყოფილი არათუ ცარტული სისტემის სართულები, თვით ცარტული სისტემაც კი, როგორც დამოუკიდებელი სტრატეგრაფიული ერთეული, ინგლისელი გეოლოგების ერთი ნაწილი (გ. მანტელი, ე. კონიბირი და ე. ფილიპი) ცარტული ნალექების კომპლექსს სამად („ცარტი“, „მწვანე ქვიშა“ და „ველდი“), სხვანი (ე. ფიტონი, ომალიუს დ'ალუა) – ორად („ცარტის ფორმაცია“ და „მწვანე ქვიშის ფორმაცია“) ჰყოფდნენ. ერთიანი აზრი ცარტული სისტემის სექციების თაობაზე (ორი? თუ სამი?) ეერც მისი სართულებად დანაწილების სქემის შექმნის შემდეგ ჩამოყალიბდა. ცნობილ ფრანგ მეცნიერს ე. ო გ ს (E. Haug) თავის „გეოლოგიის სახელმძღვანელოში“ ცარტული სისტემა ფუნდისტური კომპლექსების თავისებურებათა გათვალისწინებით სამ სექციად აქვს გაყოფილი: ქვედა ცარტი, ანუ ნეოკომური,² რომელსაც ვალან-

¹ სქემაზე მოცემულია ცარტული პერიოდის თითოეული საუკუნის ხანგრძლივობის შესახებ მრავალი ავტორის, ხშირად ერთმორისაგან საკმაოდ განსხვავებულ მონაცემთაგან მხოლოდ ერთ-ერთი უახლესი ვარიანტი (ე. ოდენის და ე. კენედის მიხედვით, 1982). ცარტული პერიოდის საუკუნეების ხანგრძლივობის აქ მოცემული ციფრებიდან ნათლად ჩანს რამდენად განსხვავებულია ერთნაირი რანგის სტრატეგრაფიული ერთეულების ასაკობრივი დათარიღების (2 მლნ. წ-დან 12 მლნ-მდე).

² ნეოკომური – 1835 წელს ე. თურმანმა (E. Thouman) შეეცარა იურის ბეების ცარტული ნალექების ქვედა ნაწილში გამოყო ქ. ნეკომუმის მდამოებში (Neocomum აქ ქალაქის ძველი სახელია).

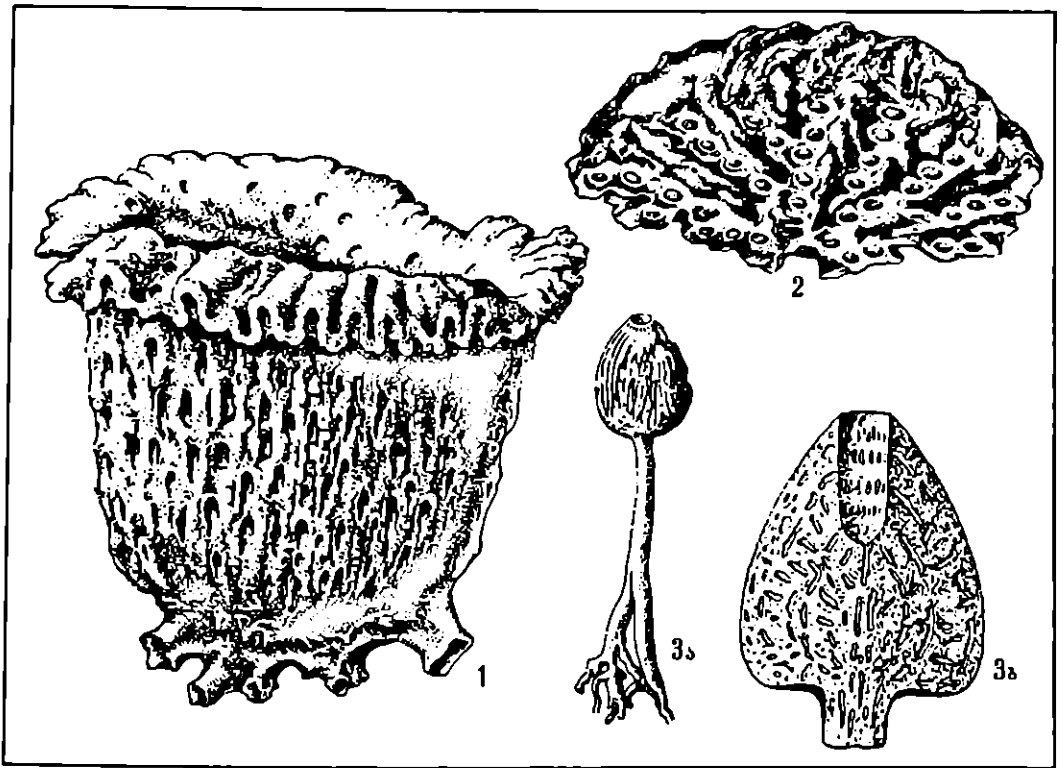
ენურ, პოტრიველ, ბარემულ და აბტურ სართულებს მიაკუთვნებდა; შუა ცარცულში აეტორი აღბურს, სენომანურსა და ტურონულს აერთიანებდა, ზედა ცარცულში კი — ყველა დანარჩენ სართულს, რომლებიც თავდაპირველად ა. კოკანის მიერ სენონური სართულის სახელით იყო გაერთიანებული. ზოგჯერ თვით ნეოკომურსაც ორად ჰყოფენ: ქვედა ნეოკომური (ვალანტინური და პოტრიველი) და ზედა (ბარემული და აბტური). მხოლოდ 1885 წელს საერთაშორისო გეოლოგიური კონგრესის III სესიაზე, რომელიც კ ბერლინში ჩატარდა, დღევანდელად დამაწილმა მხარი დაუჭირა ცარცული სისტემის ორ სექციად გაყოფის თაობაზე მიღებულ გადაწყვეტილებას. ორი სექციის მიზნად აღიარებულ იქნა სენომანური სართულის საგები. ამრიგად, თანამედროვე საერთაშორისო გეოქრონოლოგიურ შკალაზე ცარცული სისტემის სტრატოგრაფიული დანაწილების სქემა ასეთია (იხ. ნუსხა №15). ცარცული სისტემის უფრო დეტალური (ზონებად) დაყოფა ამონიტების ფაუნისტური კომპლექსების ცვლაზე ძირითადად დაფუძნებული — 60-ზე მეტი ამონიტური ზონა გამოყოფილი ხმელთაშუა ზღვის პალეოზოოგეოგრაფიული ოლქის ცარცულ ნალექებში.

ცარცული პერიოდის ცოცხალი ბუნება. ცარცული პერიოდის სხვადასხვა ფაქციის ქანებში დაცული პალეონტოლოგიური მასალა მოწმობს, რომ ცარცული დროის განმავლობაში ორგანული სამყარო უდარესად მრავალფეროვანი იყო როგორც ნორმული ზღვებისა და ლაგუნური აუზების პელაგიალსა და ბენტალურ გარემოში, ისე ხმელეთზე. ესკერის ბინადართა შორის წარმოდგენილი იყვნენ ფორამინიფერები, ღრუბლები, მარჯნები, ასოსასხრანები, მოლუსკები (ორსაგდულანები, გასტროპოდები, ცეფალოპოდები), მხართუებიანები, ეკალიკანიანები და სხვ. პელაგიალის ფაუნის მნიშვნელოვანი ხვედრითი წილი მოდიოდა პლანქტონურ ფორამინიფერებსა და რადიოლარიებზე. პლანქტონის ბიომასის საგრძობ ნაწილს შეადგენდა აგრეთვე ნანოპლანქტონი და ეწ. მეროპლანქტონი. აუზებში მრავლად იყვნენ თევზები, წყლის ქვეწარმავლები, ზოგი ასოსასხრანი, აგრეთვე ნაირგვარი წყალმცენარეები. ხმელეთი დასახლებული იყო ამფიბიებისა და ქვეწარმავალთა კლასის წარმომადგენლებით, გვიმრებით, წიწვიანებით, გინგკოებით. მოგვიანებით მცენარეულ საფარს შეემატა ყვავილოვანი (ბურვილითესლიანი) მცენარეებიც. გვიან ცარცულში პლანქტონური ფორამინიფერებისა და კოკოლიტოფორიდების (ნანოპლანქტონის) ნაშთების დაგროვების შედეგად წარმოიშობოდა შლამები, რომლებიც შემდეგ საწერ ცარცად გარდაიქმნებოდა.

ფორამინიფერების კლასი ერთ-ერთ ყველაზე გავრცელებულ ტაქსონს წარმოადგენდა ცარცული პერიოდის განმავლობაში. დასაწყისში მნიშვნელოვანი იყო ბენტონური ფორმების ხვედრითი წილი. ამასთან, ადრეცარცულ კომპლექსებში ჯერ კიდევ საგრძობი იყო იურული პერიოდიდან გადმოსული ოჯახის — ორბიტოლინიდების (Orbitolinidae) რაოდენობა. მათი ნაშთები განსაკუთრებით ბევრია ბარემულ და აბტურ ნალექებში, მეტწილად ეწ. ურგონულ კირქვებში, რომელთა დაგროვება თითქმის გლობალური მასშტაბით მიმდინარეობდა ნორმული ზღვების თბილ წყლებში. გვიანი ცარცულიდან იწყება ახალი ეტაპი ფორამინიფერების ევოლუციაში. ჩნდება არაერთი (ათამდე) ახალი ოჯახი, რომლებიც შემდგომშიც — პალეოცენში, მნიშვნელოვან როლს თამაშობდნენ ერთუჯრედიანი ორგანიზმების სხვა ჯგუფებთან (ნუბულიტიდები, გლობიგერინიდეები, როტალიდეები და სხვ) ერთად. გვიან ცარცულში მნიშვნელოვანია ეწ. „ვიგანტური ფორამინიფერების“ ერთერთი რიგის — Orbitoidida-ს, ზოგი გვარის წარმომადგენელთა გავრცელება. ეულკანოგენურ და SiO₂-ით გაძლიერებულ ქანებში — კაიან ალვეროლითებსა და პელიტოლითებში, აგრეთვე ოპოკისებრ ნალექებში ხშირად მრავლად არის რადიოლარიების კარგად დაცული სეკვენტები. არაიშვიათად ისინი ქანმაშენ ორგანიზმებადაც გვევლინებიან. ამას გარდა, რადიოლარიების სისტემურმა, საგანგებო კვლევამ ნათელჰყო მათი ღიდი ღირებულება შემცველი ნალექების დათარიღებისა და დეტალური სტრატოგრაფიული დანაწილებისათვის.

ისევე როგორც საერთოდ მეზოზოურში, ცარცულშიც დიდი გავრცელება ჰქონდათ ქვიერი, ექვსსხივიანი (კლასი Hexactinellida) და კირქვიანი ღრუბლებს (სურ. 116).

¹ მეროპლანქტონი — ზოგი პლანქტონური, ნექტონური თუ ბენტონური ორგანიზმის კვრაცხები, ან ონტოგენების საწერ ისი (ვმბრონალური) სტადიის ფორმები, რომლებიც ერთხანს პელაგიალის ზედაპირულ წყლებში პლანქტონური ორგანიზმების გვერდით ვითარდებიან, შემდეგ — ონტოგენების პრეცესს ამ ტაქსონისთვის ჩვეულ ეპოლოგიურ ნიშნებში აგრძელებენ.

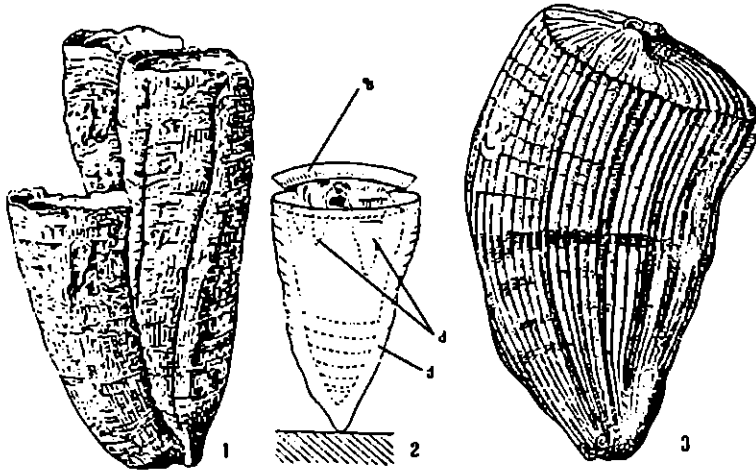


სურ. 116. ზოგი ცარტული Spongia (ვ. დრუშჩიცი და ო. ობრუჩკოდან, 1971)
 1 - Ventriculites (K); 2 - Coeleptychium (K); 3 - Siphonia
 (K-P) - ა - საერთო იერი; ბ - გასწვრივი კრილი.

მარჯნებიდან ცარტულში კვლავ მრავლად არიან Hexacoralla-ს ქვეკლასის წარმომადგენლები, განსაკუთრებით Scleractinia-ს რიგის სხვადასხვა ოჯახები. მათი რიცხვი სამ ათეულს აღემატება. მარჯნების გაერთელება იმდროინდელი თბილი (სუბტროპიკული და ტროპიკული), ნორმული აუზების პალეოგეოგრაფიის კარგი ინდიკატორია სკლერაქტინიების ოთხმოცამდე გეარიდან შეიძლება დაეკასხელოთ ცალედი Montlivaultia, კოლონიური Microsolenia, Dimorphastraea, Stylina, Diplocoenia და სხვ. რიფების წარმოქმნის პროცესები ინტენსიური იყო ბარეზულ და აბტურ საუკუნეებში, განსაკუთრებით კი - გვიან ცარტულში.

კიდევ უფრო მრავალფეროვანია ორსაგდულუიანთა კლასი. ცარტული პერიოდის განმავლობაში მრავალი ახალი გეარითა და სახეებით არის წარმოდგენილი ასტარიტიდების, ტრიკონიდიების, პექტინიდიების, ოსტრეინების, ჰიპურიტიდების რიგები და ქვერიგები. გვიან ცარტულში ფართოდ იყვნენ გაერთელებული ინოცერამები (Inoceramus) - საკმაოდ მნიშვნელოვანი ბიოსტრატეგრაფიული ღირებულების მქონე გეარის წარმომადგენლები. გვიანცარტული ეპოქის თბილ ზღეებში დიდი იყო ორსაგდულიანი მოლუსკების თავისებური, „ანორბელი“ ჯგუფის - რუდისტების (Rudistae), გაერთელება. ისინი სქელკბილანთა რიგს (Pachyodonta) მიეკუთვნებიან. ამ რიგის წარმომადგენელთა მკვეთრად აათანაბარსაგდულიანი ნიჟარა ზოგ შემთხვევაში, ერთი შეხედვით, მარჯანს მოგვაგონებს. ტიპური რუდისტები ფსევრზე იყვნენ ერთი საგდულით მიმაგრებული, არაიშვიათად ერთიმეორის გვერდით მჭიდროდ დამახლებულ ჯგუფებად, რაც კიდევ უფრო აძ-

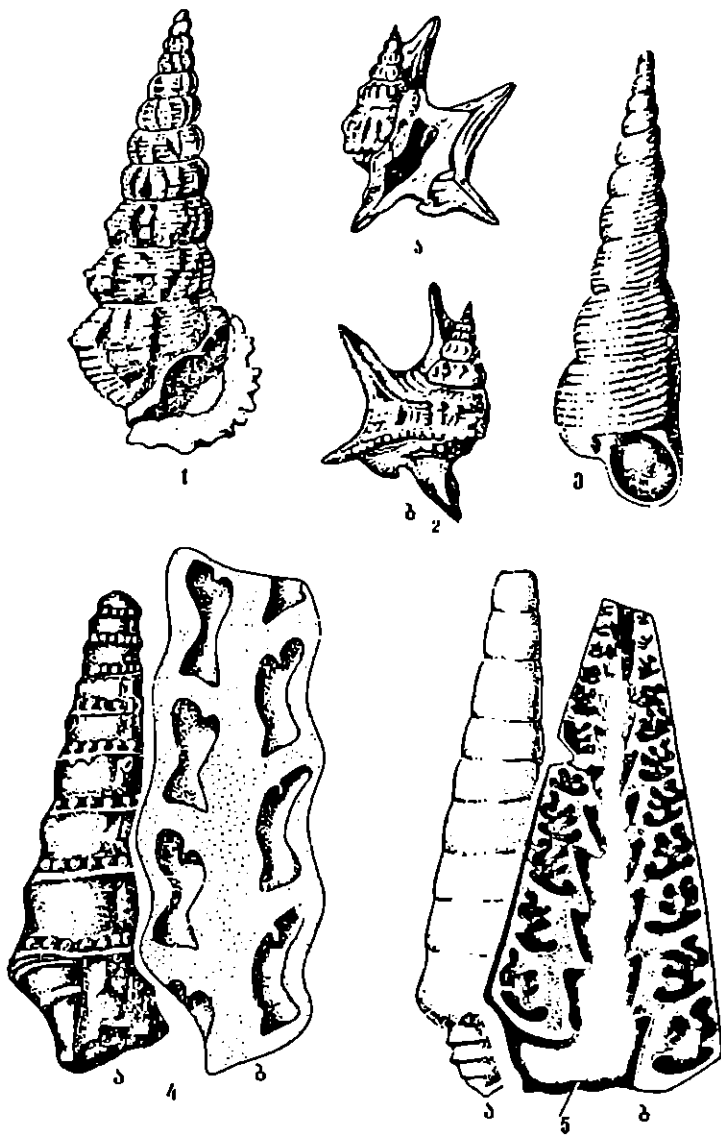
ლოერებს მათ შგავსებას კოლონიურ მარჯნებთან, განსაკუთრებით იმ შემთხვევაში, როცა სარკველი-ისმაგვარი ზედა საგდლები განმარბებული არ არის. რამდენიმე პახიოდონტური კბილით აღჭურვილი ზედა საგდული – „სარკველი“, კბილების შესატყვისი ფოსოები მიმაგრებულ (ქვედა) საგდულზე დამკვეთი კუნთების აღნაბეჭდები და ზოგი სხვა, ბივალვიებისთვის ნიშანდობლივი მორფოლოგიური ელემენტი, ექვს არ ტოვებს, რომ რუდისტები ორსაგდულიანთა კლასს მიეკთვნებიან. აშკარაა ისიც, რომ მათი ნივარის ასეთი სახეეკლა ფსკერზე მიმაგრებულ ცხოვრებასთან ადაპტაციის შედეგია (სურ. 117).



სურ. 117. რუდისტები (ი. მობაილოვა და აეტ 1989) 1 – Radiolites (K₂), ერთმორრესთან შეზრდილი სამი ინდივიდი; 2 – გვ. Radiolites-ის აგებულების სქემა (კ – პახიოდონტური კბილები; ზ – ზედა საგდული; ქ – ქვედა, მიმაგრებული საგდული); 3 – Hippurites (K₂)

რუდისტები, მარჯნების შგავსად, ტრაპიკული ჰაეის სარტყელში, თბილი აუზების სუბლიტორალის ბინადარნი იყვნენ და მეტწილად სწორედ მარჯნული რიფების სახლოვეს სახლდებოდნენ. ბეერი მათგანი დიდი ზომისაა, ზოგი ინდივიდის სიმაღლე 1,5 მეტრსაც კი აღწევს. ორსაგდულიანების ეს თავისებური, „ანორმული“ ჯგუფი იურული პერიოდის დასასრულს გაჩნდა. ადრე ცარცულში რუდისტები ჯერ კიდევ ნაკლებად დასპეციალებული გვარებით (Monopleura, Toucasia, Requicnia და სხვ.) არის წარმოდგენილი. განსაკუთრებულ აყვავებას მათ გვიან ცარცულში მიაღწიეს. ამ დროს მრავლად არიან წარმოდგენილი რუდისტების ტიპური დასპეციალებული ფორმები (ნამდვილი რუდისტები – Radiolites, Hippurites, Sphaerulites და სხვ.). რუდისტების შბოლოდ იშვიათმა წარმომადგენლებმა, როგორც ჩანს, გადალახეს ცარცულისა და პალეოგენის მიჯნა. უკრაინის პალეოცენური ნალექებიდან აღწერილია რუდისტების ახალი, ცარცულში უცნობი გვარის – Paramonopleura-ს 1300-მდე ინდივიდი. მართალია, ყველა მათგანი მცირე ზომისაა, დაკნინებული, მაგრამ ასეთი მცირე ზომის ფორმები არსებობდნენ ცარცულ რუდისტებს შორისაც, განსაკუთრებით მათთვის ნაკლებად ოპტიმალურ ეკოლოგიურ გარემოში.

მრავალფეროვანი და მრავალრიცხოვანი იყო, განსაკუთრებით გვიან ცარცულში, გასტროპოდების ფაუნა. მათგან პირველ რიგში აღსანიშნავია წინალაყუჩიანთა (Prosobranchiata) ქვეკლასის წარმომადგენლების უპირატესი როლი. მათ შორის გამოჩეული მანც ე.წ. მეზოგასტროპოდების ერთ-ერთი ტაქსონი – ნერინეიდებია (Nerineidea). ნერინეების გარდა შეიძლება დაესახელოთ გვარები: Cerithium, Turritella, Strombus, Aporrhais და სხვ. (სურ. 118).

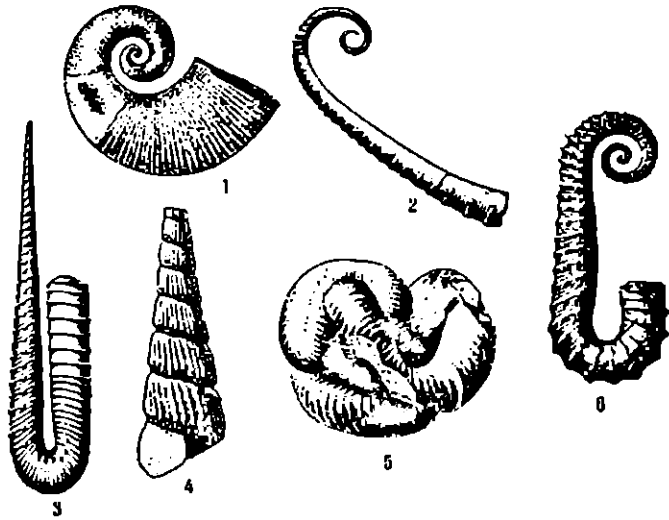


სურ. 118. მეზოკასტროპოდების ზოგი გვარი (ე. მიხაილოვა და ავტ. დან., 1989)
 1 – *Cerithium* (K-Q); 2 (ა და ბ) 2 – *Aporrhais* (K-Q); 3 – *Turritella* (K-Q);
 4 (ა, ბ) – *Nerinea* (S-K); 5 (ა, ბ) – *Ptygmatis* (S-K)

ისევე როგორც იურულში, ცარული პერიოდის ნორმული ზღვების ბიოტაში გაბატონებული ადგილი თავთფეხიან მოლუსკებს ეკუთვნოდა, განსაკუთრებით ამონოიდების ქვეკლასის უაღრესად მრავალფეროვან ტაქსონებს. რაც შეეხება ნაუტილოიდებს – ცეფალოპოდების ოდესღაც მრავალრიცხოვან, მნიშვნელოვან ქვეკლასს, რომელიც პალეოზოურ ერაში

არაერთი რიგით იყო წარმოდგენილი, ცარცულში შოლოდ ერთადერთი რიგის – Nautiloidea-ს რამდენიმე გვართლა არის წარმოდგენილი. ისინი ცარცულსა და პალეოგენში ჭერ კიდევ მრავლად ბინადრობდნენ ნორმულ ზღვებში. პალეოგენის ბოლოს იწყება Nautiloidea-ს რიგის მკვეთრი დაქვეითება და დღემდე ვრადერთმა – Nautilus-მა მოაღწია შოლოდ. მისი წარმომადგენლები ინდონეზიის ზღვებისა და წყნარი და ინდოეთის ოკეანეების მოსაზღვრე აკვატორიებში ბინადრობენ.

ცარცულში ამონიტების სამივე რიგია წარმოდგენილი: Litoceratida, Phylloceratida და Ammonitida ისინი ადრეცარცულ ეპოქაში განიციდნენ განსაკუთრებულ აღმავლობას. ამასთან, იმდროინდელი ნორმული ზღვების სხვადასხვაგვარ, ნაირფეროვან ეკოლოგიურ ნიშებთან ადაპტაციის შედეგად ამონიტებისთვის ტიპური, ნიშანდობლივი, ერთ სობრტყეში სპირალურად დახვეული, სიმეტრიული ნიჟარის მქონე ტაქსონების (ოჯახების, ქვეოჯახების, გვარების) გვერდით გაჩნდნენ ე.წ. პეტერომორფული („ანორმული“) ფორმები: გასტროპოდების მსგავსი, დაღმავალი სპირალისებრი ნიჟართი აღქურვილი ტურულიტები (Turritiles), რომელთაც მალაღი, „წერწეტი“ ნიჟარა, როგორც ვარაუდობენ, ფსკერზე ცხოვრებასთან შეგუების პროცესში განუვითარდათ; ფსკერზე ცხოვრობდნენ და, უთუოდ, ნაკლებად მოძრავნი იყვნენ გორგალიებით დახვეული ნიჟარის მქონე ნიპონიტები (Nipponites); უშუალოდ ფსკერზე, თუ ფსკერის სიახლოვეს წყლის მასაში აქტიური გადაადგილების სხვადასხვაგვარ პირობებთან ადაპტაციის შედეგად არის, როგორც ჩანს, გამოჩენილი ანიზოცერასების (Anisoceras) განხვეული (გაშლილი) და ჰამულინების (Hammulina) კაუქისებრი ნიჟარები. კიდევ უფრო თავისებურია ანცილოცერატიდების (Ancyloceratida) ნიჟარა – ის დასაწყისში „ნორმალურია“ – ერთ სობრტყეში სპირალურად დახვეული, ონტოგენეტური გვიანვითარების მომდევნო სტადიაზე – ჯიხვითაა გამართული (ღერო), ბოლოს – კავისებრ მოღუნული (კავი). ნიჟარის პეტერომორფულობის მაქსიმალური დონით გამოირჩევიან კოლიზიტიდების ოჯახების წარმომადგენლები. ონტოგენეტური განვითარების საწყის სტადიაზე მათ პელიკოიდური (დაღმავალი სპირალის ფორმის) ნიჟარა უვითარდებათ, შემდეგ კი, ანცილოცერატიდების მსგავსად – დისკო, ღერო და კავი (სურ. 119).



სურ. 119. პეტერომორფული ამონიტების ზოგი გვარი (ვ. დრეშიტი და ო. ობრუჩევაძე, 1971) 1 – Pictetia (K₁); 2 – Anysoceras (K); 3 – Hammulina (K₁); 4 – Turritiles (K); 5 – Nipponites (K₂); 6 – Ancyloceras (K₁)

საქმოდ საინტერესოა ცარცული ამონიტიდების კიდევ ერთი ჯგუფი – ე.წ. ფსევდოცენტრ-ტიტიები, რომლებიც გვიანცარცულ ეპოქაში ჩნდებიან. სხვა დანარჩენი ამონიტიდებისაგან (რთულადდანაწევრებული ტიხრის ხაზის მქონე ნამდვილი ამონიტიებისგან) ისინი გამოირჩევიან ცენტრ-ტიული ტიხრის ხაზით (იხ. სურ. 120). მიუხედავად ამისა, პალეონტოლოგები მათ არ მიაკუთვნებენ ცენტრტიტიდების რიგს. ვარაუდობენ, რომ ამონიტიდების რიგის ამ ტაქსონის წარმომადგენელთა ტიხრის ხაზის გამარტივება სპეციფიკურ ეკოლოგიურ გარემოსთან ადაპტაციის შედეგია.



სურ. 120. ცენტრტიული ტიხრის ხაზის მქონე ამონიტიდების ერთ-ერთი სახე *Tisstitia fourmieri* (ვ. დრუშვიცი და ო. ობრუჩევაძე, 1971).

იურულ-ცარცული ამონიტიდების (ნეოამონიტიდების) ფართო გეოგრაფული გავრცელების, სწრაფი ევოლუციის, ფორმათა დიდი მრავალფეროვნების გამო, რომ იურული და ცარცული ნალექების დეტალური სტრატოგრაფიული დანაწილებისა და შორეული (პრაქტიკულად, გლობალური) კორელაციის განხორციელებისათვის გადაშენებულ ორგანიზმთა ეს ტაქსონი საიმედო ბაზისს წარმოადგენს. იურული და ცარცული ქვერივი – *Ammonitina* აერთიანებს 18 ზეოჯახს, 74 ოჯახს და 840-მდე გვარს. აქედან ნათელია რამდენად მრავალფეროვანია ეს ტაქსონი. მისი ევოლუცია უაღრესად სწრაფი ტემპით მიმდინარეობდა, ამასთან იცვლებოდა ნიჯარის ფორმა, სკელეტურა, ტიხრების ფორმა და რთული სუტურული ხაზის (ტიხრების ნაკერის) მოხაზულობა – ერთი სიტყვით, ყველა იმ მორფოლოგიურ ნიშანთა მთელი კომპლექსი, რომელთა მიხედვითაც შესაძლებელია სახის ექვმიუტანელი დიაგნოსტიკა. ფართო გეოგრაფიული გავრცელების ერთ-ერთი ხელშემწყობი ფაქტორი ისიც იყო, რომ ამონიტიდების ემბრიონალური სტადიის მიკროსკოპული ზომის ნიჯარები ერთხანს მეროპლანქტონის სახით წყლის მასაში ვითარდებოდა და ზღვის დინებებით იმდროინდელი გაშლილი ზღვების ვრცელ აკვატორიებში მათი შორ მანძილზე გადატანა ამონიტიდების პროკორებს დიდად უწყობდა ხელს. ისე, რომ, მათი ნაშთების ფართო გავრცელება სრულიად ბუნებრივი მოვლენაა.

იურულის მსგავსად, ცარცული პერიოდის განმავლობაშიც მკაფიოდ ჩანს ხელთაშუა ზღვის, ცენტრალური ევროპის (ევროპული) და არქტიკული (ბორიული) პალეოზოოგეოგრაფიული ოლქების ამონიდიური ფაუნისტური კომპლექსების დიფერენციაცია ამასთან საზღვრები ოლქებს შორის

მუდმივი არ იყო და ცარცული პერიოდის განმავლობაში არაერთხელ შეიცვალა, როგორც ჰეისა და ზღვის დინებათა ცვლადობის, ისე ზოგი სხვა ფაქტორის გავლენით. ხმელთაშუა ზღვის ოლქისთვის კვლავ ნიშანდობლივია ჰექსაკორალების, რუდისტების, ნერიინიდების სიმრავლე. კვლავ მრავალფეროვანია ფილოცერატების ფაუნა. ამონიტებიდან არაერთი გვარი მხოლოდ ამ ზოგოვანადი ოლქისთვის არის ნიშანდობლივი. ბორიული (არქტიკული) ოლქის ბინადართა შორის წარმოდგენილია პოლიტიხიტები, სიმბირსკიტები და სხვ. პრაქტიკულად არ არიან ფილოცერატები და ლიტოცერატები, საერთოდ არ ბინადრობდნენ მარჯნები, რუდისტები, ნერიინები და ზოგი სხვა.

საკმაოდ მრავალა და ცული ცარცული პერიოდის ნალექებში თავთფებიანი მოლუსკების კიდევ ერთი ქვეკლასი – შიგანი ენდოკლია (Endocochlia) ერთერთი რიგის – ბელემნიტიდების (Belemnitida) წარმომადგენელთა ნაშთები. მართალია, ბელემნიტების ბიოსტრატოგრაფიული ლირებულება ამონიტებთან შედარებით ნაკლებია, მაგრამ ფაუნისტური კომპლექსების ცვლის საფუძველზე მაინც შესაძლებელია ბელემნიტების ნაშთების შემკველი ნალექების დეტალური სტრატოგრაფიული დანაწილება არათუ საერთოების, ზონების დონეზეც კი. ადრეცარცულ ეპოქაში დიდი გავრცელება ჰქონდათ ნამდვილ ბელემნიტებს – ევროპული და არქტიკული პალეოზოოგეოგრაფიული ოლქების ადრეცარცულ აუზებში ბინადრობდნენ *Cylindroteuthidae*-ს და *Oxiteuthidae*-ს ოჯახების წარმომადგენლები, ხმელთაშუა ზღვის ოლქის თბილ წყლებში კი ოჯახები – *Douvaliidae* და *Belemnopsidae*, იყო ფართოდ გავრცელებული. გვიანი ცარცულიდან განვითარებას იწყებს ბელემნიტების ოჯახი (*Belemnitellidae*). ამ ოჯახის უმნიშვნელოვანესი გვარებიდან შეიძლება დავასახელოთ: *Actinocamax*, *Goniotentis*, *Belemnitella*, *Belemnella* და სხვ. ბელემნიტიდების დიდი ნაწილი ცარცის ბოლოს გადაშენდა. მეზოზოურისა და კანოზოურის მიჯნა ბელემნიტების მხოლოდ რამდენიმე გვარის იშვიათმა წარმომადგენლებმა გადალახეს. პალეოგენის მეორე ნახევარში კი ბელემნიტები საერთოდ აღარ ჩანან.

ბ რ ა ქ ი ო პ ო დ ე ბ ი ც არ ც უ ლ შ ი ც რ ი ნ ქ ი ნ ე ლ ი დ ბ ი თ ა და ტ ე რ ე ბ რ ა ტ უ ლ ი დ ბ ი თ არ ი ა ნ წ ა რ მ ო დ გ ე ნ ი ლ ი . ა მ ა ს თ ა ნ , ნ ა ლ ე ქ ე ბ შ ი ც ა ლ კ ე უ ლ სა ხ ე თ ა რ ი ც ხ ე ი სა კ მ ა ო დ დ ი ლ ი ა .

ცარცული პერიოდის დასაწყისიდან საგრძნობ განახლებას განიცდის ექინოიდების ფაუნა. განსაკუთრებული აღმავლობა აღინიშნება არაწესიერი ზღარბების განვითარებაში. იურულში ჩნდებიან პოლექტოპოიდების (*Holactipoida*), კასიდულიდების (*Cassiduloida*), დიზასტეროიდების (*Disasteroida*), პოლასტეროიდების (*Holasteroida*), სპატანგოიდების (*Spatangoida*) რიგების პირველი წარმომადგენლები. ისინი სწრაფ აღმავლობას განიცდიან და ცარცულში მნიშვნელოვანი სტრატოგრაფიული ლირებულების ტაქსონად გვევლინებიან. განსაკუთრებით აღსანიშნავია გვარები: ქვედა ცარცულისთვის – *Holactypus* (პოლექტოპოიდებიდან), *Toxaster*, *Heteraster* (სპატანგოიდებიდან), *Tithonia* (დიზასტეროიდებიდან), ხოლო ზედა ცარცისთვის – *Discoides*, *Conulus*, *Galerites* და სხვ. (პოლასტეროიდებიდან), *Echinocorys*, *Stegaster*, *Galeaster* და სხვ. (პოლასტეროიდებიდან), *Micraster*, *Pseudogibbaster*, *Cyclaster*, *Coraster* და სხვ. (სპატანგოიდებიდან). ჩამოთვლილი გვარების სახეთა კომპლექსების ცელა ცარცული ნალექების დეტალური სტრატოგრაფიული დანაწილების საიმედო დასაყრდენს წარმოადგენს. ექინოიდების მნიშვნელობა სტრატოგრაფიული კვლევის თვალსაზრისით განსაკუთრებით დიდია ზედა ცარცისთვის. ამ მხრივ აღსანიშნავია გვარები: *Discoides*, *Conulus* – პოლექტოპოიდების რიგიდან (*Holactipoida*), ხოლო პოლასტეროიდებიდან და სპატანგოიდებიდან – *Echinocorys*, *Stegaster*, *Scunaster*, *Galeaster*, *Ornithaster*, *Coraster*, *Protobrissus*, *Micraster* და კიდევ მრავალი სხვა. მაინც ყველაზე უფრო გამორჩეულია ზღვის ზღარბების მნიშვნელობა დანიურის დეტალური სტრატოგრაფიისათვის (იგულისხმება მისი ზონებად დანაწილება), რადგანაც დანიური საერთოების ქანებში, პრაქტიკულად, აღარ არის წარმოდგენილი მეზოზოურის ბიოსტრატოგრაფიისათვის ისეთი უმნიშვნელოვანესი ტაქსონების ნაშთები, როგორცაა ამონიტები, ბელემნიტები, ინოცერამები და ა.შ.

ხ ე რ ხ ე მ ლ ი ა ნ თ ა გ ა ნ ც არ ც უ ლ ი პ ე რ ი ო დ ის ნ ო რ მ უ ლ ი ზ ლ ე ბ ი ს ა და ხ მ ე ლ ე თ ის წ ყ ლ ბ ის ფ ა უ ნ ა შ ი მ ნ ი შ ე ნ ე ლ ო ვ ა ნ ი ა თ ე ვ ზ ე ბ ის კ ლ ა ს ის წ ა რ მ ო მ ა დ გ ე ნ ე ლ თ ა ხ ე დ რ ი თ ი წ ი ლ ი . და საწყისში მრავლად არიან მკაფიარფლიანი და განოიდი თევზები, არიდული მხარეების წყლებში – ორზა

გადმსუნთქაენი. მაგრამ ამედროულად, ადრეცარული ეპოქის დასაწყისიდანვე უჩვეულოდ სწრაფ აყვავებას განიცდის ძელიანი თევზების ერთ-ერთი ქვეკლასი — Aktinopterygii¹ (აქტინოპტერიკები, ანუ სხივფართლიანი თევზები). თანამედროვე თევზებში ამ ქვეკლასის 40-მდე რიგის 20000-მდე სახეა ცნობილი. განამარბებულია 20-მდე რიგის მრავალფეროვანი ფორმები. გვიანი ცარცულიდან დაიწყო ხრტილიანი თევზების აღმავლობა. მათგან აღსანიშნავია უმალესი ზეიგენისნაირი, თუმცა იმდროინდელ იხტიოფაუნაში მათი ზვედრითი წილი, ძელიანი თევზებთან შედარებით, მოკრძალებულია.

ქვეწარმავალთაგან ცარცული პერიოდის ზღვებში კვლავ ბინადრობენ იხტიოზავრები. პერიოდის დასაწყისში ჩნდებიან მოზოზავრები — თავისებური ზღვის ხელოები, რომელთაც 20-მდე სიგრძის, გველისებრი სხეული გააჩნდათ. მათი ორი წყვილი, მრავალფალანგიანი თითების მქონე, ლასტისებრი კიდეები წყალში გადაადგილებისას თავისებური საკის ფუნქციას ასრულებდა და მოძრაობის მიმართულებას არეგულირებდა, მოძრაობის (ცურვის) ფუნქციის მატარებელი კი, ძირითადად, გრძელი, მოქნილი კული იყო. კარგად იყვნენ ადაპტირებულნი ზღვის გარემოსთან პლენოზავრებიც — მეზოზოური ზღვების გიგანტური მტაცებლები, რომელთა თავის სიგრძე 4 მეტრს აღწევდა, ყბები კი დიდი ზომის (15-20 სმ) კონუსური კბილებით იყო „შეირალებული“. მათი გრძელფალანგებიანი კიდეების ფუნქცია წყალში გადაადგილება იყო (სურ. 121).

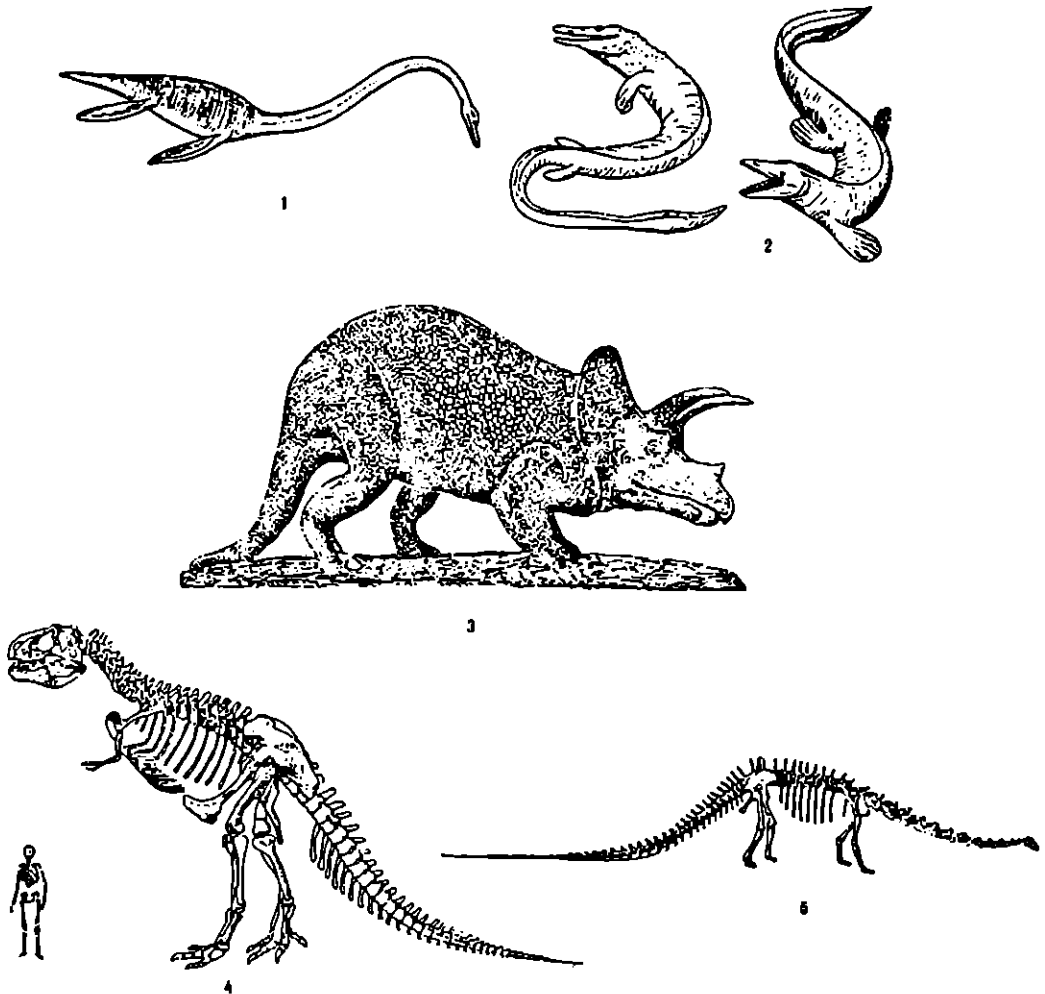
ხმელეთის ქვეწარმავალთა შორის ცარცული პერიოდის განმავლობაშიც, იურულის შტაგად, დინოზავრების ზერიგის წარმომადგენლები იყვნენ დომინანტები. ისინი კვლავაც დიდი მრავალფეროვნებით გამოირჩეოდნენ. უზარმაზარი, 30 მ-მდე სიგრძის ბრონტოზავრების გვერდით იყვნენ 2-5 მ სიგრძის იგუანოდონები (ადრეცარული), ზუროლოფუსები (გვიანცარული) და თანამედროვე კატიხელა დინოზავრებიც კი. არსებობდნენ ნაკლებად მოძრავი, მოუქნელი ბრონტოზავრებიც და სწრაფი, საზარელი მტაცებლები — ტირანოზავრები და ტარბოზავრები, მათ გვერდით კი — ბალახისმჭამელი, რქიანი ტრიკერატოპსებიც. იყვნენ ჩაეშნით „შემოსილი“ სტეგოზავრები და მცირე სიღრმის კონტინენტური წყლებსა და ხმელეთზე ცხოვრებას შეგუებული, უქერსლო კანით დაფარული ტრაქოდონტები და ა.შ. ცარცული პერიოდის გიგანტური მფრინავი ხელიკის — პტერანოდონის (Pteranodon) გაშლილი ფრთების სიგრძე 15 მეტრს აღწევდა. გვიანცარული გადროზავრები (იხენისკარტა დინოზავრები) ყველაზე დიდი ორფეხა დინოზავრები იყვნენ.

ფრინველები, ცარცულ ნალექებში მიკვლეული ნაშთების მიხედვით თუ ვიძსჯვლებით, იმ დროისათვის წარმოადგენდნენ ამ კლასის უფრო მაღალორგანიზებულ ფორმებს გვიანიურულ არქეოპტერიქსსა და არქეორნისთან შედარებით. ცარცული ფრინველები უკვე საკმაოდ ახლოს დგანან თანამედროვე ფრინველებთან. მართალია, იურული წინაპრებისგან მათ ჯერ კიდევ აქვთ შემორჩენილი კული, ერთიმეორესთან შეზრილი ათამდე მალისაგან რომ შედგება, და კბილებით აღჭურვილი ყბები, მაგრამ ყველა დანარჩენი ნიშნით (ჩონჩხის დრუ ძვლები, რეპტილიებთან შედარებით უფრო დიდი მოცულობის თავის ქალა, ბუმბულის მარაოსებრი განლაგება კულზე და სხვ.) ისინი ნამდვილ ფრინველებს წარმოადგენენ. ცარცული პერიოდის დასასრულისათვის მათ ალარკ კბილები შერჩათ.

მაწოვრების კლასი, რომლის პირველი, უმეველესი წარმომადგენლები, როგორც ვიცით, ტრიასულში გაჩნდნენ, გვიანი ცარცულის დასაწყისამდე — თითქმის 110 მლნ. წლის განმავლობაში, ერთგვარად „დაკონსერვებული ტაქსონის“ მდგომარეობას ინარჩუნებდა. როგორც ვარაუდობენ, მაწოვართა კლასის უმეველესი (ტრიასული და იურული) ფორმები მათი პროგრესული, მაგრამ ჯერ კიდევ ნაკლებად სრულყოფილი მორფოლოგიური მონაცემებით მთელი ამ დროის განმავლობაში ვერ თამაშობდნენ კონკურენტუნარიანი ორგანიზმების როლს მრავალმჭრი შენანიშნავად ადაპტირებული ქვეწარმავლებით დასახლებულ დედამიწაზე. მხოლოდ მას შემდეგ, რაც მაწოვრებმა გამოიშვეს ადაპტაციის შეუდარებლად უფრო მაღალი ორგანიზაციის ისეთი პროგრესული ნიშნების მთელი კომპლექსი, რომლის შგავსი ქვეწარმავლებს არ გააჩნდათ (თბილისისლიანობა და ბეწვით შემოსილი სხეული, რაც მაწოვრებს ჰეისაგან ნაკლებად დამოკიდებულს ხდიდა; შთამომავლობის ცოცხლად შობა და რძით კვება, ზრუნვა მათზე, რაც უსუსურ ახალშობილებს დალუპისაგან იცავდა ონტოგენეზის საწყის სტადიაზე და მათი უდიდესი ნაწილის გადარჩენის შანსს ზრდიდა; უფ-

¹ Actinopterygii (ბერძნ.) — Aktis სხივი, ღერძი; Pterygos — ფრთა, ბუმბული. ამ ქვეკლასის თევზების ფარულები სხივისებრი ძვლებზეა დაყრდნობილი. აქედან წარმოსდგება სახელწოდება — სხივფართლიანი.

რო დიდი მოცულობის ტინი; სისხლძარღვთა სისტემისა და ფილტვების მაღალი ორგანიზაცია; კბილების დიფერენციაცია, რაც ადაპტაციური რადიაციის პირობებში მწოფერებს ნაირგვარ ეკოლოგიურ ნიშებში არსებობას უადვილებდა და ა.შ.), ისინი მიუხედავად მათი შეუდარებლად უფრო მცირე ზომებისა (თუმცა, ესეც, როგორც ჩანს, გარკვეული უპირატესობა იყო უზარმაზარი მასის მქონე, მოუქნელ ქვეწარმელებთან პირისპირ არსებობისათვის ბრძოლის პროცესში), სერიოზულ (ეგებ, რამდენადმე საბედისწეროდაც) კონკურენტებად იქცნენ მეზოზოური ერის ორგანული სამყაროს „მბრძანებელთათვის“ და კაინოზოური ერის დასაწყისიდან საბოლოოდ გაბატონდნენ ხმელეთზე.



სურ. 121. ცარტული პერიოდის ზოგი ქვეწარმეული 1 - Plesiosaurus (შ-კ);
 2 - Mososaurus (შ-კ); 3 - Triceratops (კ₂) - ეისერზე ძელოვანი საყელო და
 სამი რქა - ორი თვალებს ზეით, ერთი ცხვირზე; (1, 2 და 3 რეკონსტრუქცია);
 4 - Tyranosaurus (კ) - მარცხნივ მასშტაბისათვის ადამიანის ჩონჩხი;
 5 - Diplodocus (შ₃)

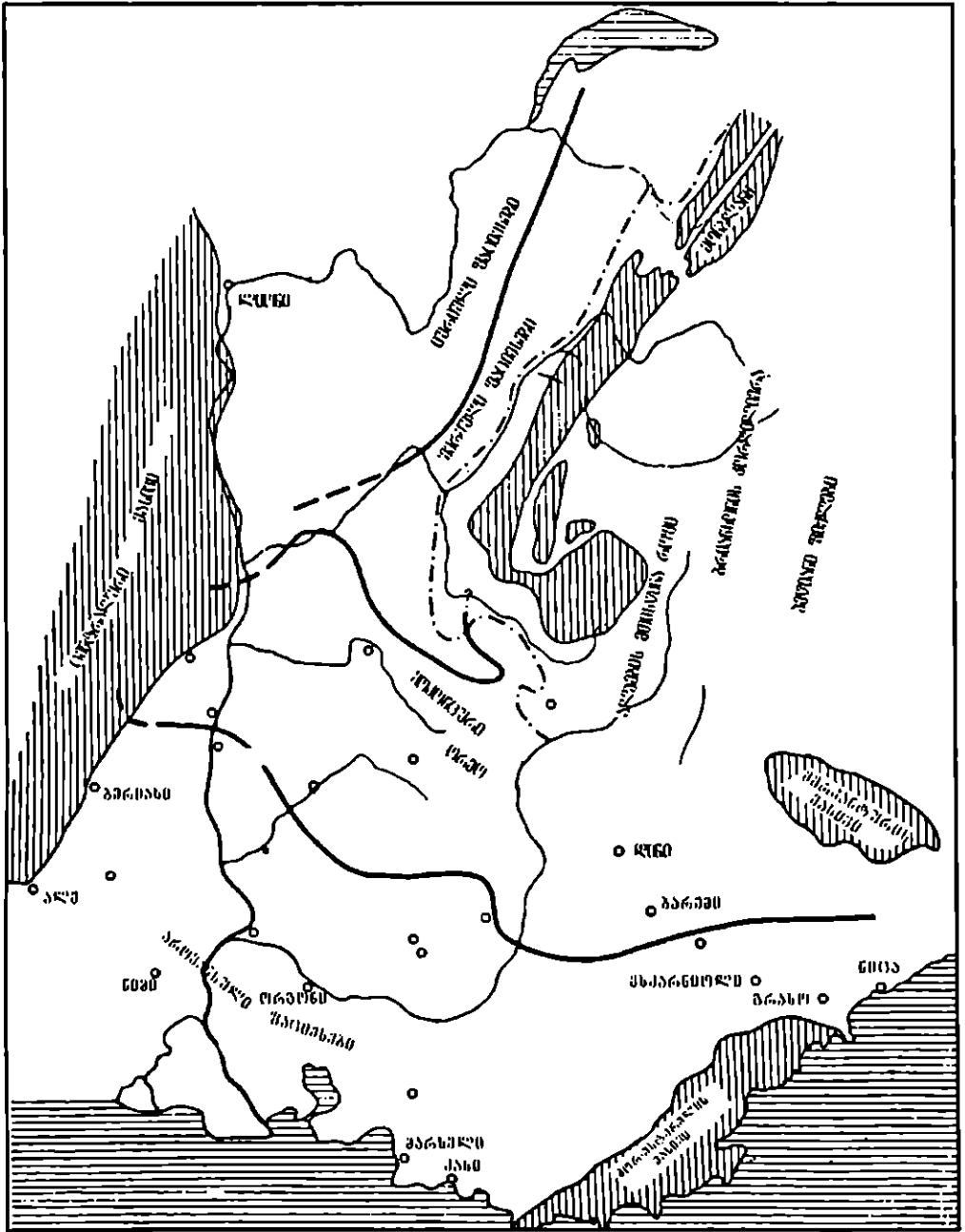
რაც შეეხება მცენარეთა სამეფოს, ცარცული პერიოდის დასაწყისიდან მოყოლებული კიდევ უფრო მრავალფეროვანი ხდება მეზოფიტური ფლორა. გეობანათითა კლასში ჩნდება არაერთი ახალი გვარი. ისევე როგორც იურულში, ადრე ცარცულშიც ჭერ კიდევ ფართოდ იყენებ ვაერცელეზული ბენეტიტები. მაგრამ შემდეგ იწყება მათი დაკვივება. ცარცულის ბოლოს ისინი მთლიანად გადაშენდნენ. ვარაუდობენ, რომ სითბოსმოყვარული ბენეტიტების მრავალფეროვნების სწრაფი შემცირებისა და საბოლოო ჯამში მათი გაქრობის ძირითადი მიზეზი ალბუნი საუკუნინდან დაწყებული აცივება იყო. მათგან განთავისუფლებული ეკოლოგიური ნიშები კი ყვავილოვანმა (ბურვილთესლიანმა) ბუჩქნარმა და ბალახებმა მცენარეულობამ ათვისა თუმცა, ერთხანს მაინც წიწვიანებისა და ბურვილთესლიანების ევოლუცია ერთნაირი ტემპით მიმდინარეობდა და მხოლოდ ცარცული პერიოდის ბოლოს (გვიანი ცარცულის მეორე ნახევარში) იქნენ დომინანტებად ყვავილოვანი მცენარეები. პირველი ბურვილთესლიანები ადრე ცარცულის დასასრულისათვის, მაგრამ არა ერთდროულად, ჩნდებიან ყველა კონტინენტზე გვიან ცარცულში კი, და შემდგომაც – კაინოზოურში, ისინი უკვე მცენარეთა სამეფოს გაბატონებულ კლასს შეადგენენ. აქედან მოყოლებული ყვავილოვანი მცენარეები ცხოველთა სამეფოს არსებობის ერთ-ერთი უმნიშვნელოვანესი ბიოტური ფაქტორის როლში გვევლინებიან. ბურვილთესლიანებთან მჭიდროდაა დაკავშირებული მწერების, ფრინველების, მწოვრების, მათ შორის თვით ჰომინიდების, ევოლუციის პროცესი. ბურვილთესლიანთა პირველი წარმომადგენლების გამოჩენის შემდეგ დროის ძალიან მოკლე ინტერვალში ამ კლასის გაბატონებას – თავისებურ „ევოლუციურ აფეთქებას“, როგორც ვარაუდობენ, ხელი შეუწყო მხოლოდ მათთვის დამახასიათებელი ისეთი მორფოფუნქციონალური ელემენტების განვითარებამ, როგორიცაა უაღრესად დახვეწილი ჭურჭელ-ბოქვოვანი სისტემა, დუტკო ემბრიონალურ სტადიაზე და მისი ნაყოფად ჩამოყალიბება ონტოგენეზის პროცესში (თესლის დაცივისა და ვაერცელეზისათვის უაღრესად მნიშვნელოვანი ფაქტორი) და სხვ.

როგორც უკვე ვთქვით, ცარცულის ბოლოს მთლიანად გადაშენდნენ ბენეტიტები. კაინოზოურში აღარ გადადის გინგკოების უდიდესი ნაწილი. მათგან მხოლოდ ერთმა სახემ – გინგკო ბილობამ მოლაწია დღემდე და ამჟამად მხოლოდ კულტურული მცენარის სახით არის დამკვიდრებული.

ცარცული ნალექების გაერცელება და ხასიათი. ცარცული ნალექების გაცნობას ისევე დასავლური ევროპიდან დაიწყებთ, ოღონდ ამჯერად არა გერმანიიდან, არამედ საფრანგეთიდან, სადაც ყველაზე უკეთ არის წარმოდგენილი როგორც ქვედა. ისე ზედა ცარცის მდიდარი და მრავალფეროვანი ზღვიური ფაუნისტური კომპლექსებით დახასიათებული ქანების სრული, მეტწილად უხარვეზო კრილები. ქვედაცარცული სექციის ნალექების გაცნობისათვის უპირატეს ყურადღებას იმსახურებს საშრეთ-ალმოსავლური საფრანგეთის ტერიტორიაზე, მდ. რონის აუზში გაშიშვლებული ქვედა ცარცი, ზედაცარცული სექციის უკეთ გაცნობის თვალსაზრისით კი უფრო საინტერესოა საკუთრივ პარიზისა და მასთან დაკავშირებული აუზების (ლონდონის, ბელგიის) გვიანცარცული წყებები.

საშრეთ-ალმოსავლური საფრანგეთის ტერიტორიაზე ადრეცარცული ეპოქის განმავლობაში ნალექდაგროვება მიმდინარეობდა რონის აუზში – საფრანგეთის ცენტრალური მასივიდან საშრეთ-ალმოსავლეთით გაშლილ ნორმულ ზღვაში, რომელიც ფაქტიურად ალპების ჩრდილო განაპირა (პერიალპური) აუზის ფართო, ღრმა უბეს წარმოადგენდა. ის განედურად იყო გადაკეტილი და დასავლეთით ცენტრალურ მასივამდე ვრცელდებოდა, პერიალპური აუზთან კი დაკავშირებული იყო ძველ, პალეოზოურ მასივებს შორის გამავალი ფართო სრუტეებით (მორ-ესტრეელის და მერკანტურის, მერკანტურის და პელებეს მასივებს შორის იხ. სურ. 122). დღეს დნუდაციურ პროცესებსაგადაარჩენილი ცარცული ნალექები ვრცელ ტერიტორიაზე გაშიშვლებულია ძირითადად მდ. რონის აუზის მარცხენა მარჯეს, რომელიც ეროზიული პროცესების ზეგავლენით გამოუმუშავებული, ძლიერ დანაწევრებული, ბორცვიანი რელიეფით გამოირჩევა დასავლეთით რონის აუზის ცარცული ნალექების დიდი ნაწილი მესამეულით არის დაფარული. აუზის ცენტრალურ ნაწილში მხოლოდ ქვედაცარცული სექციის სისქე 2000 მეტრს აღწევს. ნალექების ასეთი დიდი სისქის გამო იყო, რომ ერთ-ერთმა ფრანგმა მკვლევარმა (პაკიმ) რონის აუზის ამ ნაწილს ეოკონციური¹ ორმო უწოდა (სურ. 122).

¹ ეოკონციური – ძველი გაღების ერთ-ერთი ტომის სახელიდან არის ნაწარმოები.



სურ. 122. რონის აუზში ქვედა ცარცის ფაციტური ზონების განაწილების სქემატური რუკა. (მ. ფინიუდან, 1952)

ეოკონციური ორმოს ქვედა ცარცის ბათილური ფაციესის კარბონატული ქანების – მერგელების, კირქვების, მერგელოვანი კირქვების მძლავრი სერია ისტორიულ-გეოლოგიური კვლევის თვალსაზრისით (პირველყოელისა, მეთოდოლოგიურად) მრავალმხრივ არის საინტერესო. დაეიწყოთ იმით, რომ ცარცული ნალექები თანდათანობით, უხარვეზოდ, თანხმობით აგრძელებს იურული სისტემის სულ ზედა, ტიტონური სართულის ზღურ ნალექებს. ამასთან როგორც ტიტონური, ისე მასზე განლაგებული ბერიასის შრეები საქმად მდიდარია ნამარხი ფაუნით, რომელიც უპირატესად ამონიტებით არის წარმოდგენილი. ამონიტებით არის დახასიათებული აგრეთვე ერთფეროვანი კარბონატული ნალექების 2000 მ სიძლიერის მთელ ქრილში ყველა დანარჩენი სართული ბერიასულიდან მოყოლებული ვიდრე ალბურამდე. აქა ძირითადად ლიტოცერატიდები, ფილოცერატიდები, დესმოცერატიდები და სხვა. ამათ გარდა ფაუნისტურ კომპლექსში წარმოდგენილია ბელენოზასისები და დაუვალიები ბელენიტიდებიდან, თხენიფარიანი ორსაგდულიანები, პიგოპები მხარეთეხიანთაგან და სხვ. ასეთი ფაქტობრივი მასალა, ცხადია, საიქედო ბაზისს ჰქმნის არამარტო ქვედაცარცული სექციის დეტალური სტრატოგრაფიული დანაწილებისათვის, არამედ იურული და ცარცული სისტემების სადავო საზღვრის ერთნიშნად გადაწყვეტის თაობაზე გეოლოგებს შორის შეთანხმების მიღწევისათვისაც. გაეიხსენოთ, რომ ჭერ ლიონის (1963 წ.), მოგვიანებით კი (1973 წ.) ლიონ-ნემატელის საერთაშორისო კოლოკიუმზე იქნა მიღებული გადაწყვეტილება ცარცული სისტემის ქვედა საზღვრად ბერიასული სართულის საგების აღიარების თაობაზე. სხვადასხვა ქვეყნის გეოლოგებს შორის ამგვარი შეთანხმების უპირველესი საფუძველი სწორედ რონის აუზის გვიანიურულ-ადრეცარცული (ტიტონურ-ბერიასულ-ვალანჟინური) ნალექების უწყვეტი ქრილების საგანგებო კვლევის, პირველ რიგში მდიდარი პალეონტოლოგიური მასალის მონოგრაფიული შესწავლის შედეგები გახდა რონის აუზის ქვედა ცარცი იმთავითვე მაღალ დონეზე იქნა შესწავლილი ფრანგი და შვეიცარიელი მეკლევარების მიერ. მათ აქ გამოყვეს ქვედა ცარცის რამდენიმე სართული – ბერიასული, ბარემული, ატური; ქალაქ ნემატელის მიდამოებში მდებარეობს ვალანჟინურის სტრატოტიპული ქრილი, მაგრამ 1979 წელს ეოკონციურ ორმოს ქვედა ცარცის ქრილში ვალანჟინური სართულის პიპოსტრატოტიპად აღიარეს კარბონატული ნალექების 244 მ სისქის კომპლექსი, რომელიც მდიდარი ამონიტური ფაუნით არის დახასიათებული. პირველად რონის აუზში აღწერეს თავისებური ფაციესის ადრეცარცული კირქვების – ე.წ. უ რ გ ო ნ უ ლ ი კ ი რ ქ ვ ე ბ ი ს წ ყ ე ბ ა (ურგონული კირქვების თავისებურებებსა და გავრცელებაზე მოგვიანებით ეისაუბრებთ). და ბოლოს, ქვედაცარცული ნალექების ფაციესური ცვლა ლატერალურად – ეოკონციური ორმოდან ძველი მასივებისკენ გადაადგილების კვალად, საუკეთესო თვალსაზრისო მაგალითია პალეოგეოგრაფიული ცვლილებების დადგენის (ფაციესური ანალიზის) მეთოდების გაცნობისათვის.

რონის აუზში ქვედაცარცული სექციის ქრილი იწყება ბერიასული სართულის მერგელოვანი კირქვებით, რომლებიც აღმაველ ქრილში თანხმობით მოჰყვებიან ტიტონური სართულის ამონიტებიან კირქვებს. ბერიასული სართულის სტრატოტიპი აქვე, საფრანგეთის ცენტრალური მასივის სიახლოვეს, მდ. რონის ხეობის მარჯვენა მხარეზე, სოფ. ბერიასის მიდამოებშია გაშიშვლებული. აქ ზედა ტიტონურ შრეებს თანდათანობით, თანხმობით აგრძელებს 25 მეტრის სისქის დასტა კირქვების და მერგელოვანი კირქვებისა, რომლებიც მდიდარ, მრავალფეროვან ფაუნას შეიცავენ (ფილოცერასები, ბერიასელეები, სპიტოცერასები, ჰალოცერასები და კიდევ მრავალი სხვა). ფაუნისტური კომპლექსი შერეულია – აქ წარმოდგენილია არაერთი ისეთი ფორმა, რომელიც ტიტონურშიც არის ცნობილი, და მათ გვერდით იმ გვარების წარმომადგენლებიც, ვალანჟინურ სართულშიც რომ გადადიან. ფაუნის ორმაგი ნათესაობა გახდა იმის ერთ-ერთი მიზეზი, რომ ბერიასის შრეების ცარცული სისტემის უძველეს სართულად აღიარების თაობაზე ერთნიშნა აზრი დღემდე არ არსებობს. ამ პრობლემას ჩვენ უკვე შეგვხვთ, როცა ცარცული სისტემის საზღვრებს ვეცნობოდით.

ეოკონციურ ორმოში ბერიასულ სართულს თანხმობით აგრძელებს ვალანჟინური სართული, რომელიც ამონიტებიანი (Neocomites, Kilianella, Thourmaniceras და სხვ.) კირქვებით არის წარმოდგენილი. ნამარხი ფაუნით უფრო მდიდარია ვალანჟინური სართულის ნალექები შვეიცარიის ტერიტორიაზე, ქ. ნემატელის მიდამოებში. სწორედ აქ აღწერეს პირველად

ვალანჯინური¹ სართულის სახელწოდებით 50 მ-მდე სისქის მკერივი, ორგანოგენული კირქვების წყება, რომლებშიც მრავლადაა განამარბებული ზღვის ზღარბები, მზართფებიანები, ღრუბლები, მარჯნები, ფორამინიფერები და ა.შ. რაც შეეხება ამონიტიდებს, მათი ნაშთები მიკლეულა მხოლოდ კირქვების წყების ზედა ნაწილში – ერთ შრეში. ბერიასული სართულის პრობლემასთან დაკავშირებული საგანგებოდ განხორციელებული კვლევების შედეგად ცხადი გახდა, რომ ვალანჯინური სართულის სტრატოტიპად აღიარებული კირქვების ორმოცდაათ მეტრიანი წყების უდიდესი ქვედა ნაწილი ბერიასის შრეების სინქრონულია, ვალანჯინურს კი სულ ზედა, კონდენსირებული ამონიტებიანი შრე მიეკუთვნება მხოლოდ. ბუნებრივია, მისი დანაწილება უფრო მკირე სტრატოტიპულ ერთეულებად (ზონებად) შეუძლებელია და სტრატოტიპად არ გამოდგება. ამიტომ 1979 წელს ფრანგი გეოლოგების მიერ ვალანჯინური სართულის ახალ სტრატოტიპად (პიპოსტრატოტიპად) შერჩეულ იქნა ვოკონციური ორზოს ქვედა ცარცის ქრილში წარმოდგენილი ბათილური ფაციესის კარბონატული ნალექების საკმაოდ სქელი – 224 მეტრი სისქის წყება, რომელიც ამონიტიდების მდიდარი, მრავალფეროვანი ფუნით არის დახასიათებული. ამონიტური კომპლექსების ცვლა საშუალებას იძლევა გამოიყოს ორი ქვესართული, ხოლო თითოეულ მათგანში სამ-სამი ზონა განვასხვავოთ.

პოტრიციული სართული ვოკონციურ ორზოში წარმოდგენილი არის მერგელების წყებით, რომელშიც ორი ამონიტური ზონა გამოიყოფა.

ბარემულად თარიღდება მტრედისფერი მერგელოვანი კირქვების წყება. ამ სართულის ქანებიც საკმაოდ მდიდარია ამონიტური ფუნით (გვარები *Pulchellia*, *Acanthoplites*, *Desmoceras* და სხვ.). ფაუნისტური კომპლექსების ცვლა ბარემულის ქრილში ოთხი ზონის გამოყოფის საფუძველს იძლევა.

ამონიტებიანი მერგელოვანი კირქვებით არის წარმოდგენილი ქვედა ცარცის მომდევნო – აპტური სართულიც. ფაუნა ამჯერადაც საკმაოდ მდიდარია, ამასთან მრავალფეროვანი. ამონიტების გარდა არის ორბიტოლინების, ორსაგდულიანი მოლუსკების, ზღვის ზღარბების წარმომადგენელთა ნაშთები.

შედარებით მწირია პალეონტოლოგიური მასალა ქვედა ცარცის ყველაზე ახლაგზრდა – ალბური სართულის შავი მერგელების წყებაში. მიუხედავად ამისა, ამონიტიდების იშვიათი ნაშთების მიხედვით ზონების გამოყოფა მაინც ხერხდება.

ასეთია ქვედა ცარცის ხასიათი ვოკონციური ორზოს ფარგლებში. ნალექების დიდი სისქე და ერთგვაროვანი ფაციესები მთელ ქრილში მოწმობს, რომ ადრე ცარცულის განმავლობაში სედიმენტაცია მიმდინარეობდა საკმაოდ ღრმა აუზში, რომლის ფსკერიც ნალექების დაგროვების კვალად თანდათან იძირებოდა. მხოლოდ ამგვარად შეიძლება აიხსნას 2000 მ სიმძლავრის ერთგვაროვანი ფაციესის კარბონატების – მერგელების, კირქვების, მერგელოვანი კირქვების დაგროვება სულ ცოტა სამი ათეული მილიონი წლის განმავლობაში. აშკარაა ისიც, რომ ტერიგენული მასალის ხვედრითი წილი ნალექდაგროვებაში უმნიშვნელო იყო. აუზში შემოდიოდა მხოლოდ წმინდამარცელოვანი კლასტური მასალა, კარბონატული სედიმენტაციის საერთო ფონზე მერგელებისა და მერგელოვანი კირქვების წარმოქმნას რომ იწვევდა. ტერიგენული მასალის ასეთი შეზღუდული რაოდენობა და პელოტური ზომები ნაპირის სიშორით უნდა აიხსნებოდეს. ვოკონციურ ორზომდე, როგორც ჩანს, მკეებავი სუბსტრატის (ხმელეთის) დენუდაციის პროდუქტები მხოლოდ წყლის მასაში ატოტეგებული წმინდა მასალის სახით თუ აღწევდა პელაგიალამდე, სადაც ძალიან ნელა ილექებოდა აუზის ფსკერზე.

ახლა გავეცნოთ ქვედაცარცული სექციის ნალექების თავისებურებებს რონის აუზის შედარებით განაპირა, პერიფერიულ უბნებში. გავიხსენოთ, რომ აუზს ადრე ცარცულში რამდენიმე ძველი, პალეოზოური მასივი ესაზღვრებოდა: მორ-ესტერელისა სამხრეთით, მერკანტურისა და პელეუსი – ჩრდილო-აღმოსავლეთიდან და ყველაზე დიდი, საფრანგეთის ცენტრალური მასივი – ჩრდილო-დასავლეთიდან. სამხრეთისაკენ, მორ-ესტერელის მასივისაკენ თუ წავალთ, ქვედა ცარცის ფაციესებში თანდათან თავს იჩენს ნაპირის სიახლოვის ნიშნები: ქრილში მერგელებისა და მერგელოვანი კირქვების ადგილს იკავებს ზოოგენური კირქვები მარჯნებით, არაიშვიათად გლაუკონიტებიანი და

¹ Valangin ვალანჯინი – დაბა ნევშატელის ტბის პირას.

ფოსფორიტით გამდიდრებული კირქვის შუამრეებიც აღინიშნება, ისევე როგორც ხარვეზები სელიმენტაციაში. ამონიტური ფაუნის ნაკელად მრავლადაა მარჩხი ზღვის ბინადარი სქელნიფარიანი ორსაგდულაინები, აგრეთვე ზღვის ზღარბები. ზოოგენური კირქვებით არის წარმოდგენილი ვალანჯინური საართული, ხოლო პორტივეული – კაიანი და გლაუკონიტანი კირქვებით. კირქვები შეიცავენ ზღვის ზღარბებისა (*Toxaster granosus*) და დიდი ოსტრების (*Ostrea couloni*) ნაშთებს. სრულიად აშკარაა, რომ აქეთკენ ვოკონციური ორმოს ბათიალურ ნალექებს სანაპირო (ნერიტული) ფაციესის ქანები ცვლიან. არანაკლებ ცხადია ფაციესური ცვლილებები ვოკონციური ორმოდან სამხრეთ-დასავლეთით. ბარეული საართულის მტრედისფერი მერგელოვანი კირქვების დონეზე ქვედა ცარცის კრილში წარმოდგენილია სქელმრეებრივი, მეტწილად მასიური ზოოგენური კირქვების წყება. კირქვის ზოგი შრე ძირითადად მსხვილი ფორამინიფერების – მილიოლინებისა და ორბიტოლინების ნიჟარებისგან შედგება. გარდა ამისა, აქვე მრავლადაა თავისებური, სქელნიფარიანი ორსაგდულაინები – სქელკბილიანთა რიგის, *Pachyodonta*-ს სპეციფიკური გვუფის წარმომადგენლები, რომლებიც გვიანცარცული რუდისტების („ნამდვილი რუდისტების“) წინამორბედ ტაქსონს მიეკუთვნებიან. ქვედაცარცულ ნალექებში ყველაზე ხშირია გვარები *Monopleura*, *Toucasia*, *Requienia* და სხვ. მათ გვერდით არაშეუთად განამარხებულა მარჩხები, სქელნიფარიანი ნერინიდები. ნიშანდობლივია, რომ ასეთ მდიდარ და მრავალფეროვან ფაუნისტურ კომპლექსში არ გვხვდება ამონიტების ნაშთები. სწორედ ამის გამო იყო, უთუოდ, რომ ა. დ'ორბინიომ, რომელმაც პირველმა გამოყო ეს თავისებური კირქვები დამოუკიდებელ სტრატოგრაფიულ ერთეულად უ რ გ ო ნ ე ლ ი¹ სა რ თ უ ლ ის სახელით, მათი ასაკი შეეცდომით განსაზღვრა და ურგონულს აბტურ და ალბურ საართულებს შორის მიუჩინა ადგილი. მოგვიანებით გაირკვა, რომ ამ თავისებური ზოოგენური კირქვების დაგროვების სპეციფიკური პირობები რონის აუზში ბარეულ საუქუნეში ჩამოყალიბდა და ნაწილობრივ ადრე აბტურშიც გაგრძელდა.

ამრიგად, რონის აუზში ბარეული საართული ერთიმეორისაგან განსხვავებული სამგვარი ფაციესის ქანებით არის წარმოდგენილი: ვოკონციურ ორმოში ბათიალური ფაციესის ამონიტებიანი მერგელებით, მორ-ესტერელის მასივთან სიახლოვეს სუბლიტორალური ფაციესური ოლქისთვის ნიშანდობლივი გლაუკონიტანი ნალექებით, ვოკონციური ორმოდან სამხრეთ-დასავლეთით კი – ზოოგენური კირქვებით, რომლებიც თბილი ზღვის ბინადარი ორგანიზმების ნიჟარების დაგროვების შედეგად არის წარმოქმნილი. შემდგომმა კვლევებმა ნათელაყო, რომ ურგონული კირქვების გავრცელება საფრანგეთის საზღვრებს გარეთაც საკმაოდ ფართოა. ხმელთაშუა ზღვის პროვინციაში ანალოგიური კირქვები მრავალ რეგიონშია აღწერილი. საქართველოში ურგონული კირქვების დაგროვება გვიანი პორტივეულიდან დაიწყო და ადრე ბარეულშიც გაგრძელდა, ზოგ უბანზე კი – გვიან ბარეულშიც.

რაც შეეხება აბტურ საართულს, ვოკონციური ორმოდან სამხრეთით ის მხოლოდ ქვედა ქვესართულით არის წარმოდგენილი (ურგონული კირქვების წყების ზედა ნაწილში). ზედა აბტური აქ არ არის და ალბური უშუალოდ ურგონულ კირქვებზეა განლაგებული – ე.ი. ნალექდაგროვებაში ხარვეზია. ეს კიდევ ერთი ნიშანია იმისა, რომ აქეთკენ აუზი მარჩხია აღმოსავლეთისკენ ხარვეზები კიდევ უფრო საგრძობია – იქ აბტური საერთოდ არ არის და ალბური ბარეული საართულის გლაუკონიტან შრეებზე დევს.

ამრიგად, აშკარაა, რომ ძველი, პალეოზოური მასივების მიმართულებით ზღვა თანდათან მარჩხი ხდება. სანაპირო (სუბლიტორალური) ფაციესის ქანების მიხედვით თუ ეიშვლებით, პალეოზოური მასივები ადრე ცარცულში გაშიშვლებული იყო და დენუდაციის არეს წარმოადგენდა. ამასვე ადასტურებს ის ფაქტიც, რომ თვით მასივებზე ქვედა ცარცი ცნობილი არ არის.

ადრეცარცული მარჩხი ზღვის ფაციესები თავს იჩენს რონის აუზიდან ჩრდილოეთითაც, თუმცა აქეთკენ ხმელეთი არ ჩანს. როგორც ვარაუდობენ, ცენტრულ პლატოსა და ეოგეზებს შუა გვიან იურულშიც და შემდგომაც – ადრე ცარცულში, არსებობდა სრუტე, რომელიც რონის აუზს პარიზის აუზთან აკავშირებდა. ამ სრუტის გავლით გავრცელდა ზღვა რონის აუზიდან ჩრდილოეთისკენ – პ ა რ ი ზ ი ს ა უ ზ ი ს ა კ ე ნ . რომელიც ცარცული პერიოდის დასაწყისისთვის, პორტლანდური

¹ ურგონული კირქვები პირველად აღწერეს დაბა ორგონის მდამოებში. აქედან წარმოსდგა კირქვების სახელწოდება – ლათინიზირებული ურგონული.

საუკუნის მეორე ნახევარში (პურბეკურში) განვითარებული რეგრესიის შედეგად ზღვამ დატოვა ხმელეთის პირობებია პარიზის აუზის ტერიტორიაზე ბერიასულ და ვალანჟინურ საუკუნეებში — პორტრეული სართულის კირქვები უშუალოდ არის განლაგებული ზედა იურის მტკნარი წყლის ნალექებზე ზღვიური ზედა ვალანჟინური მბოლოდ პარიზის აუზის სამხრეთ-აღმოსავლურ ნაწილშია წარმოდგენილი და ისიც უშუალოდ დევს პურბეკური ქვესართულის რეგრესიულ ნალექებზე ნათელია, რომ ზღვა პარიზის აუზში სამხრეთიდან — რონის აუზიდან შემოვიდა სწორედ იმ სრუტის გავლით, ზემოთ რომ ეახსენეთ. გვიან ვალანჟინურში ზღვამ პარიზის აუზის მცირე ტერიტორია დაფარა მბოლოდ. პორტრეულის გაერკელება უფრო ფართოა — ზღვამ პარიზის აუზი თითქმის მთლიანად დაიკავა, თუმცა აუზი მარჩბია. პორტრეული ასაკის კირქვებში არ არის ამონიტები და მათი დათარიღება ძირითადად ექინოიდების ფაუნას ეყარება. ბარემული სართულიც მცირე სიღრმის ზღვის ნალექებით — ოსტრეებიანი თიხებით არის წარმოდგენილი. ბარემული სართულის ზედა ნაწილში ნორმული ზღვის ნალექებს მტკნარი აუზის ბინადარი ორგანიზმების ნაშთების შემცველი შრენარი სველის. აბტურში ზღვა კვლავ ბრუნდება, თუმცა აბტური საუკუნის მეორე ნახევარში ისევ რეგრესიაა. ალბური სართული ზღვიურია, მაგრამ ამჟერადაც მარჩბი ზღვის ფაციესებია წარმოდგენილი — დასაწყისში გლაუკონიტანი ქვიშაქვებია, შემდეგ — თიხების 100 მ-მდე სისქის წყება.

ქვედა ცარკულის ნალექების ასეთი ქრილი პარიზის აუზის ცენტრალური ნაწილისათვის არის ნიშანდობლივი. ახლა ენახოთ როგორ იცელება ფაციესები იმ ძველი მასივების მიმართულებით, რომლებიც პარიზის აუზს სხვა ეპიპროკინული აუზებისგან მიჯნავდნენ. ჩრდილო-აღმოსავლეთით არდენების პალეოზოურ მასივთან მიახლოვების კვალად ქვედა ცარკის სართულების ზღვიურ ნალექებს თანდათან ცელის კონტინენტური ფაციესის ქანები. აქეთ კონტინენტურია ვალანჟინური სართულიც; ტრანსგრესიულია პორტრეული, მაგრამ შემდეგ ხარვეზია — ქრილში აკლია ბარემული და აბტური სართულები და ტრანსგრესიული ალბური უშუალოდ იურულ ნალექებზე დევს. ამრიგად, პორტრეული საუკუნის შემდეგ ხანგრძლივი დროის განმავლობაში ზღვიური სელიმენტაცია შეწყდა და მბოლოდ ალბური საუკუნის დასაწყისისათვის დაბრუნდა ზღვა. სანაპიროსთან მიახლოვება ქვედა ცარკის ფაციესებში არანაკლებ მკაფიოდ არის ასახული სამხრეთ-დასავლური მიმართულებით: ტრანსგრესიული პორტრეულის ქვეშ თანდათან გამოისოლება ბერიასულ-ვალანჟინური ზღვიური ნალექები და პორტრეული სართულის ზღვიური ნალექები უშუალოდ იურულზე განლაგებული. ბარემული კონტინენტური ნალექებით არის წარმოდგენილი, აბტური კი საერთოდ არ არის და ბარემულ სართულზე უშუალოდ დევს ალბური სართულის ზღვიური ნალექები. პარიზის აუზის დასავლურ პერიფერიაზე (არმორიკული მასივის მიმართულებით) ზღვამ მბოლოდ აბტურ საუკუნეში მიაღწია. აბტურამდე კი — პორტრეულში და ბარემულში — ან ხარვეზია სელიმენტაციაში, ან კონტინენტური ნალექები გროვდება. ფაციესები ზღვიურია აბტურში, რომელიც ალაგ იურულ ნალექებზე უშუალოდ განლაგებული. უფრო ღრმა ზღვის ნალექები გროვდება ალბურ საუკუნეში.

რონის აუზიდან წამოსულმა ზღვამ ი ნ გ ლ ი ს ი ს სამხრეთ-აღმოსავლურ ტერიტორიაზე მბოლოდ აბტურ საუკუნეში მიაღწია. ცარკული ნალექები ლონდონის აუზში აგებენ ე ე ლ დ ის ა ნ ტ ი კ ლ ი ნ ის გულს, ფრთებში კი მათ ჯერ ზედა ცარკი, შემდეგ შესაძლებელი მოჰყვება (იხ. სურ. 107, გვ. 311). ტრანსგრესიული აბტური სართული განლაგებულია ველზე, რომელიც კონტინენტური ქვიშებითა და თიხებით არის წარმოდგენილი. ნალექებში დაუღლია მტკნარი წყლის ორსაგდულიანების ფაუნა, აგრეთვე დიდი ქვეწარმავლების — იგუანოდონების (*Meganothon*) ნაკვალევი. ცხადია, ფაუნით ველდის სტრატეგრაფიული დანაწილება ვერ მოხერხდებოდა. მბოლოდ ზოგადი გეოლოგიური მოსაზრებების საფუძველზე გახდა შესაძლებელი მისი სტრატეგრაფიული დანაწილების განსაზღვრა — ის შეიცავს ქვედა ცარკის ოთხ სართულს: ბერიასულს, ვალანჟინურს, პორტრეულსა და ბარემულს. კონტინენტურია ველდური ნალექების ქვეშ განლაგებული პურბეკური ქვესართულიც. ტრანსგრესიული აბტურის ქრილი ლონდონის აუზში იწყება ე.წ. მწეანე ქვიშებით (ინგლისელების Lower greensand), რომელიც პარიზის აუზის აბტური სართულის ფაუნის მსგავსი კომ-

¹ ველდი (Weald) ბორკიანი მარეა ლონდონიდან სამხრეთით. აქედან წარმოსდგება ნაოქისა (ველდის ანტიკლინი) და ტრანსგრესიული აბტურის ქვეშ განლაგებული იმ კონტინენტური ნალექების სახელწოდება, რომლებშიც ქვედა ცარკის ოთხი სართულის გარდა პურბეკური ქვესართულიც არის წარმოდგენილი.

პლექსით არის დახასიათებული. მწვანე ქვიშებს ზევით მოჰყვება ალბური თიხები. ინგლისელები ამ წყებას გოლტს (Gault) უწოდებენ. თიხები შეიცავენ კარგად დაცულ ამონიტურ თუნას (ზოგ ნი-
ჯარას სადაფის ფენაც კი აქვს შემორჩენილი), რომელმაც შესაძლებელი გახადა თიხების საკმაოდ
სქელ წყებაში ალბური სათულის ყველა ამონიტური ზონის გამოყოფა.

ამრიგად, რონის აუზიდან (ეოკონციური ორმოდან) ვალანჯინური საუკუნეში დაწყებული ტრანს-
გრესია ჩრდილოეთისაკენ საკმაოდ ნელა ერეკლდებოდა და პარიზის აუზის ჩრდილოურ პერი-
ფერიამდე და სამხრეთ-აღმოსავლური ინგლისის ტერიტორიამდე (ლონდონის აუზამდე) მხოლოდ
აბტური საუკუნის დასაწყისში მიადგინა. მანამდე კი მთელი ეს მხარე პერბეკურიდან (პორტლანდური
საუკუნის მეორე ნახევრიდან) მოყოლებული ბარემული საუკუნის დასაბრუნებლამდე კონტინენტური
ნალექდაგროვების არეს წარმოადგენდა, ვიდრე ალბური აუზის ტრანსგრესიამ რადიკალურად არ
შეცვალა პალეოგეოგრაფიული სურათი და სელიმენტაციის რეჟიმი.

ინგლისის ჩრდილოეთი კი მთელი ამ დროის განმავლობაში დაფარული იყო ეპიკონტინენტური
ზღვით. ის წარმოადგენდა მხოლოდ ერთ უბანს იმ ერეკლი ჩრდილოური (ბორიული) ზღვისა, რა-
მელიც ჩრდილო-ატლანტური კონტინენტის უდიდეს ნაწილს ფარავდა ამ ზღვაში დაღეჭილი ქანე-
ბის უდიდესი ნაწილი დღეს ყინულოვანი ოკეანისა და ჩრდილო ზღვის წყლების ქვეშ არის დაძირუ-
ლი, მკირე ნაწილი კი მხოლოდ სამ რეგიონშია ზედაპირზე გაშიშვლებული: ჩრდილო ინგლისის
ტერიტორიაზე, სადაც ბორიული აუზის ერთ-ერთი უბე ადრე ცარცულში სკანდინავიისა და შოტ-
ლანდიის ძველი მასივების შუა ერეკლდებოდა; მეორე უბე ჩრდილო ზღვის აკატორიიდან ბალტი-
ური ფარის სამხრეთით რაინისა და ბოკუმის პალეოზოური მასივების შუა არსებულ როფს ფარავდა;
მესამე, ყველაზე ერეკლი აუზი, ფაქტიურად, ძალიან ფართო სრუტეს წარმოადგენდა, რომელიც
ჩრდილოეთიდან სამხრეთისაკენ იყო გადაჭიმული და ბორიულ აუზს ტეთისთან აკავშირებდა ადრე
ცარცულში. ამ სრუტის თაობაზე ცოტა მოგვიანებით უფრო დაწერილებით ვისაუბრებთ რუსეთის
ბაჟის ცარცული ნალექების დახასიათებისას.

ჩრდილოურ ინგლისში ორკისა და ლინკოლნის საგრაფოების ტერიტორიაზე ქვედა ცარცი
წარმოადგენილია ერთფეროვანი თიხების წყებით (ეწ. სპიტონის თიხები), რომელშიც, მეტწილად,
ჩრდილოური ფაუნისტური ელემენტების საფუძველზეა გამოყოფილი სათულები. ვალანჯინურსა და
პოტრიველში ბორიული გვარები *Polyptychites* და *Cylindroteuthis*, ხოლო ბარემულში *Simbir-*
skites არის წარმოადგენილი. ამავე დროს ვალანჯინურ, პოტრიველ და ბარემულ სათულებში
საერთოდ არ არის ხმელთაშუა ზღვის პროკინციის ფაუნისათვის ნიშანდობლივი ფორმები. გაეიხ-
სენოთ, რომ მთელი ამ ხნის განმავლობაში ალბური ზღვის ტრანსგრესია ლონდონის აუზშიც კი არ
ჩანს. უფრო მეტიც, თვით პარიზის აუზის ჩრდილოურ პერიფერიაზეც (ლამანის გადმოღმა ბულონის
რაიონში) ველდური ფაუნისის ქვედა ცარცული ნალექებია განვითარებული. აბტურ საუკუნეში ზღვამ
დაფარა პარიზ-ლონდონის აუზის ველდური. ამავე დროს დამყარდა თავისუფალი კავშირი ჩრდილო
ინგლისის ბორიულ უბესთან – სპიტონის თიხებში ჩნდება სამხრეთული (ალბური) ფორმები: *Hoplites*
და *Belemnopsis*. ეს უკანასკნელი ბორიული ბელემიტის – *Cylindroteuthis*-ის მონათესავე გვარია.
ალბური ჩრდილოურ ინგლისში ისეთივეა, როგორც ლონდონის აუზის გოლტი.

გერმანიაში (პანოვერის მხარეში) ქვედა ცარცის სისქე საკმაოდ დიდია და 1000 მ-ს აღწევს.
თუმცა, სპიტონისგან განსხვავებით, ზღვიური ნალექდაგროვება აქ მხოლოდ გვიანი ვალანჯინურიდან
იწყება. მანამდე კი გვიანი იურულის ბოლოს (პერბეკურში) დაწყებული რეგრესია გრძელდება და
ბერიასულ-ქვედა ვალანჯინური ველდურის ანალოგიური ფაუნისის ქვიშებით არის წარმოდგენილი.
ადრეცარცული ზღვა საკმაოდ შორს ერეკლდებოდა პანოვერიდან ჩრდილოეთით, თუმცა იეტლან-
დის ტერიტორიაზე გაშიშვლებულ ადრეცარცულ ნალექებში ქვიშაქვების მარცვლის სიმსხოს მატება
და მნიშვნელოვანი ზედარითი წილი სანაპიროს სიახლოვეზე მეტყველებს. აშკარაა, რომ ამ დროს
სკანდინავიის მასივი გაშიშვლებულია და დენუდაციას განიცდის. ანალოგიურია ქვედა ცარცის ფა-
უნისების ცვლის კანონზომიერება სამხრეთისაკენ – პარიკის პალეოზოური მასივის მიმართულებით.
ზღვის სანაპირო ზოლის სიახლოვეზე მეტყველებს ქრისტე კონგლომერატებისა და ქვიშაქვების
დასტების გამოჩენა, ისევე როგორც ქანებში დაცული ნამარხი ფაუნის ხასიათი (ზღვის ზღარბები,
მართფეხიანები, ორსაგდულანები და სხვ.). აღმოსავლეთისაკენ გერმანიის ადრეცარცული აუზის

თავისუფალი, ფართო კავშირი აღმოსავლური ევროპის (რუსეთის ბაჟნის) ეპიპლატფორმულ ზღვასთან არ ჩანს. ვარაუდობენ, რომ ალბერ საუკუნემდე ჩრდილო გერმანიის (ჰანოვერის) აუზი ამაღლებული ზღურბლით (ე.წ. „პომპეის ზღურბლი“) იყო გამიჯნული რუსეთის ბაჟნის ეპიკონტინენტური ზღვისაგან. თუმცა, პოლონეთში, ქ. ვარშაიდან სამხრეთ-აღმოსავლეთით დაახლოებით 100 კმ-ზე მდებარე ქ. ტომპოვოს მიდამოებში გამოშვლებულ ვალანჟინურ ნალექებში მიკვლეული შერეული მოლუსკური ფაუნა, რომელიც ბორიული და სამხრეთის ზღვებისათვის დამახასიათებელ გვარებს შეიცავს, მოწმობს, რომ გერმანიის ზღვას თავისუფალი კავშირი ჰქონდა ერთი მხრივ რუსეთის, მეორე მხრივ კი ხმელთაშუა ზღვის (კარპატების მხრიდან) აუზებთან.

ყოველივე ზემოთქმული ცენტრალური ევროპის ადრეცარულ ნალექებს შეეხებოდა. გვიან ცარცულში პალეოგეოგრაფია, შესაბამისად სელიმენტაციის პირობები და ნალექების ხასიათი საგრძობლად შეიცვალა. ცვლილებები დაკავშირებულია სენომანურ საუკუნეში დაწყებულ ტრანსგრესიასთან, რომელიც თავისი მასშტაბებით ერთ-ერთი უდიდესია დედამიწის ფანეროზოული ისტორიის განმავლობაში მომხდარ ტრანსგრესიათა შორის.

გვიანი ცარცულის დასაწყისიდან ამ მასშტაბური ტრანსგრესიით გამოწვეული ცვლილებები მკაფიოდ აისახა ცენტრალური ევროპის პალეოგეოგრაფიაშიც და იმდროინდელი ეპიკონტინენტური ზღვების ფაუნისტური კომპლექსების შემადგენლობაშიც. გვიანცარცული ნალექების გაცნობა ამჯერად პარიზის აუზიდან უნდა დაიწყოთ, რადგან ზედა ცარცი აქ უფრო სრულად არის წარმოდგენილი, ვიდრე რონის აუზში. სწორედ პარიზის აუზის გვიანცარცული ნალექების ქრილები დაედო საფუძვლად ზედა ცარცის სართულებისა და ზონების გამოყოფას. თითქმის ყველა სართულის სტრატოტიპი (მასტრიხელისა და დანიურის გამოკლებით) პარიზის აუზის ფარგლებშია — ზედა ცარცის ხუთი სართულის სახელწოდება ფრანგული წარმოშობისა.¹

გვიანცარცული ეპოქის დასაწყისის ერთ-ერთი უმნიშვნელოვანესი მოვლენაა პარიზის აუზში სამხრეთული ფაუნისტური ელემენტების იმიგრაცია. ამასთან საგულისხმოა, რომ ფაუნა შემოვიდა არა რონის აუზიდან, არამედ სამხრეთ-დასავლეთიდან — აქვიტანიური აუზიდან, პუატუს სრუტის გავლით. ეს უკანასკნელი, ისევე როგორც თვით აქვიტანიის ტერიტორია, ადრე ცარცულში ხმელეთს წარმოადგენდა, ისე რომ, პარიზის აუზს ამ დროს უშუალო კავშირი ატლანტურ იკეანესთან არა ჰქონდა. ხმელთაშუა ზღვის ოროგენთან ის მხოლოდ რონის აუზის მეშვეობით იყო დაკავშირებული. გვიანი ცარცულის დასაწყისში ატლანტური იკეანის მხრიდან აქვიტანიის აუზში ზღვის ინგრესია იწყება — ზღვამ თანდათან დაფარა აქვიტანიის ტერიტორია, აგრეთვე არმორიკულ და ცენტრალურ მასივებს შორის მოქცეული პუატუს სრუტე. სწორედ ამ გზით მოხდა სამხრეთის აუზებისთვის ნიშანდობლივი ისეთი ტაქსონების წარმომადგენელთა პროქორეზი პარიზის აუზში, როგორიცაა რუდისტები, ორბიტოლანები და ზოგი სხვა. ზღვა, რომლის ფართობი სენომანისწინა (ალბური) რეგრესიის შედეგად საგრძობლად შემცირდა, მხოლოდ პარიზის აუზის ცენტრშია დარჩა. ამიტომ, რომ იქ სენომანური თანხმობით აგრძელებს ალბურს. პარიზის აუზის პერიფერიულ ნაწილებში — ეოგეზების, ცენტრალური პლატოს, არმორიკული და არდენების პალეოზოური მასივების სიახლოვეს, ზედა ცარცი იურულ, ან უფრო ძველ ნალექებზეა უშუალოდ განლაგებული. პარიზის აუზის ცენტრში ზედა ცარცი თითქმის მთლიანად თეთრი საწერი ცარცით, მერგელოვანი ცარცით, ან კაიანი ცარცით არის წარმოდგენილი. ნალექები ღარიბია ნამარხებით, რომელთა შორის ფორამინიფერები, ზავსცხოველები, ორსაგდულიანები, ბელემნიტელები და ზღვის ზღარბებია უპირატესად წარმოდგენილი. ამონიტების ცუდად დაუული, იშვიათი ფრაგმენტები მათი ზუსტი განსაზღვრისა და ნალექების დათარიღებისთვის ნაკლებად გამოდგება, ამიტომ სართულებისა და ზონების გამოყოფა მეტწილად ექონოიდებისა და ბელემნიტების ფაუნას ეფუძნება.

ფაუნისების ლატერალური ცვლილებები პარიზის აუზის ზედა ცარცის ქრილებში განსაკუთრებით მკაფიოა სენომანური სართულის ნალექებში. აქ ყველგან მკაფიოდ ჩანს აუზის ნაპირის სიახლოვე არდენებისკენ სენომანური სართულის კირქვიანი მერგელების ერთგვაროვანი წყება თან-

¹ სენომანური წარმოდგება ქ. ლემანის ძველი სახელიდან — Cenomanum, ტურინული ქ. ტურის ძველი სახელიდან — Turone, კონიაური — ქ. კონიაიდან, სანტინური — ქ. სანტიდან (Santi), კამპანური — გრან-შამპანის ბორცვიანი მთარს სახელიდან.

დათანობით გადადის გლაუკონტიან ქვიშაქვებში, შემდეგ კი — ბელგის ნახშირბადი აუზის ფარგლებში, სენომანი მთლიანად კონგლომერატებით არის წარმოდგენილი; გლაუკონტიანი ქვიშაქვებით, ქვიშიანი მერგელებითა და თიხებით არის წარმოდგენილი სენომანიური სართული სამხრეთ-დასავლეთისაკენ — პუატუს სრუტისაკენ. ცარტული პერიოდის დასასრულს პარიზის აუზში რეგრესიაა — ზღვით დაფარული ტერიტორიის ფართობი თანდათან მცირდება და გვიანი მასტრიხულიდან მოყოლებული პარიზის აუზი ხმელეთს წარმოადგენს, ვიდრე პალეოცენში დაწყებული ტრანსგრესიის შედეგად კვლავ არ დაფარა ზღვამ მისი ჩრდილო-აღმოსავლური ნაწილი. რეგრესიაა აქვიტანიურ აუზშიც, სადაც ნალექდაგროვებაში ხარვეზია არამარტო დანიურ საუკუნეებში, არამედ პალეოცენის დასაწყისშიც.

ანალოგიურია ზედა ცარტის ხასიათი ინგლისში, სადაც ცარტული სახელწოდებით იმთავითვე სწორედ ცარტული სისტემის ზედა სექციის ნალექების კომპლექსს აღწერდნენ. გაიხსენოთ, რომ ქვედა სექციის ნალექები ინგლისელი გეოლოგების მიერ ცარტისაგან განცალკევებით, სხვა სახელწოდებებით მოიხსენიებოდნენ (ველი, ქვედა მწვანე ქვიშები და გოლტი).

გერმანული აუზის ფარგლებში ზედა ცარტული ტიპური ფაციესები (საწერი ცარტი) აუზის ჩრდილო ნაწილში — პომერანიამი, დანიასა და სკანიაში არის ცნობილი. უფრო სამხრეთით, არდენებსა და ბოჰემის მასივს შორის (საჟონიასა და ბოჰემში) ზედა ცარტი ტერიგენული (ქვიშიანი) ფაციესის ქანებით არის წარმოდგენილი. გვიან ცარტულში გერმანული აუზი აღმოსავლეთისაკენ რუსეთის ბაქნის ზღვას შეუერთდა. ეს უკანასკნელი თავის შხრივ ტეთისის სამხრეთულ აუზთან იყო დაკავშირებული.

აღმოსავლური ევროპის კონტინენტურ პლატფორმაზე ადრეცარტულ ეპოქაში ზღვით დაფარული ტერიტორიის ფართობი შეუდარებლად უფრო მცირე იყო, ვიდრე გვიან იურულში. ვოლგური სართულის ქანებზე ტრანსგრესიულად განლაგებული ქვედა ცარტის ქრილი იწყება ქვიშაქვებით, რომლებიც ზოგ უბანზე გლაუკონტიანია, სხვაგან კი ფოსფორიტების შემცველი. ქვიშაქვებში განამარბებული ფაუნა გაშლილი ზღვისა და წარმოდგენილია ამონიტების, ბელემნიტების, ორსაგდულაინი მოლუსკების ბერიასულ-ვალანჟინური კომპლექსით. ნალექების ყველა ფაციესური ნიშანი ცხადყოფს, რომ აუზი, რომელიც ადრე ცარტულის დასაწყისში აღმოსავლური ევროპის კონტინენტურ პლატფორმას ფარავდა, უფრო მარჩბი იყო, ვიდრე გვიანიურული ზღვა, თუმცა კავშირი გაშლილ ზღვასთან მას არ დაუკარგავს. ნალექდაგროვება ადრეცარტულ ეპოქაში მიმდინარეობდა ჩრდილოეთიდან სამხრეთისაკენ გადაკიმულ ზღვის ეიწრო ზოლში (ვევბ, უფრო ზუსტი იქნება თუ მას ფართო სრუტეს ვუწოდებთ), რომელიც ჩრდილოეთით არქტიკულ (ბორიულ) აუზთან იყო დაკავშირებული, სამხრეთით კი ტეთისთან იყო შეერთებული (იხ. სურ. 113, გვ. 321), საიდანაც რუსეთის ბაქნის ეპიპლატფორმულ აუზში სამხრეთული — ხმელთაშუა ზღვისთვის ნიშანდობლივი ფაუნის ელემენტები ვრცელდებოდა ბერიასულ-ვალანჟინურ ქვიშებს აღმაველ ქრილში თანხმობით მოჰყვება თიხები, რომლებიც პორტიველი და ბარემული ასაკის ბორიული ფაუნისტური კომპლექსით არის დახასიათებული. აბტური სართული რეგრესიულია და წარმოდგენილია მცენარეთა ნაშთების შემცველი, კონტინენტური კვარციანი ქვიშაქვებით, რომლებიც შოლოდ სტრატოგრაფიული მდებარეობის მიხედვით არის დათარიღებული აბტურად (ფაუნით დათარიღებულ ბარემულ და ალბურ სართულებს შორის). ქვედაცარტული სექციის ქრილის სულ ზედა ნაწილს შეადგენენ ამონიტების კომპლექსით დათარიღებული ალბური თიხები. აღმოსავლური ევროპის კონტინენტური პლატფორმის ადრეცარტულ ზღვაში დაგროვილი ნალექების სისქე სულ რაღაც ასიოდ მეტრია ამრიგად, ცხადია, რომ ზღვა რომელიც ადრეცარტულ ეპოქაში რუსეთის ბაქნის შოლოდ გარკვეულ ნაწილს ფარავდა, მარჩბ, ეპიკონტინენტურ აუზს წარმოადგენდა. აუზში ცივი, არქტიკული ზღვის გავლენა სამხრეთისაკენ საკმაოდ შორს ვრცელდებოდა. ამიტომ შედარებით მშვიდ გარემოში მეტწილად ტერიგენული, თიხიან-ქვიშიანი ნალექების დაგროვება მიმდინარეობდა, რადგანაც კარბონატული ნალექების დაგროვებას ცივი წყლების გარემო ნაკლებად უწყობდა ხელს.

გვიანი ცარტულის დასაწყისიდან პალეოგეოგრაფიული სურათი მკვეთრად შეიცვალა. ამ დროიდან კავშირი არქტიკულ აუზთან გაწყდა (სავარაუდოდ, ვიწრო სრუტელა აკავშირებდა რუსეთის ბაქნის ცარტულ ზღვას ბორიულ აუზთან) აღმოსავლური ევროპის კონტინენტური პლატ-

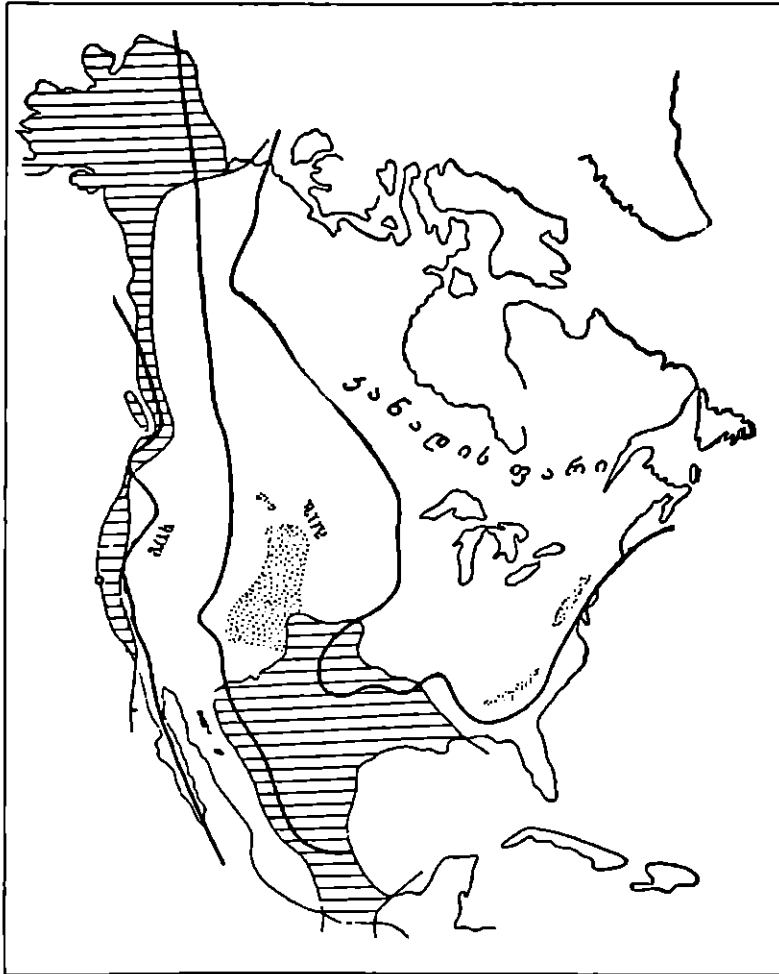
ფორმის საშრეთში ვრცელი ტერიტორია დაიკავა ზღვამ, რომელიც ამჟამად უკვე ფართოდ იყო შეერთებული ხმელთაშუა ზღვასთან (იხ. სურ. 114, გვ. 322). ზედა ცარცის პირველი სართულის – სენომახურის, ნალექები ტრანსგრესიულად არის განლაგებული ალბურ თიხებზე. ქრილი იწყება ფოსფორიტებით, რომელთაც აღმაველ ქრილში გლავუკონიტანი ქვიშაქვები მოჰყვება. ტრანსგრესიის მაქსიმუმი ტურინულ, კონიაკურ და სანტონურ საუკუნეებზე მოდის. ამ დროის განმავლობაში აუზში დაგროვდა საკმაოდ დიდი სისქის ორგანოგენული შლამები, რომლებიც, ძირითადად, ნაოპლანქტონისა და პლანქტონური ფორამინიფერების ნაშთებისაგან შედგებოდა. დროთა განმავლობაში შლამები საწერ ცარცად გადაიქცა. ამავე ნალექებში მაკროფაუნაა – ინოცერამები, ბელემნიტები, ზღვის ზღარბები და სხვ. ზღვიურია კამპანური და მასტრიხტული სართულის ქანებიც. დანიური საუკუნიდან კი დაიწყო ფართო მასშტაბის რეგრესია – ზღვამ დატოვა მნიშვნელოვანი ტერიტორიები კონტინენტზე. მომდევნო ტრანსგრესია მხოლოდ მონსურ საუკუნეში (პალეოცენიდან) დაიწყო, თანდათანობით გაფართოვდა და მაქსიმუმს შუა ეოცენში (ლუტეციურ საუკუნეში) მიაღწია. გვიანცარცული ნალექების სისქე რუსეთის ბაქანზე 200-დან 400 მ-მდეა.

ზღვა, რომელიც აღმოსავლური ევროპის კონტინენტური პლატფორმის საშრეთში საკმაოდ დიდ ტერიტორიას ფარავდა, როგორც ვთქვით, ხმელთაშუა ზღვის აუზთან იყო დაკავშირებული. ამავე დროს ის წარმოადგენდა ერთ-ერთ უბანს იმ ვრცელი ზღვიური აუზისა, რომელიც ინგლისიდან კასპიურსგაღმა მხარემდე ვრცელდებოდა (იხ. სურ. 114, გვ. 322). მანგიშლაკის ნახევარკუნძულზე ცარცული სისტემის მთელი ქრილი (ორივე სექცია) მდიდარი და მრავალფეროვანი ზღვიური ფაუნით დახასიათებული ნალექებით არის წარმოდგენილი. აქედან აღმოსავლეთით – ფერგანის ეელის ტერიტორიაზე, ქვედა ცარცი აგებული არის ფერადი (წითელი ფერის), კონტინენტური ფაუნის ქანებით, რომლებიც ხმელეთის ქვეწარმავლების ნაშთებს შეიცავენ. სამაგიეროდ, ზღვიურია ზედა ცარცი, რასაც ქანებში დაცული ამონიტური ფაუნა (Platoniceras და ზოგი სხვა) მოწმობს. კიდევ უფრო აღმოსავლეთით თუ გადავწევთ, იქ, მონღოლეთის ტერიტორიაზე, ცარცული სისტემა მთლიანად კონტინენტურია – ნალექებში დაცულია ხმელეთის ბინადარი ხერხემლიანების ნაშთები, განსაკუთრებით მრავლად – ქვეწარმავალთა ჩონჩხები და ჩონჩხის ცალკეული ნაწილები.

ამრიგად, ფერგანის აუზს აღმოსავლეთიდან ხმელეთი ესაზღვრებოდა. სამაგიეროდ, ის გახსნილი იყო ჩრდილოეთისაკენ და დაკავშირებული იყო ზღვასთან, რომელიც დღევანდელ დასავლური ციმბირის დაბლობის ტერიტორიაზე ცარცულ პერიოდში არქტიკული (ბარიული) აუზიდან საშრეთისაკენ წამოსულ ფართო უბეს წარმოადგენდა. გვიან ცარცულში ზღვის უბე შორს გავრცელდა სამხრეთისაკენ და ფერგანის აუზს დაუკავშირდა. დასავლური ციმბირის ზღვაში მთელი ცარცული პერიოდის განმავლობაში ქვიშაქვებისა და ნალექები გროვდებოდა. ზღვიური ფაუნით მდიდარი ცარცული ნალექების სისქე აქ საკმაოდ დიდია და 2500-3000 მ-ს აღწევს. დასავლური ციმბირის ცარცული ზღვა, როგორც უკვე ვთქვით, ჩრდილოეთით უშუალოდ იყო დაკავშირებული არქტიკულ აუზთან. ჩრდილო-აღმოსავლეთისაკენ კი ეიწრო სრუტით, რომელიც ტაიბირის საშრეთით მდებარეობდა (ტაიბირის ნახევარკუნძული იმ დროს, სავარაუდოდ, კუნძულს წარმოადგენდა), ის დაკავშირებული იყო ციმბირის კონტინენტური პლატფორმის ჩრდილოეთით არსებულ ხატანგის ზღვასთან. ხატანგის როდეს ამ დროს ფარავდა მარჩხი ზღვა, რომელშიც გლავუკონიტანი ქვიშაქვები და თიხები გროვდებოდა. ტერიტორია იყო სედიმენტაცია ციმბირის კონტინენტური პლატფორმის ჩრდილო-აღმოსავლურ ნაწილშიც – აქ მთისწინა როდესში, რომელიც ჩუკოტკა-ვერხოიანსკის გეოსინკლინური ოლქის დანაოქება-აზვევების პროცესში ჩაისახა, ახალგაზრდა მთების დნეუდაციის პროდუქტები უხვად შედიოდა და კლასტური ქანები ილექებოდა. გვიან ცარცულში ციმბირის კონტინენტურმა პლატფორმამ აზვევბა განიცადა და ნალექდაგროვების არეების ფართობი სავარაუდოდ შემცირდა.

ჩრდილო ამერიკის კონტინენტური პლატფორმის ვრცელი ტერიტორია, რომელიც კლდოვანი მთების აღმოსავლეთით მდებარეობდა, დაფარული იყო ზღვით, რომელიც კანადის ფარამდე აღწევდა. თავისუფალი იყო კავშირი საშრეთითაც – მექსიკის აუზთან, რომელსაც ცენტრალური ამერიკის და მექსიკის ყურის ტერიტორია ეკავა (სურ. 123). ჩრდილოეთიდან გავრცელებული პოლარული აუზის ცივი წყლების გავლენა, როგორც ჩანს, საკმაოდ ძლიერი იყო და

ამიტომ ეპიკონტინენტურ აუზში მეტწილად ტერიგენული ნალექები გროვდებოდა და არა კარბონატები. ზღვის ბინადართა შორის ფართოდ იყო წარმოდგენილი ბორიული ფაუნის ელემენტები. სამხრეთით კი, თბილ წყლებში სელიმენტაცია კარბონატული იყო, თუმცა აქვე ტერიგენული მასალაც შემოდინდა. გვიანი კარსულის ბოლოს ლარამული ოროგენეტიკული ფაზისის გამოვლინების შედეგი იყო კლდოვანი მთების დანაოჭება-აზევება და ზღვის რეგრესია – ზღვა ტოვებს ჩრდილო ამერიკის კონტინენტური პლატფორმის უდიდეს ნაწილს და თითქმის მთელ მის ტერიტორიაზე კონტინენტურ პირობებში გროვდება დიდი სისქის ნახშირბადი წყებები, რომლებიც მცენარეთა ნაშთებისა და ნახშირის ფენების გარდა, მრავალ შეიცავენ ხმელეთის ხერხეღლიანთა, მათ შორის დინოზავრების, სკელეტების განმარხულ ნაშთებს.



სურ. 123. ჩრდილო ამერიკის კარსული ზღვები (ალ. ჯანელიძიდან, 1963 წ., ულარიხისა და შუხერტის მიხედვით). დაშტრიხულია ადრეკარსული ზღვები; დაწერტილი – ადრეკარსული კონტინენტური ნალექები; მსხილი ხაზებით აღნიშნულია გვიანკარსული ტრანსგრესიის საზღვრები (ვ.ტ. ზ – გვიანკარსული ზღვა; გ.ტ.ა – გვიანკარსული ხმელეთი).

ცარცულ პერიოდში გონდვანისის სუპერკონტინენტი საბოლოოდ დაქუემადა. ამ დროიდან მოყოლებული ყველა საშრეთული კონტინენტური პლატფორმა ერთიმეორისგან განცალკევებულია და თითოეული მათგანი ავტონომიურად ვითარდება (რამდენადმე დაგვიანებით – გვიანცარცულ-პალეოგენის დასაწყისში, განსაკვეთდნენ აესტრალია და ანტარქტისი). ცარცული პერიოდის ზღვიურ ნალექებს, ღრმა ოკეანური ბურღვით მოპოვებული ფაქტობრივი მონაცემებით, სკმაოდ ფართო გავრცელება აქვს ყველა თანამედროვე ოკეანის საშრული აკვატორიების ფსკერის ფარგლებში: ბრაზილის, დასავლური და აღმოსავლური აფრიკის, მადაგასკარის, ინდოსტანის სანაპიროების გასწვრივ. რაც შეეხება თვით კონტინენტურ პლატფორმებს, იქ ნალექდაგროვება ცარცული პერიოდის განმავლობაში მეტწილად კონტინენტურ პირობებში მიმდინარეობდა, ძირითადად ბაქნების მეტნაკლებად დაძირულ უბნებში – ასეთებია საშრეთ ამერიკის ტერიტორიაზე ამაზონის, პარანას და პარანაბოს რაფები, დიდი არტეზიული ველი – აესტრალიის კონტინენტური პლატფორმის აღმოსავლურ ნაწილში, დეკანის – ინდოსტანის ნახევარკუნძულზე და სხვ. გვიან ცარცულში ზღვით დაიფარა ვრცელი ტერიტორიები აფრიკის კონტინენტზე. კონტინენტის ჩრდილოეთიდან ზღვამ ფართო სრუტის სახით გადაკვეთა საპარის ტერიტორია და გვიანის ყურემდე მიადწია. ამავე დროს ზღვით იყო დაფარული არაბეთის ნახევარკუნძულის უდიდესი ნაწილიც. ინდოსტანის კონტინენტურ მასივზე გვიან ცარცულსა და პალეოგენის დასაწყისში ადგილი ჰქონდა პლატობაზალტების ამოფრქვევას – დეკანის პლატოზე 500 ათასი კმ² ფართობზე 2000 მ-მდე სისქის პლატობაზალტები დაგროვდა. ტრაპული მაგმატიზმის გამოვლინებას ადგილი ჰქონდა აესტრალიის კონტინენტურ პლატფორმაზეც. კონტინენტის დასავლურ ნაწილში ეს პროცესი ჭერ კიდევ იურულში დაიწყო და შემდეგ ცარცულშიც გავრცელდა. ეფუზიური მაგმატური პროცესები ინტენსიური იყო საშრული ამერიკის კონტინენტურ პლატფორმაზეც. ნაპრაალური ვულკანური ამოფრქვევების შედეგად დაგროვილ პლატობაზალტებს უზარმაზარი ფართობები უკავია მდ. პარანას და ამაზონის აუზებში, სადაც ტრაპების საერთო სიმძლავრე 600-1800 მ-მდეა.

საგანგებოდ უნდა შევჩერდეთ ოროგენული სარტყელების ცარცული ნალექების დასასათებაზე. ყველგან აქ ცარცული პერიოდის განმავლობაში სელიმენტაციის სტრუქტურული ფონი კიდევ უფრო რთული იყო, ვიდრე ტრიასულსა და იურულში. კიმერიული ტექტონიკურ-მაგმატური ციკლის რამდენიმე ფაზისის (ძველი კიმერიული, ბათური, ანდური) გამოვლინების შედეგად ცარცული პერიოდის დასაწყისისათვის ნალექდაგროვების პირობები უარესად დიფერენცირებული იყო როგორც წინარი ოკეანის ოროგენის დასავლურ და აღმოსავლურ გეოსინკლინურ ოლქებში, ისე ხმელთაშუა ზღვის მოძრავ სარტყელში (მეზოტეთისში) – ოროგენის გასწვრივაც და მის გარდიგარდმოც (აფრიკა-არაბეთის კონტინენტის ჩრდილო კიდიდან ევრაზიის დიდი კონტინენტის საშრულ კიდემდე).

ხმელთაშუა ზღვის ოროგენის გასწვრივ – პიბრალტარიდან საშრეთ-აღმოსავლურ აზიამდე სამი გეოსინკლინური ოლქი გამოიყოფა: ა. ალპურ-ჰიმალაური, რომელიც მოიცავს ალპებს, ჩრდილო აფრიკას, მცირე აზიასა და ჰიმალაებს; ბ. ინდონეზიური (ინდონეზია, ბირმა და ფილიპინების ნაწილი); გ. საშრეთ-აღმოსავლური აზიის ოლქი (ტიბეტი, მალაკა, ინდოჩინეთი), რომელიც ცარცული პერიოდის დასაწყისისათვის უკვე დანაოკებულ-აზვევებულია და გვიან ცარცულში უკვე დენუდირებულია იმ დონემდე, რომ ეპიპლატფორმული ნალექდაგროვების არც წარმოადგენს.

ხმელთაშუა ზღვის ოროგენის დასავლურ (ალპურ) ნაწილში, ოროგენის გარდიგარდმოდ ცარცულში მკათიოდ გაიჩნევა ერთიმეორისგან განსხვავებული სამი სტრუქტურულ-ფაციესური ოლქი: ა. ოროგენის დერბული ნაწილის გასწვრივ ჩამოყალიბებულ გეოსინკლინურ რაფებში ნალექდაგროვება მიმდინარეობს ევგეოსინკლინების ნიშანდობლივი სელიმენტოლოგიური რეჟიმის პირობებში. გაშლილი, ღრმა აუზის ერთფეროვანი ნალექები დიდი (კლომეტრის რიგის) სისქისა და არაიშვიათად სკმაოდ მეტამორფიზებულიც. ევგეოსინკლინურია ცარცული ნალექების ბუნება ალპებში, დინარიდებში, ტავრის მთებისა და მცირე კავკასიონის სტრუქტურებში. დასავლურ ალპებში ცარცული სისტემა შეადგენს ე.წ. „პეწიანი ფიქლების“ (ფრანგების schistes lustrés) მძლავრი სერიის შოლოდ ერთ ნაწილს. ამ უნამარხო, სახეცვლილი ნალექების დიდი სისქის სერიაში, ალპების მკვლევართა ვარაუდით, ცარცულის გარდა წარმოდგენილი უნდა იყოს როგორც ტრი-

ასელი და იურული სისტემები (ცარკულის ქვეშ), ისე პალეოგენიც. შევიცარიის აღმებში ცარკული პერიოდის ევგეოსინკლინური ნალექები წარმოდგენილია კაჟიანი და ამონიტებიანი კირქვებით (ე.წ. „წითელი შრეები“). ამავე კირქვების ანალოგები ცნობილია ჩრდილო იტალიაშიც — ლომბარდსა და ვინენცაში. ჩრდილო ამინების აგებულებაში მნიშვნელოვანი როლი ეუკთენის თხაფიქლებს სერიას — ესაა ე.წ. „სკაგლიას თიხები“ (argille scagliose), რომლებიც რთულ ტექტონიკურ სტრუქტურებშია გაშიშვლებული და ამის გამო მათი ასაკის განსაზღვრა საკმაოდ ძეგლია. იშვიათი ნამარხების (ფორამინიფერები, კალიპონელები) შესწავლის შედეგად ნათელი გახდა, რომ „სკაგლიას თიხები“ შეიცავს ზედა იურას, ცარკს და, შესაძლოა, პალეოგენსაც. ეოცენურს აკუთვნებენ ნუშულიტური ფაუნის შემკველ, რამდენადაც ქვიშაანი თიხების წყებას — ე.წ. „ცისფერი სკაგლიას“ (scaglia cinerea), რომელიც ტირენული მთების კალთებზე ცარკული ასაკის „ქარდისფერი სკაგლიას“ (scaglia rosata) ქანებზეა განლაგებული.

აღმოსავლურ აღმებში (მთების ჩრდილო კალთებზე) ცარკული სისტემა მარჩხი ზღვის ნალექებით არის წარმოდგენილი — ე.წ. გოზაუს ფაციესის ქანებით. სანპრო ნალექების ეს კომპლექტი ზოგ უბანზე აგებულია ზოგენური (რიფული) კირქვებით, რომლებშიც მარჩხების გარდა სხვა საშრეთული ფაუნისტური ელემენტებიც არის უხვად წარმოდგენილი — რუდისტები, ინოკერამები, ამონიტები და სხვ. პალეონტოლოგიური მასალა მოწმობს, რომ გოზაუს ფაციესის ქანების კომპლექსში წარმოდგენილია ზედა ცარკის სართულები ტურონულიდან მაასტრიხტულამდე გოზაუს ფაციესის კირქვების გავრცელება საკმაოდ დიდია კერძოდ, ასეთი ბუნებისაა ცარკული კირქვები ბალკანეთის ჩრდილო-დასავლურ ტერიტორიაზე — კასტის კლასიკური, კარგად ცნობილი ფორმები სწორედ გოზაუს ფაციესის ცარკულ კირქვებზეა განვითარებული.

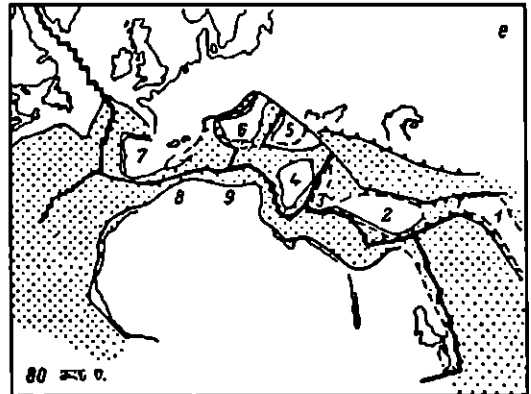
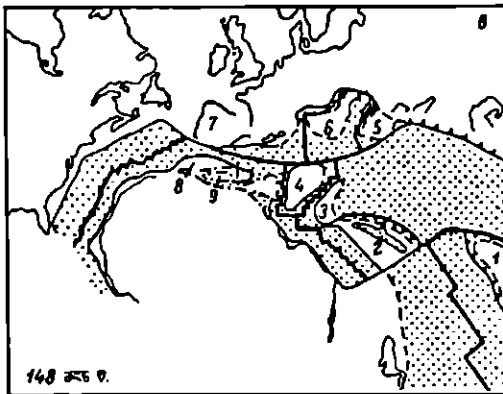
ბავარიაში, ქვემო ავსტრიის ტერიტორიაზე, აგრეთვე კარპატებში ცარკული სისტემის ქრილში უპირატესი როლი ეკუთვნის მერგელებისა და ქვიშაქვების ფიქლებრივ წყებებს, რომლებიც ადვილად იმეწყება. შევიცარიაში ამგვარ ნალექებს ფლიშს უწოდებენ. ფლიში (Flysch) შევიცარიული დიალექტია გერმანული სიტყვისა Flissen, რაც ღინებას ნიშნავს. ფლიშის სახელი გეოლოგიურ ლიტერატურაში ახლა უკვე გარკვეული შინაარსის ცნებად არის დამკვიდრებული და აღნიშნავს დანალექი ტერიგენული ქანების გარკვეულ გენეტიკურ სისტემას, რომლის დაგროვებაც ზღვის ფსკერზე სუსპენზური (მღვრივ) ღვარების წარმოქმნასთანაა დაკავშირებული. ფლიშური ნალექების მძლავრი წყებები აგებულია კონგლომერატების, ქვიშაქვების, ალევროლითების, თიხების, მერგლოვანი ფიქლებისა და კლასტური კირქვების შრენარის რიტმული მორიგეობით. ამას გარდა, ფლიშური ნალექებისთვის ნიშანდობლივია ოლოსტოლიტების ჩანართები, ივროგლითები შრეებრივობის ზედაპირზე; მაკროფაუნა ფლიშურ ნალექებში უაღრესად მწირია და მეტწილად მხოლოდ მიკროფორამინიფერებისა და ნანაპლანქტონის კომპლექსების საფუძველზე ხერხდება დიდი სისქის ფლიშური წყებების ზუსტი დათარიღება და არაიშვიათად ედტალური სტრატეგრაფიული დანაწილებაც. ფლიშით არის წარმოდგენილი ცარკული სისტემა კარპატებში. კავკასიაში (კავკასიონის გეოსინკლინურ აუზში) ფლიშური ნალექდაგროვება გვიანი იურულიდან იწყება. აქვე ფლიშით არის წარმოდგენილი მთელი ცარკული სისტემა.

ცარკული სისტემის გეოსინკლინური ფაციესები ცნობილია პირენეის ნახევარკუნძულზეც. აქ, სუბბეტურ გეოსინკლინურ რაფში (მეზეტისა და ბეტურ პერკინულ მასივებს შორის) ზედა იურის ღრმა ზღვის ნალექებს თანხმობით აგრძელებს ცარკული ასაკის ამონიტებიანი ღრმა ზღვის მერგელები. ასეთივე ბუნებისაა ცარკული ნალექები ჩრდილო აფრიკაში — ატლასის მთების ჩრდილო ზოლში. აქ ცარკული სისტემა წარმოდგენილია ინტენსიურად დანაოქებელი, ღრმა ზღვის მერგელოვანი კირქვებით, რომლებიც ამონიტური ფაუნით არის დათარიღებული. საშრეთის მიმართულეობით თანდათან იცვლება ფაციესები — იგრანობა აფრიკის კონტინენტის ზედაელენის გაძლიერება. საპარის ატლასისა და შუა პლატოების ზონაში ცარკული ნალექები დანაოქებული არის, მაგრამ ფაციესები აშკარად სანაპიროა და წარმოდგენილია ურკონული კირქვებით, ოსტრეებიანი შრეებით, არაიშვიათად თაბაშირიანი შუაშრეებიც გამოერყევა. კიდევ უფრო საშრეთით ცარკული სისტემის

¹ კალიპონელების გვარი (Calpionella) ერთჯერადანთა (Protozoa) ტაქსის ერთ-ერთ კლასში — Ciliophora-ში (წაშფამბიანნი) შემავალი გვიანიურულ-ცარკული ტაქსონია.

ქრილში ხარვეზები იჩენს თავს — ქრილი იწყება ტრანსგრესიული ალბურით, რომელიც უშუალოდ არის განლაგებული ძველი კონტინენტური მასივის დეკონურ ნალექებზე. ზევით, აღმაჯალ ქრილში მოდის სენომანურისა და ტურონულის სანაპირო ფაციესები, ბოლოს კი სენონური ასაკის ნუბის ქვიშაქვები, რომელთაც დიდი გავრცელება აქვთ მთელ ჩრდილო აფრიკაში მაროკოდან მეწაბულ ზღვამდე ნუბის ქვიშაქვების დიდი სისქის კონტინენტური წყების მხოლოდ ზედა ნაწილი მიეკუთვნება ცარცულს. როგორც ვარაუდობენ, დანარჩენი ნაწილი უნდა შეიცავდეს არამხოლოდ იურულსა და ტრასულს, არამედ ზედა პალეოზოურსაც. ასეთია ხმელთაშუა ზღვის ოროგენის ერთი ნაწილის — დასავლური სეგმენტის, ცარცული ნალექების ფაციესების მრავალფეროვნების მხოლოდ ზოგადი სქემა. ფაციესების განაწილების სურათი სურათი ბევრად უფრო რთულია მთლიანად ოროგენული სარტყლის ფარგლებში. ფაციესების პირველადი დიფერენციაციის ერთ-ერთი მიზეზი — ევგეოსინკლინური და მიოგეოსინკლინური აუზების არსებობა, ცხადია, თვალსაჩინოა არამხოლოდ ალპურ ოლქში, არამედ აღმოსავლეთითაც. ევგეოსინკლინურია ფაციესები თვით ალპებში, დინარიდებში, პონტურ მთებში, მცირე კავკასიონში. მიოგეოსინკლინური სედიმენტაცია ცარცულში აღინიშნება: ჩრდილოეთით პირენეებსა და ჩრდილო ალპებში, კარპატებში, მთიან ყირიმში, კავკასიონსა და კოპეტდაღში; სამხრეთით — ჩრდილო ატლასში, ანდალუზიის მთებში, სამხრულ ალპებში, ადრიატიკის აღმოსავლურ სანაპირო ზოლში, ტერის მთების ჩრდილო კალთებზე, ზაგროსში და ა.შ.

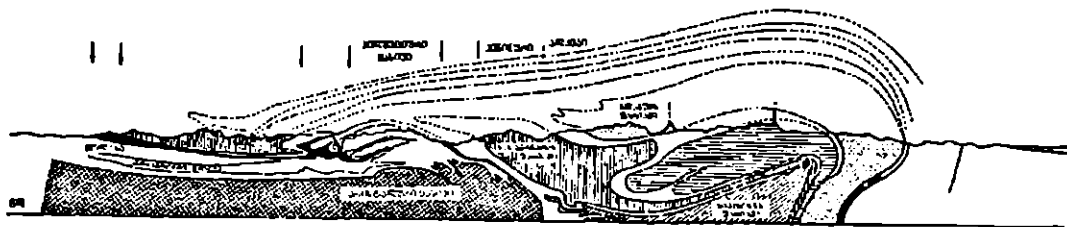
კიდევ უფრო ართულვებს ცარცული პერიოდის ფაციესების განაწილების სურათს ხმელთაშუა ზღვის (მეზოტეთისის) ვრცელი ოროგენის ფარგლებში მოქცეული არაერთი ძველი მასივი (მიკროკონტინენტი), რომელიც დროგამოშვებით თუ გაშიშვლებული იყო და დენუდაციის არც წარმადგენდა, დროის რაღაც ინტერვალში დაფარული იყო მარჩხი ზღვით და მასივზე ნერიტული ფაციესის წყებები გროვდებოდა. მათგან შეიძლება ზოგი მინც დაეასახელოთ: მეზეტის, კატალონიის, ბეტური, როდოპის, სერბია-მაკედონიის, ანატოლიის, ამიერკავკასიის, ირანის, ავღანეთის და სხვ. (სურ. 124).



სურ. 124. მიკროკონტინენტები ტეთისის დასავლური და ცენტრალური სეგმენტის ფარგლებში (ა მონილიდან, 1977)

- ა — გვიან იურულში; ბ — გვიან ცარცულში. მიკროკონტინენტები
 1 — ირანის; 2 — თურქეთის; 3 — როდოპის; 4 — ანატოლიის; 5 — მოეზიის;
 6 — კარინთული; 7 — იბერიული; 8 — მაროკოს; 9 — ორანის; დაწერტილილი
 ზღვების აკვატორია; მსხვილი ხაზები — რღვევები;
 დაკბილული ხაზები — ბენიოვის ზონები.

დაბოლოს, მრავალფეროვანი ფაქტების თავდაპირველი რთული, მაგრამ კანონზომიერი სურათი უპარესად ძნელად გასაშიფრი გახდა ცარცისშემდგომი ოროგენეზული პროცესების შედეგად, რომელთაც ხმელთაშუა ზღვის ოროგენულ სარტყელში მეზოზოური ნალექების ინტენსიური დანაოქება, ზოგ რეგიონში კი მასების მნიშვნელოვანი მასშტაბების პორიზონტული გადაადგილება (შარიაეების ფორმირება) გამოიწვიეს. შარიაეების განვითარების კლასიკურ მხარედ (სანიმუშო მაგალითად) მიჩნეულია ალპები. პირველად შეიქცა ალპების კვლევისას აღწერილ იქნა ე.წ. გლარუსის შეცოცება, რომლის გასწვრივაც ძველი ხროვანების ქანები ზეწარით არის გადაფარებული მათზე ახალგაზრდა (ეოცენურ) წყებზე. რამდენაღმე მოგვიანებით ალპებში დადგენილი იქნა რამდენიმე, ერთიმეორეზე განლაგებული შარიაეული სტრუქტურა. შარიაეები ცნობილია არამარტო ალპებში. ამჟამად პორიზონტულად დიდ მანძილზე მასების გადაადგილების მოვლენა დადგენილია შოტლანდიის შოთანეთში, სამხრულ აპალაჩებში, კლდოვანი მთების ჩრდილო ნაწილში. მონტანისა და ალბერტის შტატების ტერიტორიაზე პრეკამბრიული და პალეოზოური კომპლექსები გადაადგილებულია აღმოსავლეთისაკენ და ფარავენ ცარცული ასაკის თიხაფიქლებს. ამასთან შეცოცების აღმოსავლურ ნაწილში შეცოცების სიბრტყე თითქმის პორიზონტულია. შარიაეების არსებობის შესახებ კავკასიონის სტრუქტურაში პირველი ცნობები ე. რ ე ნ გ ა რ ტ ე ნ მ ა გამოაქვეყნა გასული საუკუნის 30-იან წლებში.



სურ. 125. ალპების აგებულების სქემა (დასავლური შეიქცაის ალპების, გარდიგარდმო ჭრილი, რომელზეც კარგად ჩანს რამდენიმე შარიაეის განლაგების სურათი (მ. ეინიულან, 1952; ვ. არვანის მიხედვით).

ძველი კიბერული (ინდოსინური) ოროგენეზული პროცესების გამოვლინების დროიდან (გვიანი ტრიასულიდან) მოყოლებული სულ უფრო და უფრო დიფერენცირებული ხდება (ცარცული პერიოდის განმავლობაში და შემდგომაც) გეოლოგიური ევოლუცია იმ ერცელი ოროგენისა, რომელიც წყნარი ოკეანისა და მისი მომიჯნავე კონტინენტების (ავსტრალიის, აზიის, ორივე ამერიკის) გასწვრივ იყო გადაჭიმული და რამდენიმე გეოსინკლინურ ოლქს მოიცავდა. გავიხსენოთ, რომ თითოეული ოლქის განვითარება მეზოზოური ერის დასაწყისიდანვე სხვა დანარჩენებისგან განსხვავებულად მიმდინარეობდა. ზოგი მათგანი ტრიასული პერიოდის დასასრულისათვის დაიხურა ინდოსინური (ადრეკიბერიული) ოროფაზისის გამოვლინების შედეგად. ამ ტექტონიკურ მოძრაობასთან იყო დაკავშირებული დასავლური წყნარი ოკეანის ოროგენის სამხრეთ ნაწილში არსებული გეოსინკლინური ოლქის დანაოქება-აზვევა და მთებდა ჩამოყალიბება. ამის თაობაზე ჩვენ უკვე ვისაუბრეთ იერული სისტემის ნალექების დასაძაოებისადმი მიძღენილ ნაკვეთში. ინდოსინური ტექტონიკური მოძრაობის გამოვლინება ჩანს ჩრდილოეთითაც ჩუკოტკა-ვერხიანსკის გეოსინკლინურ ოლქში, თუმცა ამ ოლქის საბოლოო დანაოქება-აზვევა და მთებდა

გადაქცევა გაცილებით გვიან მოხდა მართალია, კიდევ უფრო ძლიერი იყო ნეეადური (ტეტონურისწინა) ტექტონიკური პროცესები, მაგრამ საბოლოო დანაოქებისა და მთებად გადაქცევის პროცესი მთელი ცარცული პერიოდის განმავლობაში მიმდინარეობდა ადრეცარცულ ეპოქაში ჩუკოტკა-ეერხოიანსკის გეოსინკლინურ ოლქში ძლიერია მეტამორფიზმის პროცესები და ინტრუზიული მაგმატიზმის გამოვლინება ამავე დროს იწყება ვულკანური პროცესების გააქტიურებაც, რაც კაინოზოურშიც გაგრძელდა ჩუკოტკა-ეერხოიანსკის გეოსინკლინური ოლქის სტაბილურ გეოტექტონიკურ სტრუქტურად ჩამოყალიბების ხანგრძლივი პროცესი საბოლოოდ მხოლოდ კაინოზოურის დასაწყისში დასრულდა.

აღმოსავლური წყნარი ოკეანის ჩრდილო ნაწილში ცარცული პერიოდის განმავლობაში კალიფორნიის ევგეოსინკლინურ რაფში გროვდება დიდი სისქის სერია – გრაუვაკული ქვიშაქვები, თიხათქვლები, გაქაფებული ქანები, ლაუური განფენები – ესაა ეწ. ფრანკისკანული სერია. რაც შეეხება კლდოვანი მთების გეოანტიკლინურ ზონას, რომელმაც აზვეება იურული პერიოდის ბოლოს, ნეეადური ფაზისის გამოვლინების პროცესში განიცადა, ცარცულის განმავლობაში იქ ნალექდაგროვების კონტინენტური რეჟიმი მათათშუა და მთისწინა რაფებში მიმდინარეობს დიდი სისქის კონტინენტური, არაიშვითად ნახშირბადი წყებების დაგროვება. ბრიტანეთის კოლუმბიის ტერიტორიაზე ცარცული ასაკის კონტინენტური ქვიშაქვებისა და კონგლომერატების მძლავრი სერიის სისქე 10000 მ-ს აღემატება. ცარცული პერიოდის ბოლოს ძლიერი ოროგენეტული პროცესების (ეწ. ლარამული ფაზისი) შედეგად ჩრდილო ამერიკის კორდილიერებმა საბოლოო დანაოქება-აზვეება განიცადეს და დენუდაციის არედ გადაიქნენ. ამიერიდან ნალექდაგროვება მიმდინარეობს მათათშუა რაფებსა და ახალგაზრდა მთებიდან აღმოსავლეთით, ჩრდილო ამერიკის კონტინენტური პლატფორმის მიჯნაზე ჩამოყალიბებულ, მერიდიანულ მთისწინა რაფში.

საკმაოდ ძლიერი იყო ტექტონიკური პროცესები ცარცული პერიოდის განმავლობაში ანდების გეოსინკლინური ოლქის ფარგლებშიც, თუმცა ანდების საბოლოო დანაოქება-აზვეება და მთებად გადაქცევა უფრო გვიან – კაინოზოურში მოხდა.

კიმერიული (მეზოზოური) ტექტონიკურ-მაგმატური ციკლი

კიმერიული ტექტონიკურ-მაგმატური ეპოქა გვიან ტრიალში (ნორიულ საუკუნეში) დაიწყო, დაახლოებით 40-50 მლნ წლის ხანგრძლივობის გარკვეული (შედარებით) სიმშვიდის შემდეგ, რაც პერიული ოროგენეზის ერთ-ერთი ბოლო (პოსტტემური) მოძრაობის (პეალური ფაზისი) მიწვდების დროიდან თითქმის მთელი ტრიალური პერიოდის განმავლობაში გაგრძელდა. ტრიალური ფაზის მიჯნაზე დაწყებული ტექტონიკურ-მაგმატური ეპოქა, რომელსაც კიმერიული¹ (სხვაგვარად მეზოზოური) უწოდეს, დაახლოებით 100 მლნ წლის განმავლობაში რამდენიმე ინტენსიური ოროგენეტული ფაზისითა და სინოროგენეტული ინტრუზიული და ეფუზიური მაგმატური პროცესების ძლიერი გააქტიურებით გამოვლინდა. მეზოზოური ტექტონიკურ-მაგმატური ციკლის პირველი ძლიერი ოროფაზისი, რომლის თაობაზეც ჩვენ უკვე გვექონდა საუბარი ტრიალური და იურული ნალექების დახასიათებისას, ტრიალური პერიოდის ბოლოს – გვიან ნორიულში გამოვლინდა. ესაა ეწ. ძველი კიმერიული ფაზისი, რომელმაც მნიშვნელოვანი სტრუქტურული და პალეოგეოგრაფიული ცვლილებები გამოიწვია არა მარტო ოროგენული სარტყლების რამდენიმე სეგმენტის ფარგლებში, არამედ იმ რეგიონებშიც, რომლებიც პალეოზოურის დასასრულისთვის რამდენიმე ტექტონიკურ-მაგმატური ციკლის (ბაიკალური, კალედონიური, პერიკინული) გამოვლინების შედეგად ეპიპალეოზოურ პლატფორმებად (კვაზიპლატფორმებად) გადაიქნენ და კონტინენტების უძველეს ბირთვებს მიუერთდნენ. ზოგი ასეთი კვაზიპლატფორმის აგებულებაში კიმერიული ტექტონიკური პროცესების დასაწყისიდანვე გრაბენის ტიპის სტრუქტურები წარმოიქმნა, რასაც თან სდევდა მაგმატური პროცესების გააქტიურებაც და ამავე დროს დიდი სისქის ნალექების

¹ კიმერიული ერთ-ერთი უძველესი ტომის წარმომადგენლები იყვნენ, რომლებიც ჩრდილო-აღმოსავლური შვიზღვისპირეთის ტერიტორიაზე იყვნენ დასახლებულნი. კიმერიულს უწოდებენ აგრეთვე პალეოტურ მთებს, რომლებიც, გეოლოგების ვარაუდით, მეზოზოურში აღმოსავლური ყარაქუმისა და იმერკავკასიის ტერიტორიაზე იყო აღმართული.

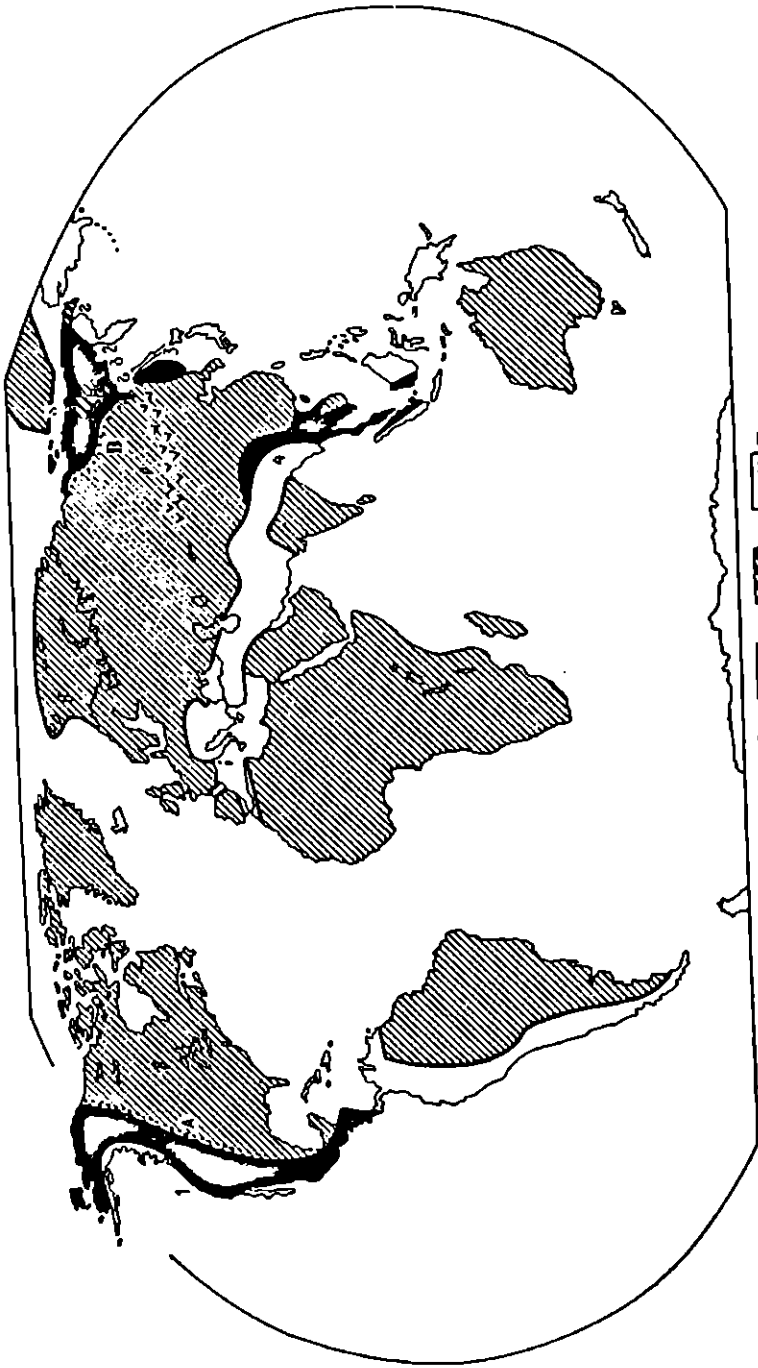
დაგროვება. ამგვარი პროცესები მნიშვნელოვანი სიძლიერით განვითარდა შუა აზიის, სამხრული ციმბირის, აღმოსავლური ევროპის ეპიპლეოზოური (ეპიპერცინული) კვაზიპლატფორმების ფარგლებში. რაც შეეხება ოროგენული სარტყლების გეოლოგიური განვითარების მიმდინარეობისათვის ძველი კიმერიული (ინდოსინიური) ფაზის მნიშვნელობას, მის შედეგებს, ამის თაობაზე ჩვენ უკვე ვისაუბრეთ ტრიასული და იურული სისტემებისადმი მიძღვნილ ნაკვეთებში.

ადრეკიმერიული, ანუ ინდოსინური ფაზის შემდეგ იურულ პერიოდში კიდევ რამდენიმე შედარებით სუსტი ოროფაზის გამოვლინება აღინიშნება, მაგრამ ლოკალურად – მხოლოდ ზოგი გეოსინკლინური ოლქის ფარგლებში, სელიმენტაციურ რეჟიმა და სტრუქტურულ ქარგაში მომხდარი ცვლილებების სახით. ერთი მათგანი ადრე იურულის ბოლოს გამოვლინდა (დონეცური ფაზისი), ხოლო მეორე, შუა იურულის დასასრულს (ბათური ფაზისი). ძლიერი ოროგენეტული პროცესები და მათთან დაკავშირებული მაგმატური აქტივობა იურული პერიოდის ბოლოს აღინიშნება. ესაა ამერიკელების ნეეადური ფაზისი, ან იგივე ანდური, სხვაგვარად – ტიტონურისწინა ფაზისი, როგორც მას ძველი ქვეყნის გეოლოგები უწოდებენ. გეოლოგიურ ლიტერატურაში ანდურ ფაზისს ახალ კიმერიულ ფაზისადაც მოიხსენიებენ ზოგჯერ. განსაკუთრებით ძლიერი იყო ტექტონიკური მოძრაობები ჩრდილო ამერიკის დასავლურ ნაწილში – ჩრდილო ამერიკის კორდილიერების გასწვრივ ალასკიდან მექსიკის ყურეებზე (კლდოვანი მთებისა და წყნარი ოკეანის ვიწრო სანაპირო ზოლის გამოკლებით). ნეეადურ დანაოქებას თან სდევდა გრანოდიორიტული და ჰიპერბაზიტური ინტრუზივების წარმოქმნის პროცესებიც. ამავე ფაზისს უკავშირდება ანტარქტიდის ნახევარკუნძულის გეოსინკლინური როფის დახურვა და ახალი ზელანდიის სამხრული ნაწილის დანაოქება-აზეება. ნაოქა სტრუქტურები გვიანი იურულის ბოლოს ჩამოყალიბდა ანდებშიც, აგრეთვე პამირის, კოპეტდაღის, კაკასიისა და ყირიმის როფებშიც, მაგრამ მათაა წარმოშობის საბოლოო პროცესები ყველგან აქ დაკავშირებულია უფრო გვიან ფაზისებთან, რომელთაც გვიანიურული სტრუქტურების საფუძვლიანი გადაშეშეება გამოიწვიეს.

მნიშვნელოვანი იყო ტიტონურისწინა მოძრაობები ჩუკოტკა-ევროზოიანსკის გეოსინკლინურ ოლქშიც, ისევე როგორც გრანიტოიდული ინტრუზიული მაგმატიზმის პროცესები. თუმცა, ამ ოლქის დანაოქება-აზეება (დახურვა) უფრო გვიან მოხდა – ადრეკარცულ ეპოქაში, ე.წ. კოლიმის ოროგენეტული ფაზისის გამოვლინების პროცესში (ვალანკინურ-აპტური საუქუნეების ინტერვალში). მომდევნო ტექტონიკური მოძრაობები, რომლებიც ავსტრიულ ფაზისთან იყო დაკავშირებული, ალბ-სენომანურის მიჯნაზე გამოვლინდა და ძირითადად ეარკის ჰრილში რეგრესიული ნაღვეების გამოჩენითა და სტრუქტურული უთანხმოებებით ხდება შესაძნევი. სავარაუდოდ, ამავე ფაზისს უკავშირებენ ჩრდილო-აღმოსავლური ინდოეთისა და კამის ნახევარკუნძულის წარმოქმნის საწყის ეტაპს რამდენიმე უფრო ძლიერი იყო ზოგ რეგიონში მომდევნო (სანტონური) – სუბჰერცინული ფაზისი, რომელმაც ალპებში, კაკასიაში, კლდოვან მთებში და ზოგ სხვა რეგიონში კუთხური უთანხმოებები წარმოშვა ამავე მოძრაობების სინქრონულა ზოგი გრანიტოიდული ინტრუზივის შემოქრის პროცესი ანდებში, ცენტრალურ ამერიკაში და სხვ.

განსაკუთრებით ძლიერი იყო მეზოზოური ტექტონიკურ-მაგმატური ციკლის ბოლო – ლარამული ფაზისი. სწორედ მასთან არის დაკავშირებული ჩრდილო ამერიკის კორდილიერების დანაოქებები მათაა სისტემატად ჩამოყალიბების პროცესი. დანაოქება-აზეებას თან ახლდა გრანიტოიდული ბათოლიტების ინტრუზიის მასშტაბური პროცესები ალასკიდან კალიფორნიამდე გადაჭიმული ზონის ფარგლებში.

ამრიგად, მეზოზოური ერის დასასრულისთვის დედამიწის ქერქის სტრუქტურამ საგრძნობი ცვლილებები განიცადა. ზოგი გეოსინკლინური ოლქი საბოლოოდ დაიხურა (მაგ.: ჩუკოტკა-ევროზოიანსკისა ჩრდილო-აღმოსავლური აზიის ტერიტორიაზე და სხვ.). ბევრი მათგანის ზომები კი მნიშვნელოვნად შემცირდა. მაგალითისთვის შეიძლება დაეასახელოთ კორდილიერებისა და ხმელთაშუა ზღვის გეოსინკლინური ოლქები; კანოზოური ერის დასაწყისისთვის ჩუკოტკა-ევროზოიანსკის მხარის გარდა, მთიან რეგიონებს წარმოადგენდნენ შორეული აღმოსავლეთის ოლქი, აღმოსავლური ჩინეთი, ინდოჩინეთი და სხვ. (იხ. სურ. 126).



სურ. 126. კიბრიული (მეზობური) ორიგენების პროცესში დანაკლებულ-აგვიბული სტრუქტურების (კიბრიდების) თანამდროვე გეოგრაფია (ვ. გიორგიანი, მიხედვით, 1979)

I - მეზობურში დანაკლებული ოლქები; 1 - კონდილიფორები; 2 - ჩუკოტა-ვენეზიანის; 3 - შირაქული აღმოსავლეთის; 4 - ინდონეზიის II - მეზობურადგული კონსოლიდაციის ოლქები III - მოიქმნა რიგები: A - კონდილიფორების; B - ვენეზიანისკენა მთაწარა მსივები (სეარაფლოდ, ბაიკალური); ა - ობოტის; ბ - ჩუკოტა-ოუკონის V - მონოლოფო-ობოტის გეოგრაფიული ატრიბუციის სარტყელი

კომერციული ტექტონიკურ-მაგმატური ციკლის ბოლო – ლარაშელმა, ოროფანისმა დაასრულა დედამიწის ქერქის ევოლუციის თითქმის ნახევარი მილიარდი წლის ხანგრძლივობის კიდევ ერთი მნიშვნელოვანი ეტაპი. ამ დროის განმავლობაში საფუძვლიანად შეიცვალა პრეკამბრიულისაგან ფანეროზოული ეონისთვის მემკვიდრეობად დატოვებული სტრუქტურული ჭარბა ჩენი პლანეტის ქვიერი სამოსისა. ამ სტრუქტურულ ცვლილებებში უმნიშვნელოვანესი როლი შეასრულა ორი ძლიერი ტექტონიკურ-მაგმატური ციკლის ოროგენეტულმა პროცესებმა და მაგმატურმა აქტივობამ, რომელთაგან ერთი ადრეპალეოზოურში (კალედონიური), მეორე – გვიანპალეოზოურში (პერკინული) გამოვლინდა. ამ ორი ციკლის შედეგებიდან, პირველი რიგში, აღსანიშნავია: ა. ძველი კონტინენტური მასივების სტრუქტურაში ახლადწარმოშობილი მთების (კალედონიდებისა და პერკინიდების) მოქცევა და ამ გზით კონტინენტური პლატფორმების ფართობის გაზრდა, და ბ. ზოგი გეოსინკლინური ოლქის (ჩრდილო-ატლანტური, რენო-პერკინული, ურალ-მონღოლეთის) საბოლოოდ დახურვა (დანაკლება-აწვეება) და შედეგად ჩრდილოეთის რამდენიმე კონტინენტური პლატფორმის ერთ სუპერკონტინენტად (ლაურაზია) გაერთიანება. მეზოზოურის დასაწყისისათვის ეს უაღრესად აქტიური პროცესები, ფაქტიურად, ჩამქსნალია. თვით მეზოზოური ერა კი ჩენი პლანეტის გეოლოგიური ისტორიის მსვლელობაში შედარებითი სიმშვიდით გამოირჩევა. ყოველ შემთხვევაში, ასეთად იყო აღიარებული მეზოზოური გასული საუკუნის 60-იან წლებამდე, რადგანაც, როგორც კომერციული ტექტონიკურ-მაგმატური ციკლის შედეგების გაცნობამ დაგვარწმუნა, კონკრეტულად მეზოზოურ ოროგენეზის ისეთი მასშტაბური ცვლილებები არ გამოუწვევია, როგორც კალედონიურმა და პერკინულმა ტექტონიკურმა მოძრაობებმა გამოიწვიეს.

მე-20 საუკუნის უკანასკნელი თოწლულების გამოკვლევებმა ნათელყო, რომ დედამიწის ქერქის სტრუქტურასა და პალეოგეოგრაფიაში მეზოზოური ერის განმავლობაში მომხდარი ცვლილებები, გარკვეული თვალსაზრისით, უთუოდ, უფრო საინტერესოა და მნიშვნელოვანიც. „გლომარ ჩელენჯერის“ მიერ განხორციელებული ღრმა ოკეანური ბურღვით მოპოვებულმა სენსაციურმა მასალებმა, პალეომაგნიტური კვლევების შედეგებმა, მეზოზოური ნალექების გავრცელებისა და ფაქციების დეტალური კვლევის უახლესმა მონაცემებმა, საფუძვლიანად შეარყიეს მეცნიერთა რწმენა მეზოზოური ერის სიმშვიდის შესახებ. ცხადი გახდა, რომ, მართალია, მეზოზოურ ერაში რამდენადმე გაიზარდა ძველი კონტინენტების ფართობი კომერციული მთებით, მაგრამ იმედროულად თანდათან ფართოვდებოდა ადრე მეზოზოურში ჩასახული ახალი ოკეანეების ფსკერის ფართობი და აკვატორიები.

ისე რომ, თუკი პალეოზოურის ძველი კონტინენტების ერთ სუპერკონტინენტად გაერთიანების ერას ეუწოდებთ, მეზოზოური შეიძლება მოვისხნით როგორც პალეოზოური სუპერკონტინენტის დესტრუქციისა და ახალი ოკეანეების ჩასახვისა და გაფართოვების ერა.

მაგმატიზმი. როგორც ინტრუზიული, ისე ეფუზიური მაგმატიზმის გააქტიურება ცარცული პერიოდის განმავლობაში ყოველთვის თან სდევდა ოროგენეტული ფაზისების გამოვლინებას. ევგოსინკლინებთან დაკავშირებული მაგმატიზმის მასშტაბური გამოვლინებების თაობაზე ჩვენ უკვე ვისაუბრეთ გზადაგზა, ცარცული ნალექების დასაბათების კვალად. იქვე საკმაოდ ინტენსიური იყო, ბუნებრივია, ვულკანური ამოფრქვევები, რომელთა პიროკლასტიკა ლავურ განფენებთან ერთად დიდი სისქის ვულკანოგენური და ვულკანოგენურ-დანალექი წყებების სახით გროვდებოდა როგორც წყნარი ოკეანის, ისე მეზოკეთისის ოროგენის ევგოსინკლინურ რაფებში. განსაკუთრებულ ინტერესს იმსახურებს ის ფაქტი, რომ ვულკანური ამოფრქვევები ცარცული პერიოდის განმავლობაში საკმაოდ ძლიერია ზოგი ძველი კონტინენტური მასივის ფარგლებშიც. მაგალითისათვის შეიძლება გავიხსენოთ 2000 მ-მდე სიმაღლის გვიანცარცული ტრაპები ინდოტანის კონტინენტურ მასივზე (ე.წ. დეკანის პლატობაზალტები).

ჰავა. გვიან იურულში დაწყებული ჰაეის არიდზაცია ადრე ცარცულშიც გაგრძელდა. ამ დროს ჰავა შშრალია, მაგრამ ტემპერატურული მაჩვენებლები უფრო დაბალია. აცივება, რომელიც ოქსფორდული საუკუნის დათბობას მოჰყვა კომერციულ და ტიტონურ საუკუნეებში, ადრეცარცულ ეპოქაშიც გაგრძელდა. ნეოკომურ საუკუნეში ტემპერატურამ მინიმალურ მაჩვენებელს მიაღწია ალბურ საუკუნეში კვლავ იწყება დათბობა, თუმცა სენომანურის დასაწყისში ისევ აცივებაა. სანტონუ-

რში ტემპერატურის მაქსიმუმია, კამბანურ და მასსტრიხულ საუკუნეებში კი კლიმატი ცივია. პალეო-ბიოგეოგრაფიული თვალსაზრისით უაღრესად საინტერესო და ყურადსაღებია ის ფაქტი, რომ ტემპერატურის რყევის ამპლიტუდა საკმაოდ დიდია: დათბობის ხანაში ტემპერატურის მაქსიმუმში 26 – 32°C-ს აღწევდა. აციებისას კი 14 – 18°C-მდე ეცემოდა. ცარსული პერიოდი აციებით დასრულდა. პალეოგენის დასაწყისიდან კვლავ იწყება დათბობა. ტემპერატურული მანევრებლების მაქსიმალური დონე პალეოცენური ეპოქის ბოლოს აღინიშნება. შემდეგ იწყება აციება, რაც ეოცენის, ოლიგოცენის და ნეოგენის განმავლობაში გრძელდება. აციების მაქსიმალურმა პირობებმა მეთოხეულის დასაწყისში პლეისტოცენის გამყინვარებისთვის ხელსაყრელი კლიმატური გარემო დამკვიდრა დედამიწაზე.

ბუნებრივია, აციება-დათბობის მონაცვლეობა ცარსული პერიოდის განმავლობაში ასახავს ჰაოვებდა კლიმატური ზონების საზღვრების პლანეტარულ სურათზეც. ცარსული პერიოდის განმავლობაში მკაფიოდ გაირჩევა სამი კლიმატური ზონა: 1. არიდული (ეკვატორული) ზონა; 2. მისგან ჩრდილოეთით – ჰუმიდური ზონა, რომლის არსებობის უტყუარი ინდიკატორებია ნალექებში სიცივესთან შეფუთული მცენარეულობის ნაშთების სიმრავლე და ქვანახშირის არაერთი საბადო როგორც ჩრდილო ამერიკის ტერიტორიაზე, ისე ევრაზიის კონტინენტის ბევრი რეგიონის ცარსულში შიბებრგენიდან ჩრდილო ჩინეთამდე. პალეოკლიმატოლოგიური კვლევების მონაცემებით, ჩრდილოური ჰუმიდური ზონის და ეკვატორული ზონის საზღვარი შუაზე (გარდიგარდმოდ) ჰყოფდა აპალაჩებს, აქედან აღმოსავლეთით მიემართებოდა ჰიმალაურამდე, შემდეგ კი კვიპროსიდან ჩრდილოეთით, არალის ზღვასა და ბალხაშის ტბაზე გადადიოდა აქედან კი ჩინეთის ტერიტორიაზე გავლით მდ. იანძის შესართავამდე აღწევდა; 3. სამხრეთის ჰუმიდური ზონის ფარგლებში იყო მოქცეული სამხრეთ ამერიკის და აფრიკის კონტინენტის საკმაოდ მნიშვნელოვანი ტერიტორიები. ანტარქტიდა მდებარეობდა სამხრეთის ცივი ჰავის ზონაში, როგორც ამას მოწმობს ანტარქტიდის ცარსულ ნალექებში მიკვლეული სიცივეს შეფუთული ენდემური ფაუნის ნაშთები.

გვიან ცარსულში დედამიწაზე ჰავა უფრო ნესტიანია, რაც დაკავშირებული უნდა იყოს სენომანურ საუკუნეში დაწყებულ მასშტაბურ ტრანსგრესიასთან. მკვლევართა გამოანგარიშებით, საშუალო წლიური ტემპერატურა ზომიერ განედებში შუა სენონური დათბობის განმავლობაში მთელი 10°-ით აღემატებოდა თანამედროვე საშუალო წლიურ ტემპერატურას.¹ ამავე დროს მნიშვნელოვნად გაფართოვდა ეკვატორული ჰუმიდური ზონა დასავლურ ნაწილში. ერთ-ერთი მნიშვნელოვანი ინდიკატორი, რაც ამგვარი დასკვნის გაკეთების საფუძველს შეადგენს, არის საწერი ცარსის წარმოშობა ამ ზონის ფარგლებში. ცივ წყლებში კი ამ დროს თიხები, გლავკონიტით გამდიდრებული ქვიშაქვები და ოპოკები გროვდება. ვარაუდობენ, რომ არქტოკამიცი კი ჰავა შეუღარებლად უფრო ცივი იყო, ვიდრე ამჟამად არის. კლიმატური პირობების მკვეთრი ცვალებადობა, რომლის თაობაზეც ზემოთ ვისაუბრეთ, ისევე როგორც გლობალური მასშტაბის რეგრესიებისა და ტრანსგრესიების მონაცვლეობა ცარსული პერიოდის განმავლობაში, რა თქმა უნდა, პალეოეკოლოგიაშიც ჰაოვებდა ასახავს პლანეტარული მასშტაბით მოპოვებული ფაქტობრივი (დოკუმენტური) მასალის ანალიზის საფუძველზე დღემდე, რომ ცარსული პერიოდის განმავლობაში რამდენჯერმე აღინიშნება საცხოვრებელი გარემოს აბიოტური ფაქტორების – წყლის დონის, ტემპერატურის, მარილიანობის, წყლის ფენაში თავისუფალი ენგბადის რაოდენობის და ა.შ., მკვეთრი რყევით გამოწვეული ცვლილებები ორგანული სამყაროს ტაქსონომიურ დიფერენციაციაში. ეს ცვლილებები, უპირველეს ყოვლისა, გარკვეული ტაქსონების გადაშენებაში გამოიხატა, რაც თვალნათლივ ჩანს ალბური და სენომანური

¹ პალეოთერმომეტრიის ერთ-ერთ უმნიშვნელოვანეს მეთოდად ამჟამად მიჩნეულია, პირველ რიგში, ენგბადის მძიმე იზოტომის წონასწორობის განსაზღვრა განამარბებული ორგანიზმების კარბონატულ ნიჟარასა და წყალში, რომელშიც ორგანიზმი ბინადრობდა. მეთოდის გამოყენება შესაძლებელია მხოლოდ გარკვეული პირობების აუცილებელი დაცვით: საკვლევი ნიჟარა აუცილებლად კალციუმის კარბონატისგან უნდა შედგებოდეს, არ უნდა იყოს გადაკონსტრუქციული და მასპერეულ-დამაპარალიზებელი, გაბარიტებული და ფოსფორიტოზირებული, ორგანიზმი ნორმულ-მარილიანი აუზის ბინადარი უნდა იყოს და ა.შ. ამ მეთოდისათვის მეტწილად ბელემიტების რისტრებს ამჟობინებენ.

პალეოთერმომეტრიის მეორე – ე.წ. მანვნილაური მეთოდი ეყარება მანვიუმის კონცენტრაციის ცვალებადობასა და Ca/Mg სიდიდის განსაზღვრას ორგანული კალციუმის კარბონატში, გეოგრაფიული განედისა და აუზის სიღრმის გათვალისწინებით აქაც გარკვეული პირობები ზღუდავს მეთოდის გამოყენების სფეროს.

საუკუნეების მიწნაზე, სენომანურის ბოლოს, ტურონულ-კონიატურის საზღვარზე ყველაზე მასშტაბური (თუმცა, არა უნიკალური და არც კატასტროფული!) ორგანულ სამყაროში მომხდარი ის ცვლილებები იყო, მაინც, რომელიც მეზოზოური და კაინოზოური ერების მიწნასთან არის დაკავშირებული. რომ არა ისეთი „ფეექტური“, „იმპოზანტური“ ტაქსონების საბოლოო გაქრობა ორგანული სამყაროს მატრიანედან, როგორებიც მეზოზოური ერის (განსაკუთრებით იურული და ცარცული პერიოდების) „მბრძანებლები“ – უზარმაზარი ქვეწარმელები იყვნენ, ეგებ, ცარცული პერიოდის დასასრულს მომხდარი „ბიოტური კრიზისის“ მიზეზების კონსპიკუში ძებნა აღარცკი გახდებოდა საჭირო? ერთი რამ ცხადია – მეცნიერები ჯერ ვერ შეთანხმებულან იმის თაობაზე, თუ რამ გამოიწვია ორგანულ სამყაროში ცარცული პერიოდის დასასრულისთვის მომხდარი ცვლილებები. როდის და რატომ გადაშენდნენ დიდი ქვეწარმელები, ამონიტები, რუდისტები, ინოცერამები, ბელეონიტები და ა.შ.? ერთნიშნა პასუხი ბუნებისმეტყველებას დღემდე არ გააჩნია.

ხომ არ გაამძაფრეს ხსენებული ტაქსონების ევოლუციური განვითარების გზაზე მათი დაღასვლის კანონზომიერი, ბუნებრივი პროცესი აბიოტურ გარემოში მომხდარმა იმ მნიშვნელოვანმა ცვლილებებმა, რომელთა შესახებაც ზემოთ ვისაუბრეთ?

ბ ა ი ნ ო ზ ო უ რ ი

სახელწოდება „კაინოზოური“ 1841 წელს ინგლისელმა ჯ. ფილიპსმა შემოიტანა გეოლოგიაში (იხევე, როგორც პალეოზოური და მეზოზოური) შესამეულის ნაცვლად, რომელშიც იტალიელმა ჯ. არდუინომ ჯერ კიდევ XVIII საუკუნეში მეორეულზე ახალგაზრდა ყველა წარმონაქმნი, ანუ საკუთრივ შესამეულთან ერთად მეოთხეულიც გააერთიანა.

ოთხი ათეული წლის შემდეგ – 1881 წელს, საერთაშორისო გეოლოგიური კონგრესის მეორე სესიამ დააკანონა კაინოზოური ჯგუფის ორ სისტემად – შესამეულად და მეოთხეულად გაყოფა. ამავე სესიაზე მიღებული იქნა გადაწყვეტილება შესამეულის ორ ქვესისტემად დანაწილების თაობაზე. აქედან მოყოლებული ხანგრძლივი დროის განმავლობაში საერთაშორისო გეოქრონოლოგიურ შკალაზე, როგორც წესი, ფიგურირებდა შესამეული სისტემა ორი – პალეოგენური და ნეოგენური, ქვესისტემით. 1960 წელს ყოფილი საბჭოთა კავშირის საუწყებთაშორისო სტრატეგრაფიულმა კომიტეტმა მიიღო გადაწყვეტილება პალეოგენისა და ნეოგენის დამოუკიდებელი სისტემების რანგში აღიარების თაობაზე. მიუხედავად იმისა, რომ დღემდე კაინოზოური ჯგუფის ქანების სამ სისტემად – პალეოგენი, ნეოგენი, მეოთხეული, დანაწილების შესახებ საერთაშორისო გეოლოგიური კონგრესის მიერ არ არის მიღებული გადაწყვეტილება, მაინც რუსეთსა და ბევრ სხვა ქვეყანაში კაინოზოურ ჯგუფს სამ სისტემად ყოფენ. მხოლოდ ზოგ ქვეყანაში ჯერჯერობით ძალაში რჩება კაინოზოური ჯგუფის ტრადიციული – ორსისტემიანი სქემა.¹

მისი უღარესად მცირე ხანგრძლივობის მიუხედავად (0,7-1,9 მლნ წელი), მეოთხეული იმთავითვე (ჯერ კიდევ XIX ს-ის ოცდაათიანი წლებიდან) აღიარებულია პალეოზოურისა და მეზოზოურის მაღალი რანგის გეოქრონოლოგიური ერთეულების – პერიოდების (სისტემების) ეკვივალენტურ სტრატონად. მეოთხეულის უღარესად მცირე ხანგრძლივობის კომპენსაცია, ანუ ის, რაც სისტემის (პერიოდის) რანგში მის გამოყოფას ექვემდებარებს ხდის, არის ფაქტების, ფაუნისტური კომპლექსებისა და სტრატეგრაფიული კვლევის მეთოდების განსაკუთრებულობა. ამის თაობაზე მეოთხეული სისტემისადმი მიძღვნილ ნაკვეთში დეტალურად ეისაუბრებთ. რაც შეეხება შესამეულს, მის შემადგენლობაში გამოყოფილი ორი სტრატეგრაფიული ერთეული – პალეოგენი და ნეოგენი, მრავალი პარამეტრით იმდენად განსხვავდებიან არამარტო ერთიმეორისაგან, არამედ ფანეროზოულის ყველა სხვა სისტემისაგანაც, რომ კაინოზოური ჯგუფის შემადგენლობაში მეოთხეულ სისტემასთან ერთად მათი დამოუკიდებელი სისტემების რანგში დაკანონებისათვის ყველა საფუძველი არსებობს და საერთაშორისო გეოლოგიური კონგრესის მხოლოდ ფორმალური გადაწყვეტილებად არის საჭირო ამიტომ პალეოგენს, ნეოგენსა და მეოთხეულს ჩვენც დამოუკიდებელი მაღალი რანგის (პერიოდი, სისტემა) გეოქრონოლოგიურ ერთეულებად განვიხილავთ, თუმცა, საერთაშორისო გეოქრონოლოგიურ შკალაზე პალეოგენური და ნეოგენური სისტემების ოფიციალურ დაკანონებამდე მაინც მოგვიწევს, აუცილებლობის შემთხვევაში, პალეოგენი და ნეოგენი ერთად შესამეულის სახელით მოვიხსენიოთ და არა ცარცულის შემდგომ წარმონაქმნებად. ცარცულის შემდგომია არამარტო ეს ორი სისტემა, არამედ მათგან ყოველმხრივ სრულიად განსხვავებული მეოთხეულიც. ამჟამად უკვე გაურკვეველი სტრატეგრაფიული სტატუსის შესამეული მაინც ინარჩუნებს განსაზღვრულ შინაარსს და ხშირ შემთხვევაში ფრიად მსახერხებელია დედამიწის გეოლოგიური ისტორიის იმ მონაკვეთის დახასიათებისას, რომელიც პალეოგენის დასაწყისიდან ნეოგენის დასასრულამდე გრძელდებოდა.

კაინოზოური ვრა დედამიწის გეოლოგიური ისტორიის ბოლო მონაკვეთია – ის მოიცავს დროს ცარცული პერიოდის დასასრულიდან დღემდე. მისი ხანგრძლივობა დაახლოებით 65 მლნ წელს უდრის – ის ყველაზე ხანმოკლე გეოლოგიური ერთა შორის. პალეოზოური მას თითქმის ხუთჯერ აღემატება, მეზოზოური – დაახლოებით სამჯერ. უფრო მეტიც, კაინოზოურ ვრაზე ხუთი მილიონი წლით მეტ დროს გრძელდებოდა ცარცული და კარბონული პერიოდები (თითოეული მათგანის ხანგრძლივობა 70 მლნ წელია). მიუხედავად ამისა, ისტორიულ-გეოლოგიური კვლევის თვალსაზრისით,

¹ უახლეს (2000 წლის შემდგომ გამოქვეყნებულ) საერთაშორისო სტრატეგიულ შკალაზე კაინოზოურის სამ სისტემად დანაწილება არის დაკანონებული.

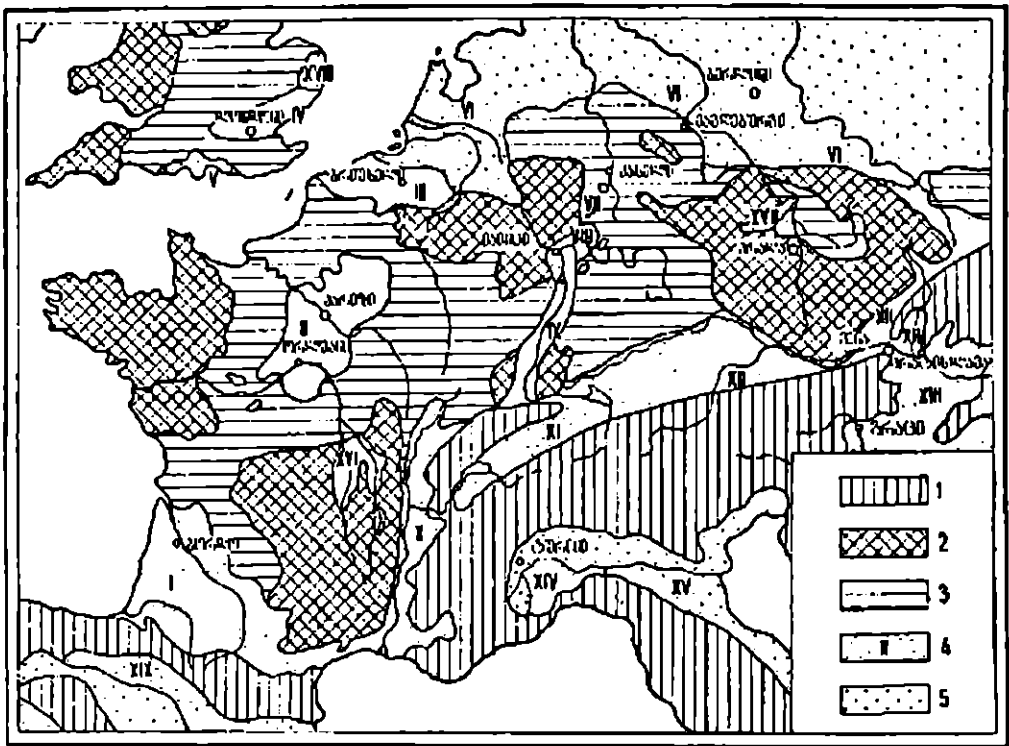
გეოლოგების ინტერესი კაინოზოურისადმი სრულიად განსაკუთრებულია მრავალ გარემოებათა გამო. კაინოზოური ჯგუფის ქანებში მეტწილად ცხადად არის შემონახული გეოლოგიური წარსულის პროცესების კვალი, რაც მთავარია, ისეთი პროცესებისა, რომელთა მიმდინარეობა მილიონი წლების მანძილზეა გაწეილი და ადამინისთვის მათზე უშუალო დაკვირვების შესაძლებლობა, ცხადია, არ არსებობს. უფრო შორეული წარსულის წარმონაქმნებში ამგვარი პროცესების კვალი სიმკვეთრეს კარგავს. ამიტომ ისტორიულ-გეოლოგიური კლასიკისათვის მეთოდოლოგიურად კაინოზოური (პირველ რიგში, პალეოგენი და ნეოგენი) საგანგებო ყურადღებას იმსახურებს.

კაინოზოურისადმი გეოლოგების ინტერესს აძლიერებს ისიც, რომ სწორედ კაინოზოური ერის განმავლობაში მიმდინარე ვეზოგენური და ენდოგენური პროცესების შედეგად თანდათან ყალიბდებოდა დღევანდელი დედაამიწის გეოგრაფიული გარემოს საბოლოო ქარგა: გაიხსნა ჩრდილო ატლანტიკა, გაფართოვდა ატლანტური ოკეანის საშუალო ნაწილი, კაინოზოურში დასრულდა კონტინენტების ყველაზე მნიშვნელოვანი, უახლგაზრდადვესი მორფოლოგიური ელემენტების — ალპური მთების (ალპიდების) პლანეტარული სისტემის დანაოკება-აზევების პროცესი. ყოველივე ამას ემატება ისიც, რომ კაინოზოური ერის ეოცხალი ბუნება არის თანამედროვე ორგანული სამყაროს უშუალო წინაპარი — დღევანდელი მცენარეთა და ცხოველთა სამეფოების ყველა ტაქსონი უქანასკნელი 60-65 მლნ წლის განმავლობაში თანდათან იძენდა თანამედროვე სახეს. მათ შორის გამორჩეული მაინც მანოვრების კლასის ეეოლუციის პროცესია. პალეოგენის და ნეოგენის კონტინენტური ნალექების დათარიღების, დეტალური დანაწილებისა და კორელაციისათვის შესაუღებელია მანოვრების ეეოლუციის გზაზე ამ კლასის ტაქსონომიურ დიფერენციაციაში კაინოზოური ერის განმავლობაში მომხდარი ცვლილებები.

მესამეული

მესამეულის გამოყოფის ისტორია და დანაწილება. ტრიასული, იურული და ცარცული ნალექებისაგან განსხვავებით, მესამეული ნალექების მეტნაკლებად სრული, უზარეზო თანმიმდევრობა ცენტრალური ევროპის არცერთ ქვეყანაში არ არის წარმოდგენილი. პარიზის, ლონდონის, აკვიტანიის, რონის, გერმანიის და სხვა აუზებში, რომელთაგან ზოგი ტრიასულის, ზოგი იურული და ზოგიც ქვედა თუ ზედა ცარცის თითქმის უწყვეტი, უზარეზო, ნორმული ზღვის ფაუნით მდიდარი სტრატოტიპული ქრილებით არის ცნობილი, მესამეულის მხოლოდ ერთი მთიერისაგან განცალკევებული, ესა თუ ის ნაწილია გაშიშვლებული. ერთი მთიერისაგან გამხოლოვებულ, უკეთეს შემთხვევაში, სუსტად დაკავშირებულ მესამეულ აუზებში დაგროვილი ნალექების კორელაცია, მათი ასაკობრივი ურთიერთობისა და თანმიმდევრობის დადგენა და ერთიანი სტრატოგრაფიული შკალის საბოლოო სახით ჩამოყალიბება ჯერაც არ არის დასრულებული. დასავლური ევროპის მესამეული აუზების მარტივი გეოლოგიური აგებულებისა (სურ. 127) და ნალექებში დატული მდიდარი და მრავალფეროვანი ფაუნის არსებობის პირობებში ამ ამოცანის გადაჭრა, ერთი შეხედვით, ადვილი უნდა ყოფილიყო, მაგრამ ამოცანას განსაკუთრებით ართულებს ფაუნისების მრავალფეროვნება როგორც ლატერალურად, ისე ალმეაღ ქრილებში. ამაში ნათლად დავკწმუნდებით, როცა დასავლური (ეპიპერცინული) ევროპის ზოგი აუზის მესამეულის ნალექებს ვავეცნობით.

პარიზის აუზში გაშიშვლებულ, ცარცული სისტემის ქანებზე განლაგებული ნალექების სერიას მესამეული 1810 წელს ა. ბრონიარმა უწოდა. 1819 წ. დენუაიემ (J. Desnoyers) მესამეულიდან გამოაცალკევა მისი სულ ზედა ნაწილი და მისთვის რამდენიმე საჯარულო სახელწოდებიდან მეოთხეულზე შეაჩერა არჩევანი. მაგრამ მეოთხეულში დენუაიემ ის ნალექებიც მოაქცია, რომლებიც შემდგომში ნეოგენურად იქნა დათარიღებული. სმად დაანაწილა დასავლური ევროპის რამდენიმე აუზის (პარიზის, ლონდონის და სხვ.) ფარგლებში გაშიშვილებული ცარცულზე ახლგაზრდა ნალექების სერია ფომალიუს დ'ალუამ 1931 წ. სამივე ავტორის სქემა მოკლებულია დამაჭერებლობასა და სიზუსტეს და მხოლოდ ისტორიული ღირებულება თუ აქვს.



სურ. 127. დასავლური ევროპის მესამეული აუზების სტრატეგული რუკა (ვ. ლეონოვიდან, 1973)
 1 - ალპური სარტყელის ნაოჭა სტრატეგულები; 2 - პალეოზოური მასივები; 3 - მეზოზოური;
 4 - უმთავრესი მესამეული აუზები (I-XIX); 5 - მეოთხეულით დაფარული პალეოგენური და
 ნეოგენური ნალექები. მესამეული აუზები: I - აქეიტახიური; II - პარიზის; III - ბელგიის;
 IV - ლონდონის; V - კემპშირის; VI - ჩრდილო გერმანიის; VII - კასელის;
 VIII - მაინის; IX - ზემო რეინის; X - რეინის; XI - მოლასური; XII - ევრის; XIII - პანონური;
 XIV - პიემონტის; XV - პადანის; XVI - ზემო ლუარის; XVII - ტეპლიცის;
 XVIII - აღმოსავლური ინგლისის; XIX - ებროსი.

მესამეულის (პალეოგენისა და ნეოგენის) ნალექების სტრატეგრაფიულ დანაწილებას, ფაქტიურად, XIX ს-ის დასაწყისში მოღვაწე ორმა მეცნიერმა ჩაუყარა საფუძველი: ფრანგმა პ. დეეშ (P. Deshayes) და ინგლისელმა ჩარლზ ლაიელმა (Ch. Lyelle). 1831 წლის 2 მაისს საფრანგეთის გეოლოგიური საზოგადოების სხდომაზე ფრანგმა პალეონტოლოგმა პ. დეეშ წაითხა მოხსენება, რომელიც იმავე წელს ხსენებული საზოგადოების ბიულეტენებში გამოქვეყნდა¹. პ. დეეშ შეისწავლა თანამედროვე მოლუსკების 4639 სახე და 2902 განამარხებული სახე საფრანგეთის, ინგლისის, იტალიის და დასავლური ევროპის ზოგი სხვა ქვეყნის მესამეული ნალექებიდან. ამ უმდიდრესი პალეონტოლოგიური მასალის შედარებითი კვლევის შედეგებმა მას საფუძველი მისცა დასავლური ევროპის მესამეულში გამოეყო ერთიმეორისაგან მკაფიოდ განსხვავებული სამი დიდი „ზოოლოგიური

¹ P. Deshayes. Tableau comparatif des l'espèces coquilles vivants avec les espèces de coquilles fossiles des terrains tertiaires de l'Europe et des espèces de fossiles des terrains entréue, Bull. Sol. Geol. France, t.1, 1831.

ეპოქა“, თითოეული მათგანისათვის ნიშანდობლივი ნამაზი ფაუნისტური კომპლექსითა და თანამედროვე ფაუნის ელემენტებისა და უკვე გადაშენებულ სახეთა ურთიერთშეთარდობით. პ. დეეს დასკვნით, ყველაზე ძველი „ზოოლოგიური ეპოქის“ ფაუნისტურ კომპლექსში თანამედროვე ფაუნის ელემენტების ხეცდრითი წილი მხოლოდ 3 პროცენტს შეადგენს. ასეთია პარიზის, ლონდონის და ზოგი სხვა აუზის მესამეული ნალექები. მათზე ახალგაზრდად პ. დეემ მიიჩნია ბორდოს და ტურენის ნივარებიანი ქვიშები — ე.წ. ფალენები¹, აგრეთვე ეენის აუზის მესამეული ნალექების ერთი ნაწილი, რომლებშიც თანამედროვე ფაუნის მსგავსი ელემენტების წილად 19 პროცენტი მოდის. მესამეულის ყველაზე ახალგაზრდა „ზოოლოგიურ ეპოქას“ შეესატყვისება ნალექები, რომლებშიც თანამედროვე ფორმათა რაოდენობა 52 პროცენტია, ხოლო ამავე ეპოქის ყველაზე ახალგაზრდა ქანებში განამარხებულ სახეთა 96 პროცენტი თანამედროვე აუზებშიც ბინადრობს ამაყარად, პ. დეეს პრინციპი, რომელმაც შემდგომში მნიშვნელოვანი როლი შეასრულა მესამეულის სტრატეგრაფიული დანაწილების საქმეში, შემდგომი მდგომარეობს: რაც უფრო ახალგაზრდაა ნალექები მესამეულის ქრილში, მით უფრო მეტია განამარხებულ ფაუნისტურ კომპლექსში თანამედროვე ფორმათა ხეცდრითი წილი და, პირიქით, მათი რაოდენობა თანდათან მცირდება მესამეული ქანების დაღმავალ ქრილში.

პ. დეეს მონაცემებისა და ძირითადი პრინციპების გათვალისწინებით, ცნობილმა ინგლისელმა ბუნებისმეტყველმა ჩ. ლაიელმა მისი ცნობილი ნაშრომის — „გეოლოგიის საფუძვლები“, მესამე წიგნში (1833 წ.) გამოაქვეყნა კანონზოური ნალექების სტრატეგრაფიული დანაწილების სქემა, რომელმაც, ფაქტიურად, სათავე დაუდო მესამეულის თანამედროვე სტრატეგრაფიული სქემის ჩამოყალიბების ხანგრძლივ ისტორიას. პ. დეეს სამ „ზოოლოგიურ ეპოქას“ ჩ. ლაიელმა უწოდა ეოცენი, მიოცენი და პლიოცენი. ჩ. ლაიელის მონაცემებით, ეოცენში მოლუსკების 1238 სახეთა შორის მხოლოდ 42 არის თანამედროვე ფორმათა იდენტური (3,25%), მიოცენში 1021 სახიდან 176 თანამედროვეა (18%), ხოლო პლიოცენში თითქმის ნახევარია (49%) — 777-დან 350 სახე დღევანდელ აუზებშიც ბინადრობს.

პ. დეეს და ჩ. ლაიელის მიერ შექმნილი მესამეულის სამ „ზოოლოგიურ ეპოქად“ დანაწილების სქემა მხოლოდ პირველი მონახაზი იყო, რომლის საბოლოო დახვეწა-დაზუსტებას თითქმის ნახევარი საუკუნე დასჭირდა. ჩ. ლაიელის ეოცენი, ფაქტიურად, მთლიანად მოიცავდა იმ ნალექებს, რომლებიც თანამედროვე გეოქრონოლოგიური შკალის სამ პალეოგენურ სექციას — პალეოცენს, ეოცენს და ოლიგოცენს შეესატყვისება ჩ. ლაიელისეული სქემის სრულყოფის შემდეგი, მნიშვნელოვანი ეტაპი იყო ბელგიელი ა. დიუმონის (A. Dumont) მიერ შექმნილი ბელგიის მესამეულის დანაწილების სქემა, რომელიც 1852 წელს გამოქვეყნდა. აეტორმა ბელგიის მესამეულ სერიაში გამოყო 14 სისტემა, რომლებიც ამ ქვეყნის პალეოგენისა და ნეოგენის დღევანდელ რეგიონულ-სტრატეგრაფიულ სქემაში თითქმის უცვლელად არის წარმოდგენილი, ზოგი მათგანი კი (იპრული, რუპელური) საერთაშორისო გეოქრონოლოგიურ შკალაშიც შევიდა. ბელგიის მესამეულის კვლევით მოპოვებული მასალის გათვალისწინებით, ჩ. ლაიელმა დააზუსტა თავისივე ადრინდელი (1833 წ.) სქემა და 1852 წელს გამოქვეყნებულ შრომაში ცარცულ სისტემასა და მიოცენს შორის ეოცენური „ზოოლოგიური ეპოქის“ ნაცვლად ოთხი პერიოდი გამოყო: 1. ცარცა და ეოცენს შორის გარდამავალი; 2. ქვედა ეოცენი; 3. შუა ეოცენი და 4. ზედა ეოცენი. ორი წლის შემდეგ კი გერმანელმა პ. ბეირიხმა (H. Beyrich) ცენტრალური გერმანიის შესამუშავებული ნალექების კვლევის შედეგებზე დაყრდნობით დაასაბუთა, რომ ჩ. ლაიელის ზედა ეოცენური პერიოდის შესატყვისი ნალექებიდან, მოლუსკური ფაუნის თავისებურებებისა და პალეოგეოგრაფიულ გარემოში მომხდარ ცვლილებათა გათვალისწინებით, შეიძლება გამოყოფილ იქნას პალეოგენის მუორე სექციის რანგში, დამოუკიდებელი — ოლიგოცენური სექცია. ამრიგად 1854 წლიდან დღევალთისამდე სქემამ ასეთი სახე მიიღო: ეოცენი-ოლიგოცენი-მიოცენი-პლიოცენი. ზუსტად 20 წლის შემდეგ კი (1874 წ.) ფრანგმა ბოტანიკოსმა ვ. შიმპერმა (W.Ph. Schimper) მცენარეთა სამყაროს განვი-

¹ ფალენი — ფრანგ. le falun — ნივარებიანი ქვიშა.

თარგმის ერთ-ერთ დამოუკიდებელ, პალეოცენურ პერიოდს აღწერა ჩ. ლაიელის 1852 წლის სქე-
მაზე „გარდამავალი პერიოდის“ სახელით გამოყოფილი „ზოოლოგიური ეპოქა“. ვ. შიმპერის და-
კრებებით, „გარდამავალი პერიოდის“ ფორმა თუმცა ევოლუციურად უშუალო გავრცელებას ცარ-
ცული ფორმისა, მაგრამ, ის მაინც უფრო მჭიდროდ არის დაკავშირებული ეოცენური „პერიოდის“
მტენარეულობასთან, ვიდრე ცარცულთან. ამით დასრულდა მესამეულის ყველა იმ სექციის (ეპოქის)
გამოყოფა, რომლებიც საერთაშორისო გეოქრონოლოგიურ შკალაზე არის წარმოდგენილი: პალეო-
ცენი, ეოცენი, ოლიგოცენი, მიოცენი და პლიოცენი. 1866 წელს კ. ნაუმანმა ეოცენი და
ოლიგოცენი პალეოცენის სახელწოდებით გაერთიანა (პალეოცენი ამ დროს ჯერ კიდევ არ იყო გა-
მოცალკევებული ეოცენური სექციისაგან). რაც შეეხება მიოცენსა და პლიოცენს, ეს ორი სექცია
უფრო ადრე (1853 წ.) იყო გაერთიანებული ნეოცენურის სახელწოდებით ავსტრიელი ვ. ჰო-
ერნესის მიერ.

პალეოცენური სისტემა

კანონზოური ჩვეულის პირველი სისტემის დამოუკიდებელი სტრატეგრაფიული ერთეულის რანგ-
ში პალეოცენის სახელით გამოყოფა, როგორც ვთქვით, კ. ნაუმანის წინადადებით მოხდა. 1866 წელს
გამოქვეყნებულ „გეოგნოზის სახელმძღვანელო“-ში („Lehrbuch der Geognosie“, 1866) ავტორმა
პალეოცენი უწოდა ჩ. ლაიელის მიერ ეოცენში გაერთიანებული ქანების კომპლექსს, რომლისგანაც
12 წლით ადრე კ. ბერიხსმა ოლიგოცენი გამოაძალავეა. ეოცენისა და ოლიგოცენის გარდა, პალეო-
ცენის შემადგენლობაში აღმოჩნდა ჩ. ლაიელისეული ეოცენის (s.l.) ქვედა ნაწილიც (ე.წ. ცარცსა და
ეოცენს შორის „გარდამავალი პერიოდის“ ნაღველები), რომელიც მოგვიანებით მესამეულის კიდევ
ერთ დამოუკიდებელ გეოქრონოლოგიურ ერთეულად — „პალეოცენურ პერიოდად“ იქნა გამოყო-
ფილი ვ. შიმპერის მიერ, როგორც მესამეული „ეპოქის“ საწყისი მონაკვეთი. ამრიგად, ფაქტობრივად,
1874 წელს დასრულდა პალეოცენის სექციებად დანაწილების ხანგრძლივი ეპოქა, რომელიც 43
წელს გრძელდებოდა. თუმცა, კიდევ უფრო დიდი დრო დასჭირდა პალეოცენის დამოუკიდებელ სე-
ქციად საყოველთაო, ერთიანად აღიარებას — არაერთი მკვლევარი პალეოცენს კვლავ ქვედა ეოცენ-
ის ნაწილად მიიჩნევდა, ვიდრე საბოლოოდ არ დაკანონდა პალეოცენური სექცია (ეპოქა) დამოუ-
კიდებელი სტრატეგრაფიული ერთეულის რანგში. 1873 წელს ფ. რენევეიმ პალეოცენს ნუმ-
მულიტიური (Nummulitique) უწოდა იმის გამო, რომ ე.წ. „გიგანტური ფორამინიფერების“ ამ
როგის — Nummulitida-ს წარმომადგენლები განსაკუთრებული ბიოსტრატეგრაფიული ღირებულებისა
პალეოცენური პერიოდის ზღვიური ფაუნის ქანების დათარიღება-დანაწილებისა და კორელაციისათვის.

პალეოცენური სისტემის საზღვრები. თუმცა შესწავლილობის დონის მიხედ-
ვით პალეოცენი არცერთ სისტემას არ ჩამოუყარდება, მაინც, ფანეროზოული ჩვეულის სხვა სისტემებს
შორის სტრატეგრაფიის სადავო და ჯერაც გადაუქრელ პრობლემათა სიმრავლით მას ერთ-ერთი
პირველი ადგილი უკავია. დაეწყოთ იმით, რომ დღემდე ამ მაღალი რანგის სტრატეგრაფიული
ერთეულის სტატუსი კი დაკანონებული არ არის. ამის თაობაზე ზემოთ უკვე ვისაუბრეთ. სისტემის
რანგში პალეოცენის ოფიციალური აღიარება 1960 წლიდან დგას დღის წესრიგში და, მაინც, მკვლევ-
არის ნებაზეა დამოკიდებული მესამეულის შემადგენლობაში მისი „ქვესისტემად“ (ან „ზესექციად“)
მიჩნევა, თუ სისტემად აღიარება. უფრო მეტი, დღემდე არ არის გარკვეული პალეოცენის მოცულო-
ბა (სტრატეგრაფიული დიაპაზონი), რადგანაც სადავოა მისი როგორც ქვედა, ისე ზედა საზღვარი.

პალეოცენის ქვედა საზღვარი, მიწნა ცარცულ სისტემასა და პალეოცენურ სექციას შო-
რის, იგივეა, რაც საზღვარი მეზოზოურ და კანონზოურ ერთეულებს შორის. ამ საზღვრის დადგენას-
თან დაკავშირებულ პრობლემებს ნაწილობრივ უკვე ვიცნობთ. გაიხსენოთ, რომ აზრთა სხვადასხ-
ვაობას იწვევს საერთაშორისო გეოქრონოლოგიურ შკალაზე დანიური სართულის სტატუსისა და
მისი ადგილის (მეზოზოურში? თუ კანონზოურში?) განსაზღვრა. საზღვრების პრობლემა ჩვენ აქამ-
დეც არაერთი შეგვხვდა — გაიხსენოთ თუნდაც ვენდურ-კამბრიულის, სილურულ-დევონურის, კარ-
ბონულ-პერმულის, ტრიასული-ურთულის, იურულ-ცარცულის საზღვრების დადგენასთან დაკავშირ-
ებული აზრთა სხვადასხვაობა. ამჯერად საქმე გვაქვს ყველა დანარჩენისგან გამორჩეულ სართულე-
ბში.

თან. ყველა სხვა შემთხვევაში ორი სისტემის თუ ერთემის გამოჩენის სირთულე მეტწილად, დაკავშირებული იყო უწყვეტ, უხარვეზო კრილიტებში განამარხებული ფაუნისტური თუ ფლორისტული კომპლექსების თანდათანობით ცვლასთან, როცა ორი მოსაზღვრე სისტემის მიჯნაზე დაგროვილ ნალექებში განამარხებული შერეული ფაუნის ასაკი იწყვეს აზრთა სხვადასხვაობას. მეზოზოურისა და კაინოზოურის საზღვრის პრობლემა კი სულ სხვა ხასიათისაა. ამჯერად სირთულე ფაუნისტური კომპლექსების თანდათანობით შეცვლასა და „შერეული“ ფაუნის არსებობასთან კი არ არის დაკავშირებული, არამედ, პირიქით, ე.წ. „დიდი მეზოზოური გადაშენების“ დღემდე წყვედილით მოკულ პრობლემასთან – ერთის მხრივ, მეორე მხრივ კი – მეზოზოურისა და კაინოზოურის მიჯნაზე, დანიური საუკუნის განმავლობაში დაგროვილი ნალექების სტრატეგრაფიული ადგილის განსაზღვრასთან. გეოლოგებს შორის ჯერაც არ არსებობს დამაჯერებლად არგუმენტირებული ერთი აზრი დანიური სართულის ნალექების ასაკის შესახებ – ცარტული? თუ პალეოგენური?, ისევე როგორც ამ ნალექებში დაკული ფაუნისტური კომპლექსების სიღარიბის მიზეზებზე.

ამრიგად, პალეოგენის (კაინოზოურის) ქვედა საზღვრის საკითხის გადაჭრა ორ კითხვაზე დამაჯერებლად არგუმენტირებული პასუხის გაცემაზე არის დამოკიდებული:

1. პირველი, ერთი შეხედვით, სტრატეგრაფიისაგან დამოუკიდებელი, „დიდი მეზოზოური გადაშენების“ პრობლემას ეხება – რა მოხდა დაახლოებით 65 მლნ წლის წინ? როდის და რატომ გაქრა ჩვენი პლანეტის გეოლოგიური მატანიდან ცხოველთა სამეფოს სხვადასხვა რანგის ზოგი ტაქსონი – მიკროფორამინიფერების რამდენიმე გვარი, მოლუსკების ზოგი რიგი და ცალკეული გვარები, ქვეწარმავალთა კლასის რამდენიმე რიგი გიგანტური ზომებით გამოჩნეული „დინოზავრების“ საერთო სახელით რომ არის ცნობილი? იყო ეს კოსმოსიდან „მოვლენილი“ კატასტროფის შემოქმედება? თუ სახეზეა ორგანული სამყაროს ევოლუციის კაინოზომიური მიმდინარეობის შედეგი, რომელსაც პალეოგეოლოგიური ფაქტორების (მარილიანობის, ტემპერატურის, ენაგზადისა და კარბონატების ბალანსის, შეღებური ზღვების აკეთორიების გაფართოება-შემცირების და ა.შ.) არაერთგზის ცვლამ გეოანი ცარტულის განმავლობაში, მათ შორის ყველაზე მასშტაბურმა ცარტული პერიოდის დასასრულს, განსაკუთრებული ეფექტურობა შესძინა? „დიდი მეზოზოური გადაშენება“ გამორჩეულად შთაბეჭდილად, ეგებ იმანაც გახდა, რომ ქვეწარმავალთა კლასს სწორედ იმ დროს გამოაკლდა ისეთი ყველაზე „იმპოზანტური“ და „ეფექტური“ ტაქსონები, როგორებიც იყვნენ დინოზავრები, პტეროზავრები და ა.შ.? ამ კითხვებზე ერთნიშნა პასუხი დღემდე არ არსებობს. თუმცა „დიდი მეზოზოური გადაშენების“ უამრავ მიზეზს ასახელებენ, დღემდე მაინც უპასუხოდ რჩება ერთი უმთავრესი კითხვა – იყო კი მართლა რაღაც კოსმოსური თუ მიწიერი კატასტროფის შედეგი დანიური საუკუნის ცხალი ბუნების გაღარიბება?

2. ამჟამად საერთაშორისო გეოქრონოლოგიურ შკალაზე დანიურს კაინოზოური ჯგუფის უძველესი დონე უკავია, მაგრამ გაურკვეველი სტრატეგრაფიული სტატუსით – სართული, ქვესართული, სექცია თუ ქვესექცია? ასეთია მრავალი ქვეყნის გეოლოგების დიდი ნაწილის აზრი. თუმცა, არიან პალეოგენის ქვედა საზღვრის პრობლემის ამგვარი გადაწყვეტის მოწინააღმდეგენიც – ერთნი საკითხის საბოლოო, ერთნიშნა გადაჭრისათვის აუცილებლად თვლიან შემდგომ კვლევას, სხვანი – ექვიუტანლად მიიჩნევენ დანიურის ცარტულ ასაკს, პალეოგენის ქვედა საზღვრად – დანიური სართულის სახურავს და შესაბამისად მონსური სართულით იწყებენ კაინოზოურ ერთემს.

დღემდე სადავოა პალეოგენის ს ზ ე და ს ა ზ ლ ე ა რ ი ე – საზღვარი ოლიგოცენსა და მიოცენს შორის (პალეოგენსა და ნეოგენს შორის). დავს ამჯერადაც ხანგრძლივი ისტორია აქვს, პრობლემა კი ჯერჯერობით გადაუჭრელია, თუმცა, საზღვრის გავლება ნაკლებ სირთულეებთან არის დაკავშირებული. გაეიხსენოთ, რომ ისტორიულად ეოცენის, მიოცენის და პლიოცენის გამოყოფას ჯერ პ. დემე, შემდეგ კი ჩ. ლაიელმა საფუძვლად დაუდეს დასავლეთ ევროპის ქვეყნებში მესამეული ნალექებიდან მოპოვებული უმდიდრესი პალეონტოლოგიურ მასალის შედარებითი ანალიზი. მოლუსკური ფაუნისტური კომპლექსების განსხვავება იყო პ. დემესთვის სამი „ზოოლოგიური ეპოქის“ გამოყოფის უპირველესი კრიტერიუმი. ეს განსხვავება დაადასტურა ჩ. ლაიელის კვლევებმა. მანვე მოარგო თითოეულ „ზოოლოგიურ ეპოქას“ ბერძნულიდან ნაწარმოები შესაფერისი სახელი: ეოცენი (eocენითადი), მიოცენი (meios-ნაკლები) და პლიოცენი (plios-მეტე). ე. ბერიხმა კი, მოგვიანებით მიო-

ცენის ქვეშ განლაგებული ეოცენიდან (s.l.) გამოაცალკევა ოლიგოცენი (oligos-ცოტა, მცირე-რიცხოვანი). ამ სექციების დასახლება იმთავითვე მინიშნება იყო თითოეული მათგანის მოლუსკურ ფაუნაში თანამედროვე ელემენტების ხვედრით წილზე: ოლიგოცენში – მცირერიცხოვანი, მიოცენში ნაკლები, ვიდრე პლიოცენში, პლიოცენში – მეტი. გ. პოყინესმაძე ხომ ფაუნისტური კომპლექსების მკვლევების საფუძველზე შეაწყვილა მიოცენი და პლიოცენი ერთ, ნეოგენურ ქვესისტემად, რითაც ხაზი გაუსვა ლაიელისეული ეოცენისაგან (s.l.) მათ განსხვავებას. ამჟამად, ნეოგენის სტრატოგრაფიისა და ნეოგენური პერიოდის ორგანული სამყაროს მკვლევარების დასკვნით, ბურდიგალური საფუძვლის დასაწყისიდან ორსაგდელიანი მოლუსკების შემადგენლობაში მკვეთრი ცვლა აღინიშნება – თანამედროვე სახეების ხვედრითი წილი 6%-დან 30%-ამდე იზრდება. ზღვიურ ნალექებში ეს მიჩნა, როგორც ეხედავთ, საკმაოდ მკაფიოა და ოლიგოცენისა და მიოცენის გამოჩენა სირთულეს არ უნდა წარმოადგენდეს. არანაკლებ ნათელია ფაუნისტური კომპლექსების მკვეთრი ცვლის სურათი კონტინენტურ ნალექებში. ხერხმლიანთა, პირველყოვლისა მწოვრების, ოლიგოცენური ფაუნისტური კომპლექსების განსხვავება, მათ შორის აქვიტანიური სათულებიდან აღწერილი ფაუნისაც, კვედა-ბიოცენური (ბურდიგალური) კომპლექსებისაგან, იმდენად ეფექტურია, რომ ერთ-ერთი დასავლეთევროპელი პალეონტოლოგის – ე. ვირეს სიტყვებით, „ის თეატრალური წარმოდგენის დეკორაციების შეცვლას გვაგონებს“. მიუხედავად ამისა, ახრთა სხვადასხვაობა პალეოგენური სისტემის ზედა საზღვრის თაობაზე დღესაც სახეზეა. დავის საგანს წარმოადგენს ოლიგოცენური სექციის ტერმინალური სათულის – აქვიტანიურის, ადგილი საერთაშორისო გეოქონოლოგიურ შეკალაზე – ტრადიციულად პალეოგენური სისტემის შემადგენლობაში, როგორც ამ სისტემის უახლგაზრდავესი წევრი?, თუ ნეოგენის პირველი სათული? საკითხი ჭრჭერობით კვლავ ღიად რჩება, ისევე როგორც პალეოგენის სტრატოგრაფიის არაერთი პრობლემა, პირველ რიგში კი მისი დეტალური (სართულებად) დანაწილების დამაჭერებლად არგუმენტირებული, ერთიანი სქემის შექმნა.

პალეოგენური სისტემის დანაწილება. პალეოგენური სისტემის სათულებად დანაწილების ერთიანი სქემა დღემდე არ არსებობს და გეოლოგები მებწილად სექციების (პალეოცენი, ეოცენი, ოლიგოცენი), ან „ქვესექციების“ გამოყოფას სჭერდებიან. გეოლოგიურ ლიტერატურაში უფრო ხშირად საუბარია ჭედა და ზედა პალეოცენზე ჭედა, შუა და ზედა ეოცენზე ჭედა, შუა და ზედა ოლიგოცენზე რაც შეეხება სათულებს, ქართულსა თუ უცხოეთთან სამეცნიერო ნაშრომებში და სახელმძღვანელოებში შეიძლება შეგვხვდეს პალეოგენის სათულების სულ ცოტა 35-40 დასახლება გეოლოგების აბგავი „გულმოდგინების“ მიუხედავად, ამჟამად პალეოგენი საყოველთაოდ აღიარებული სათულების გარეშე დარჩენილი ერთადერთი სისტემაა ეს მით უფრო გასაოცარია, რომ პალეოგენური ნალექები ნაშახი ორგანიზმების სულ ცოტა 5-6 ჯგუფის (ნუბულიტიდები, პლანქტონური ფორამინიფერები, ოსტრაკოდები, რადიოლარიები, ნანობლანქტონი და ა.შ.) მიხედვით არის ზანებად დანაწილებული.

პალეოგენური სისტემის დეტალური სტრატოგრაფიული დანაწილების სირთულე მე-19 საუკუნის პირველი ნახევრიდან მიმდინარეობს და ის, უდავოდ, ობიექტური სინამდვილის ანარეკლია, უპირველეს ყოვლისა. დავიწყოთ იმით, რომ პალეოგენის არათუ სათულები, სექციებიც კი დასავლური ევროპის სხვადასხვა რეგიონში, ერთმეორისაგან დამოუკიდებლად იქნა გამოყოფილი. გაეხსენოთ ჩვენთვის კარგად ცნობილი ფაქტი: ეოცენი ინგლისელმა ბუნებისმეტყვეელმა ჩ. ლაიელმა 1883 წელს გამოყო პალეონტოლოგიური კლასის შედეგების (საკუთარი და ფრანგი პ. დეეს) სისტემატიკური ანალიზის საფუძველზე; გავიდა ოც წელზე მეტი და გერმანელმა პ. ბეირისმა (1854) პალეოგენის ყველაზე ახალგაზრდა სექცია – ოლიგოცენი აღწერა გერმანიის მესამეულის კლასის შედეგების გათვალისწინებით; პალეოცენური სექციის დადგენა კი ე. შიმპერის დამსახურებაა, რომელმაც პარიზის აუზში ე.წ. სუასონის ლოგინტების წყებაში განამარჩებელი ფლორის შესწავლის შედეგების საფუძველზე ეოცენსა და ცარტულ სისტემას შორის მოკტეული შრენარი (ჩ. ლაიელის „გარდამავალი წყება“) დამოუკიდებელ სექციად აღწერა.

პალეოგენური სისტემის სათულებად დანაწილების სირთულეებიც დასავლური ევროპის იმ ქვეყნებიდან იღებს სათავეს, რომლებიც პალეოგენისთვის კლასიკურად არიან მიჩნეული – იგულისხმება საფრანგეთი, ბელგია, ინგლისი, გერმანია. საქმე იმაშია, რომ დასავლური (უფრო ზუსტად, ცენტრალური) ევროპის პალეოგენის ეპიკონტინენტურ აუზებში დაგროვილი ნალექების ქრილებზე

დაყრდნობით გამოყოფილი სტრატეგიათა ეროვნული (სექციების, საერთოების) მოცულობისა და საზღვრების ზუსტი განსაზღვრა მათ ავტორებს არ მოუციათ. ამის აუცილებლობა იმ დროს არც არსებობდა, რადგანაც თითქმის ყველა საართული, როგორც საგებში, ისე სახურავში საკმარის მკაფიოდ არის გამოჩენილი მოსაზღვრე სტრატონისაგან – თითოეული საართული, მეტწილად, ტრანსგრესიით იწყება და რეგრესიით თავდება. ამასვე უკავშირდება საართულებში ფაუნისტური კომპლექსების მკვეთრი შეცვლა, რადგანაც ზღვის ტრანსგრესიასთან ერთად აუზში, ჩვეულებრივ, კობოტოგენული ფაუნა შემოდიოდა. ისე რომ, თითოეული საართული მისთვის ნიშანდობლივი ფაუნისტური კომპლექსით არის დახასიათებული. თავდაპირველად არც მუზობელ რეგიონებში წარმოადგენდა დიდ სირთულეს ამგვარ ფაუნაზე დაყრდნობით დასაველიეროებული საართულების ამოცნობა (მაგ. ყირიმ-კავკასიაში, ჩრდილო აფრიკაში, ხმელთაშუა ზღვის ოლქის დასავლურ ნაწილში). მაგრამ დროთა განმავლობაში თანდათან გართულდა დასაველიეროებულ სტრატეგიათა შესაბამისი შორეული რეგიონების პალეოგენური ნალექების ქრილების პარალელიზაცია, რასაც თან მოჰყვა მისი კორექტირების მრავალი ცდა, არაიშვიათად კლასიკური საართულების უსაფუძვლო კრიტიკა, და, საბოლოო ჯამში, მათი თითქმის სრული დისკრედიტაცია. ამის ერთ-ერთი საუკეთესო მაგალითია თითქმის 20 წლის განმავლობაში საბჭოთა კავშირის ტერიტორიის ფარგლებში საკავშირო საუწყებოთაშორისო სტრატეგიათა კომიტეტის გადაწყვეტილებით დაკანონებული (1963 წ.) ყირიმის „ნეოსტრატოტიპი“ და იქ გამოყოფილი საართულები, რომელთაც სხვანაირი კომიტეტის რეკომენდაციით, დასაველიეროებული საართულები უნდა შეეცვალათ, თანაც გლობალური მასშტაბით. მართალია, 1981 წელს ეს ე.წ. „სართულები“ მხოლოდ ადგილობრივი (ყირიმისათვის მისაღები) შინაგენელების ერთეულების – პარიზონტების, რანგში „ჩამოაქვეითეს“, მაგრამ ბოლოს და ბოლოს, ამგვარი ახალ-ახალი „ნეოსტრატოტიპების“ ძებნამ და კლასიკურის ნაცვლად ახალი საართულების გამოგონებამ პალეოგენის „სართულების“ რიცხვი ოთხ ათეულამდე კი გაზარდა, მაგრამ მაინც პალეოგენი საართულების გარეშე აღმოჩნდა.

მართალია, პალეოგენური სისტემის კლასიკური (დასაველიეროებული) საართულები, მათი სტრატოტიპები უნაკლო არ არის, მაგრამ პრიორიტეტის პრინციპის დაცვით, განსაკუთრებით მკაცრად ნომენკლატურის (სართულების სახელწოდებების) დადგენისას, მივიღებთ სტაბილურ სტრატეგიათა შესაბამის, რომელთანაც ნებისმიერი რეგიონის პალეოგენური ნალექების ქრილების კორელაცია ზონების საფუძველზე (ამ შრივ პალეოგენი საკმარის მალაღ დონეზე უზრუნველყოფილი) სირთულეს არ წარმოადგენს. ნუსხა №16-ზე მოცემულია პალეოგენის სტრატეგიათა შესაბამისი დანაწილების სქემის ორი ვარიანტი. ერთზე წარმოდგენილია დასაველიეროებული ეროპაში გამოყოფილი, კლასიკური საართულები ავტორებისა და გამოყოფის თარიღის მითითებით, მეორეზე – ყირიმის „ნეოსტრატოტიპის“ საართულები, რომლებიც მხოლოდ ყირიმის რეგიონისათვისაც კი არ არის ყველა ავტორის მიერ ერთნაირად აღიარებული.

პალეოგენური პერიოდის ეოცენალი ბუნება. პალეოგენური პერიოდის დასაწყისიდანვე (მონსური საუკუნიდან) ჩვენი პლანეტის ორგანულ სამყაროში საკმარის მრავალრიცხოვანი გეარებითა და სახეებით არის წარმოდგენილი მცენარეთა და ცხოველთა სამეფოების თითქმის ყველა ის მაღალი რანგის ტაქსონი, რომლებიც დღევანდელ ფლორასა და ფაუნაშიც არსებობს. გამონაკლისს წარმოადგენს მხოლოდ ბუტვილითესლიან მცენარეთა ტიპის (Angiospermae) ერთი კლასი – ერთლებნიანები (Monocotyledon). მართალია, მათი თითოეული წარმომადგენელი პალეოგენის დასაწყისშიც არის ცნობილი, კლასის ნამდვილი აღმოჩენა გაცილებით გვიან – ოლიგოცენური ეპოქიდან იწყება. რაც შეეხება ორლებნიანთა კლასს (Dicotyledon), მათი სწრაფი აღმოჩენა გვიან ცარტულშივე დაიწყო. კაინოზოურში კი ორლებნიანები უკვე ყვავილოვან მცენარეთა 75%-ს შეადგენენ. პალეოგენური პერიოდის თბილი ჰავა, რომელიც თანამედროვე კლიმატურ პირობებთან შედარებით გაცილებით რბილი იყო, უარესად ხელსაყრელი აღმოჩნდა ბუტვილითესლიანების მასშტაბური გავრცელებისათვის ყველა კონტინენტზე. ეროპის კონტინენტის შინაგენელოვანი ტერიტორია ბალტიური ზღვის სანაპიროებამდე დაფარული იყო ხშირი ტროპიკული და სუბტროპიკული ტყეებით, რომელშიც პალმები, მაგნოლიები, გიგანტური სეკვიები, არაუკარიები ხარობდა. ქვეტყეს ძირითადად გვიმრანაირი მცენარეულობა შეადგენდა. ასეთივე იყო მცენარეულობა

აზიის, ამერიკისა და აფრიკის კონტინენტზეც. ევროპაშივე უფრო ჩრდილოეთით, აგრეთვე გრენ-ლანდიასა და შპიცბერგენზე ფოთლოვანი მცენარეები – მუხა, წიფელი, წაბლი, არყი, ზოგიც წიწ-ვიანი, ხარობდა. ფოთლოვანი ტყის მასივებით იყო დაფარული ამერიკისა და აზიის ჩრდილოური ტერიტორიებიც. ყველაგან აქ ჰავა დაახლოებით ისეთივე იყო, როგორიც ამჟამად ხმელთაშუა ზღვის კლიმატურ ოლქშია.

**პალეოგენური სისტემის სტრატиграფიული
დანაწილების სქემა**

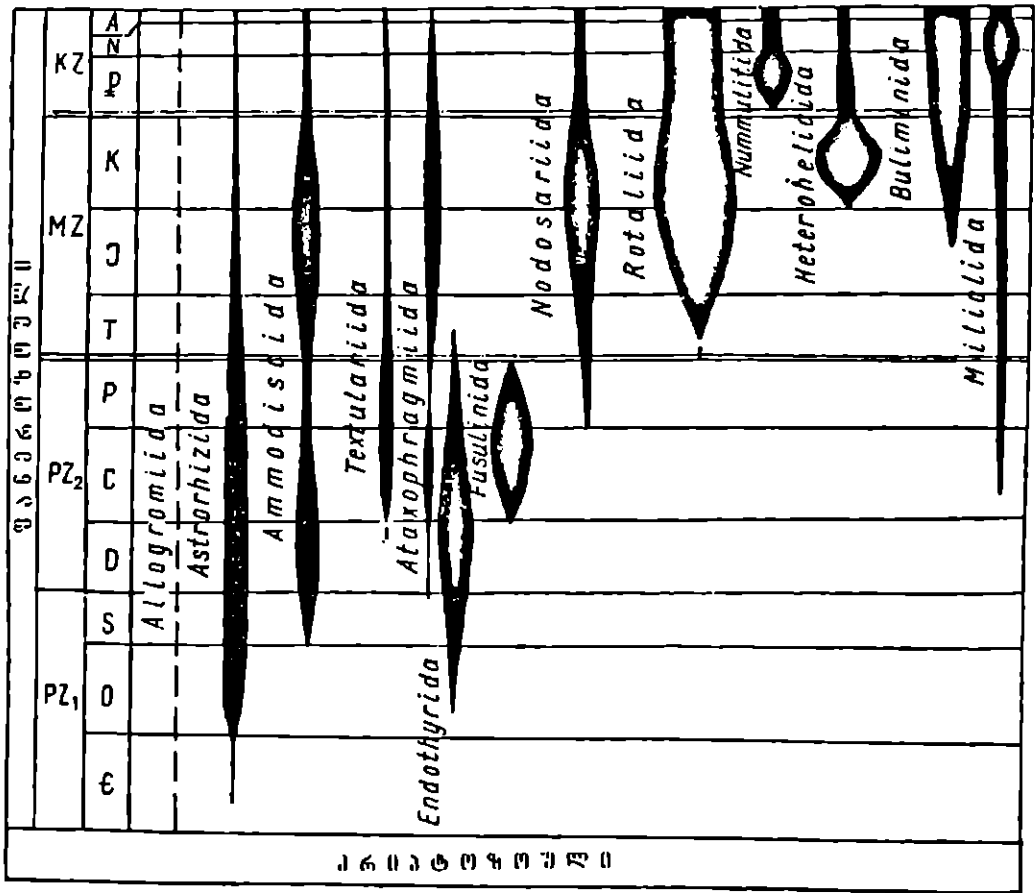
ნუსხა №16

სართულები, რომლებიც დასავლურ ევროპაში იქნა გამოყოფილი ¹				ყირიმის „ნეოსტრა-ტოტიპში“ გამოყოფილი „სართულები“ (1963)
სქემა	სართულის სახელწოდება	ავტორი და გამოყოფის დრო	სტრატოტიპის მდებარეობა	
ოლიგოცენი	აქეიტანიური	ვ. შეიერ-ეიმარი 1857	აქეიტანიის აუზი. მდ. გარონის აუზი, სოკატის მიდამოები	ყირიმის „ნეოსტრა-ტოტიპში“ ოლიგოცენი სართულებად დანაწილებული არ არის
	რუბელური	ვ. შეიერ-ეიმარი 1893	ბელგიის აუზი მდ. ესკოს შენაკადის – რუბელის ქრილი	
	ლატორფული	ვ. შეიერ-ეიმარი 1893	გერმანიის აუზი ჩრდილო საქსონია ს. ლატორფის მიდამოებში	
ეოცენი	პრიბონული ²	შ. მუნიე-შალმა და ე. ლაპარანი 1893	იტალია – ვიჩენცა. ქ. პრიბონას მიდამოების ქრილი	ალმის ბოდრაკის
	ლუტეციური	ა. ლაპარანი 1883	პარიზის აუზი (ლუტეცია – ქ. პარიზის ძველი, რომანული სახელი)	სიმფეროპოლის
	იპრული	ა. დიუმონი 1849	ბელგიის აუზი ქ. იპრის მიდამოები	ბახჩისარაის
პალეოცენი	თანეტური	ე. რენფიე 1873	ლონდონის აუზი მდ. ტემზის ესტუარიდან სამხრეთით თანეტის კუნძულზე	კაჩის
	მონსური	ე. დევალი 1868	ბელგიის აუზი ქ. მონსის მიდამოები	ინკერმანის

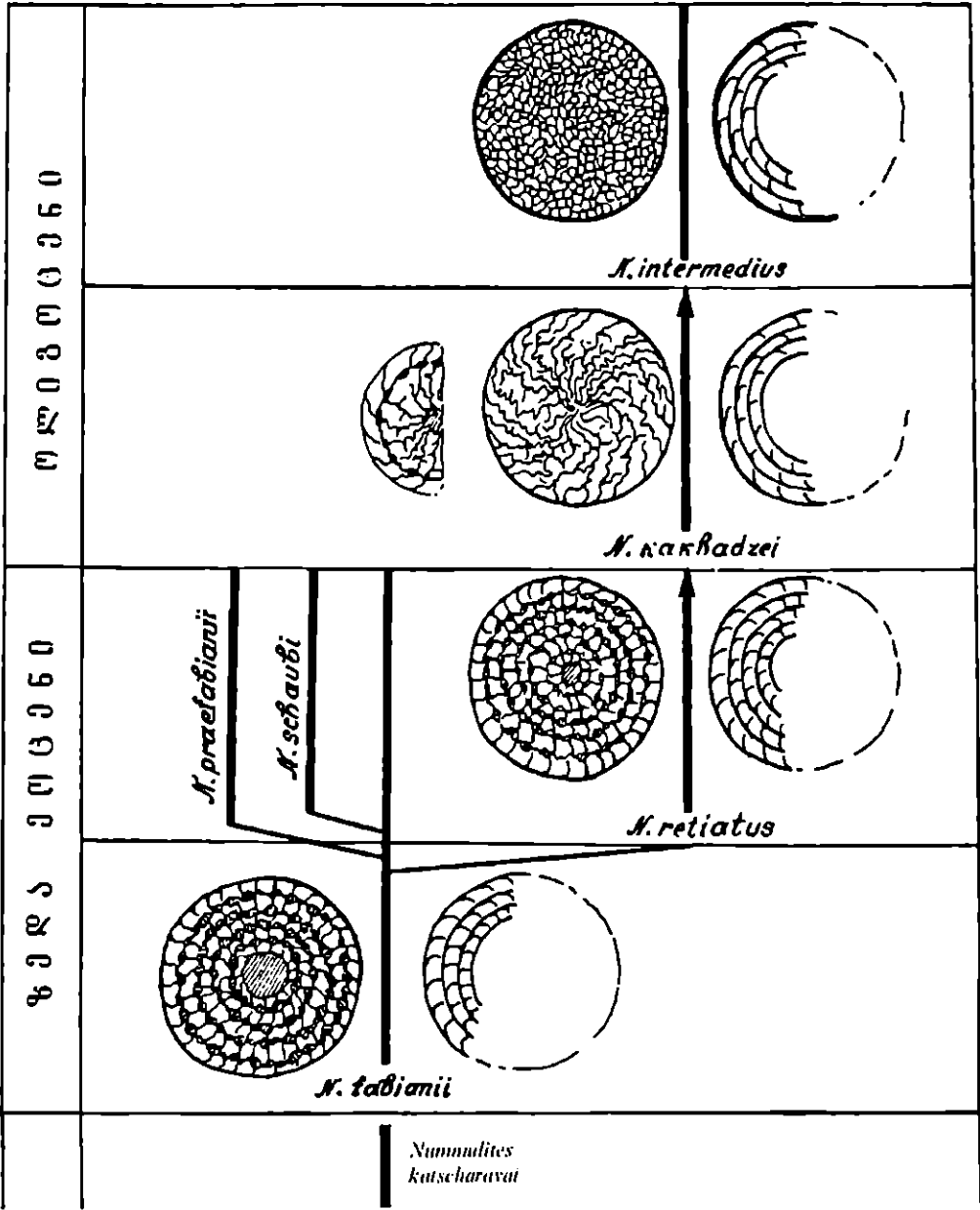
¹ უნდა აღინიშნოს ის ფაქტი, რომ ყველა სართული ერთიმეორისაგან დამოუკიდებლად, სხვადასხვა სტრატოტიპულ ქრილშია დადგენილი.

² უფრო ადრე – 1857 წ. ვ. შეიერ-ეიმარმა აღწერა ბ ა რ ტ ო ნ უ ლ ი ს ა რ თ უ ლ ი, მაგრამ მისი სტრატиграფიული ერთეულის დიამაზონი გაურკვეველი იყო და ავტორები ცალკეულ აუზებში მას სხვადასხვანაირად საზღვრავდნენ. ბარტონულის სტატუსი და სტრატиграფიული ადგილი დღემდე პრობლემატურია.

პალეოგენური პერიოდის ნორმული ზღვების ბინადარი ორგანიზმებიდან განსაკუთრებულ ყურადღებას იმსახურებს ფორამინიფერების კლასი. გვიანი ცარცულიდან დაიწყო მისი აყვავების ახალი, მეორე ეტაპი. პირველი, როგორც ვიცით, გვიან პალეოზოურს (კარბონულ და პერმულ პერიოდებს) მოიცავდა – ამ ეტაპისთვის ნიშანდობლივია ფუზულინიდების რიგის გამოჩენა და განსაკუთრებული აღმავლობა, თუმცა, ამ რიგის არსებობა პალეოზოურის ბოლოსვე დასრულდა. ამავე დროს ფორამინიფერების ყველა დანარჩენი რიგი (მათი რიცხვი შეიძლება უფროსი) მეზოზოურშიც გადავიდა. უფრო მეტი, მათი წარმომადგენლები დღევანდელ ზღვებშიც ბინადრობენ, ისევე როგორც იურულ პერიოდში გაჩენილი 3 ახალი რიგის ზოგი ტაქსონი. ადრე ცარცულში მათ რიცხვს შეემატა კიდევ ერთი ახალი რიგი, გვიან ცარცულში კი ყველა დანარჩენისგან მრავალმხრივ გამორჩეული კიდევ ორი – Nummulitida და Orbitoidida. მათგან პირველის ზოგი გვარი დღევანდელ ზღვებშიც ბინადრობს, ორბიტოიდიდებმა კი პლიოცენამდე მიადწიეს. ასეთია ფორამინიფერების 13 რიგის სტრატოგრაფიული გავრცელების საერთო სურათი (იხ. სურ. 128).



სურ. 128. ფორამინიფერების გეოქრონოლოგიური გავრცელება (ვ. დრუშჩიკის და ო. ობრუჩევას მიხედვით, 1971)



სურ. 129. ნუმულიტების სტრატოგრაფიულად მნიშვნელოვანი ზოგი სახის ფილოგენეტიკი ურთიერთობების სქემა.

არანაკლებ საინტერესოა მეზოზოურისა და კანოზოურის მიჯნაზე ფორამინიფერების ცარცული ოჯახების ევოლუციაში მოხდარი ცვლილებები. გვიან ცარცულში მათი რიცხვი ორმოცს აღემატებოდა. მათგან ათამდე ოჯახი სენოზანური საუკუნიდან იწყებს განვითარებას. პალეოგენის ქვედა საზღვარი, ორბიტოლიდების ოჯახის გარდა, ყველა დანარჩენმა ოჯახმა გადალახა და უმეტესობამ დღევანდლამდე მოაღწია. პალეოცენიდან მათ რიცხვს მიემტა ხუთი ახალი ოჯახი: Robertinidae-უმნიშვნელო, პატარა ოჯახი, რომელიც მხოლოდ ორ გვარს აერთიანებს (P-Q), ორბიტოლიდების რიგის ორი ოჯახი – Discocyclonidae (P₁-P₂) და Lepidocyclinidae (P), ნუმულიტიდების რიგის ერთი ოჯახი – Nummulitidae (P-Q) და კიდევ ერთი – მიოგისინიდების (Miogypsiniidae) ოჯახი (N₁), რომლის ტაქსონომიური ადგილი ერთნიშნად დღემდე არ არის გარკვეული. ამრიგად, მეზოზოურისა და კანოზოურის მიჯნაზე მალაი რანგის ტაქსონომიური ერთეულების – რიგების დიფერენციაციაში მკვეთრი ცვლილებები არ აღინიშნება. სამაგიეროდ, შესაძენვეა გარდატეხა ოჯახების დონეზე. პალეოცენიდან ჩნდება ხუთი ახალი ოჯახი, მათ შორის პალეოგენისათვის განსაკუთრებულად მნიშვნელოვანი ორი ოჯახი – Nummulitidae და Discocyclinidae. ორვე ოჯახის პირველი წარმომადგენლები მომსურ ნალექებშია აღწერილი. მათი გამოჩენის ფაქტი ადრე პალეოცენური (მომსური) ასაკის ზღვურ ნალექებში საკმარ დამაჯერებელი კრიტერიუმია პალეოგენის ქვედა საზღვრის ერთნიშნად დადგენისათვის და მომსური სართულის საგებთან მისი დაკავშირებისათვის. მაგრამ ამით როდი ამოიწურება ნუმულიტიდებისა და დისკოციკლინიდების ოჯახების ბიოსტრატиграფიული მნიშვნელობა პალეოცენური სისტემის დანაწილებისა და კორელაციის საქმისათვის. ამ მხრივ განსაკუთრებით გამორჩეული არის ნუმულიტიდების ოჯახის ყველაზე მრავალრიცხოვანი გვარის Nummulites-ის მნიშვნელობა. ამ გვარის სახეთა რაოდენობა ადრე პალეოცენიდან გვიან ოლიგოცენამდე ორასს აღემატება. პალეოცენური ნალექებისათვის ნუმულიტური ფაუნა იმდენდაა ნიშანდობლივი, რომ 1873 წელს ფრანგმა ჟ. რენვეიმ, როგორც უკვე ვთქვით, პალეოგენს ნუმულიტური სისტემა უწოდა, თუმცა, იმ დროს ნუმულიტების 20-25 სახე თუ იყო აღწერილი. სტრატиграფიული ერთეულის ეს უჩვეულო სახელწოდება – Nummulitique პალეოგენის სინონიმად იქცა და მე-20 საუკუნის სამეცნიერო ლიტერატურაშიც კი მას არაიშვიათად ვხვდებით. პალეოცენური ნალექების ქრილში ნუმულიტური ფაუნის ცვლის საფუძველზე ცალკეული ჰორიზონტების გამოყოფა პირველმა მ. ჰანტკენმა სცადა 1879 წელს – მხოლოდ ოციოდე წელი იყო გასული მას შემდეგ, რაც ა. რაელის დამახერებით უმცირესი სტრატиграფიული ერთეულის სტატუსით ზონა იქნა შემოტანილი გეოლოგიაში. ამ დროიდან მოყოლებული გასული საუკუნის 40-იან წლებამდე ტეთისისა და მასთან დაკავშირებული ეპიკონტინენტური აუზების პალეოცენური ნალექების დანაწილება და სინქრონიზაცია ძირითადად ნუმულიტებისა და მსხვილი ფორამინიფერების სხვა გვარების – რაქულინების, ასილინების, დისკოციკლინების და სხვ., წარმომადგენელთა კომპლექსების საფუძველზე ხორციელდებოდა. დაბალი რანგის სტრატиграფიული ერთეულების უმთავრესი კრიტერიუმი მაინც ნუმულიტების გვარის იმ დროისათვის ცნობილი სულ რაღაც 20-25 სახე და მათი ფილოგენეტური ურთიერთობები იყო. ამ მწირ მასალაზე დაყრდნობით, რომელიც დასავლური ხმელთაშუა ზღვის აუზებიდან იყო მოპოვებული, პალეოგენის დანაწილება მხოლოდ სართულების დონემდე ხერხდებოდა. მეორე მთელი ომის შემდეგ ევროპასა და ევროპასგარე ქვეყნებში მოპოვებულმა უმდიდრესმა ახალმა ფაქტობრივმა მასალამ ნათელი გახადა, რომ: ა. მსხვილი ფორამინიფერების ფაუნა გაცილებით მრავალფეროვანია (მარტო ნუმულიტების სახეთა რიცხვი 200-ს აღემატება), ბ. ორბიტოლიდებისა და ნუმულიტიდების ფაუნის გავრცელება პლანეტარული მასშტაბისაა – ცენტრალური ამერიკიდან სამხრეთ-აღმოსავლურ აზიამდე და ლონდონის განვიდან მადაგასკარამდე ამ უმდიდრესი მასალის ანალიზმა ცხადი გახადა, რომ ნუმულიტური ფაუნის საფუძველზე პალეოცენური ნალექების დანაწილება შესაძლებელია არა მხოლოდ სართულების, არამედ ზონების დონემდეც. გასული საუკუნის სამოციან წლებში მრავალ ქვეყანაში (საფრანგეთში, შვეიცარიაში, პოლონეთში, რუსეთში, საქართველოში, აზერბაიჯანში და სხვ.) გამოკვეთდა არაერთი შრომა, რომელთაგან ზოგი პალეოცენურ ნალექებში ადგილობრივი ზონების გამოყოფის ცდას წარმოადგენს, რამდენიმე ავტორს კი მთელი ხმელთაშუა ზღვის ოლქისათვის დადგენილი ნუმულიტური ზონების სქემა აქვს მოცემული. ნუმულიტური ზონების რიცხვი სხვადასხვა ზოგოვანობის პრაოვინციაში განსხვავებულია და 10-15-ის ფარგლებში მერყეობს.

რიგი Nummulitida-ში შუბაეალი ტაქსონები (ოჯახები, ქვეოჯახები და გვარები); რიგი Orbitoidida-ს ოჯახები¹

რიგი Nummulitida (K ₂ -Q)	ოჯახი Nummulitidae (K ₂ -Q)	ქვეოჯახი Nummulitinae (P-Q)	Nummulites (P ₁ -P ₂) Assilina (P ₂) Operculina (K ₂ -Q) Operculinella (P ₂) Ranicothalia? Heterosteginina (P ₂) Grizobovskia (P ₂ ³) Spiroclipeus (P ₂ ³ - N ₁ ¹) Cycloclipeus (P ₂ -Q) Heterocyclina? Pellatispira (P ₂) Siderolites (K ₂ -Q) Arnaudiella (K ₂) Miscellanea (K ₂ -P ₂) Sulcoperculina (P ₂) Laffiteina (P ₁)
	ოჯახი Miscellaneidae (K ₂ -P ₂)	ქვეოჯახი Heterostegininae (P ₂ -Q) Siderolitinae (K ₂ -Q)	
Orbitoidida	Miogypsinidae ²	(?) (P ₂ -N ₁)	გაურკვეველი ვის ეკუთვნის Nummulitida-ს თუ Orbitoidida-ს
	Lepidocyclinidae	(P ₂ -P ₂)	
	Discocyclinidae Orbitoidae	(P ₁ -P ₂) (K ₁)	

¹ ნუმულიტიდები და ორბიტოიდები, რომელთაც, როგორც წესი, მსხვილი ან გიგანტური ფორამინიფერების სახელით აერთიანებენ, ფორამინიფერების კლასის მკაფიოდ გამოჩეულ წევრს შეადგენენ. მართალია, ჩამდენადმე უძველეს ელერს ებოიტი „გიგანტური“ ერთუჯრედიან ორგანიზმებთან მიმართებაში (ნამდვილი გიგანტები ხომ მეზოზოური ქვეწარმავლები იყვნენ). ამჟამად გიგანტები არიან ვეშაებია, სპილოები და (ა.შ.), მაგრამ დანარჩენი ფორამინიფერების (ე.წ. მიკროფორამინიფერების) ფონზე ისინი, მართლაც, ნამდვილ გიგანტებად გამოიყურებიან. ნუმულიტების ზოგი სახის დიამეტრი 100 მმ-ს აღწევს, არის აღწერილი 120-130 მმ დიამეტრის ინდივიდებიც. საკმაოდ დიდი ნივარები გააჩნიათ ორბიტოიდების წარმომადგენლებსაც. მიკროფორამინიფერების ნივარის დიამეტრი კი მხოლოდ მილიმეტრის მკათედებს უტოლდება ორბიტოიდებისა და ნუმულიტების მნიშვნელოვანი განმასხვავებელი, მხოლოდ მათთვის ნიშანდობლივი მორფოლოგიური ელემენტია მრავალკამერაანობა. კამერების რიცხვი ყველაზე მცირე ზომის ნივარებში ჩამდენიმე ათეულს აღწევს. ზოგი სახის მიკროსფერული გენერაციის ნივარები კი ჩამდენიმე ათას კამერად არის სექტებით დატვირთული. გამოჩეულია ამ ორი რიგის - ორბიტოიდებისა და ნუმულიტების, დიდი ზომის ემბრიონალური (საწყისი) კამერა. ზოგი სახის პროტოკონქის დიამეტრი 1,5 მმ-ს აღწევს, არაშეიათად შეტეც არის და სილიდით ბევრად აღემატება მიკროფორამინიფერების ზრდადასრულებულ ინდივიდებს.

² მიუხედავად ამისა, ორბიტოიდები და ნუმულიტიდები მნიშვნელოვნად განსხვავდებიან ერთმანეთისგან ისეთი ასე-ბითი ევოლუციური ნიშნებით, როგორცაა ახბთა სისტემა (ის მხოლოდ ნუმულიტიდებს გააჩნიათ), ონტოგენეტური განვითარების ემბრიონალური სტადია, მორფოგენეზის პროცესი, და წარმომადგენელ ორ დამოუკიდებელ მალალი რანგის ტაქსონს - ორ რიგს: Orbitoidida და Nummulitida.

³ Miogypsinidae-ს ოჯახში გაერთიანებული ფორმები ბევრი მორფოლოგიური ნიშნით უფრო ახლოს დგანან ორბიტოიდებთან, თუმცა ახბთა სისტემის არსებობა, შესაძლოა, მათი ნუმულიტიდებთან უფრო ახლო ნათესაობაზე მიუთითებდეს. ამის გამოა, რომ დღემდე გაურკვეველი რჩება მსხვილი ფორამინიფერების რომელ რიგს უნდა მიეკუთვნებოდეს მოიგაპსინიდათა ოჯახი.

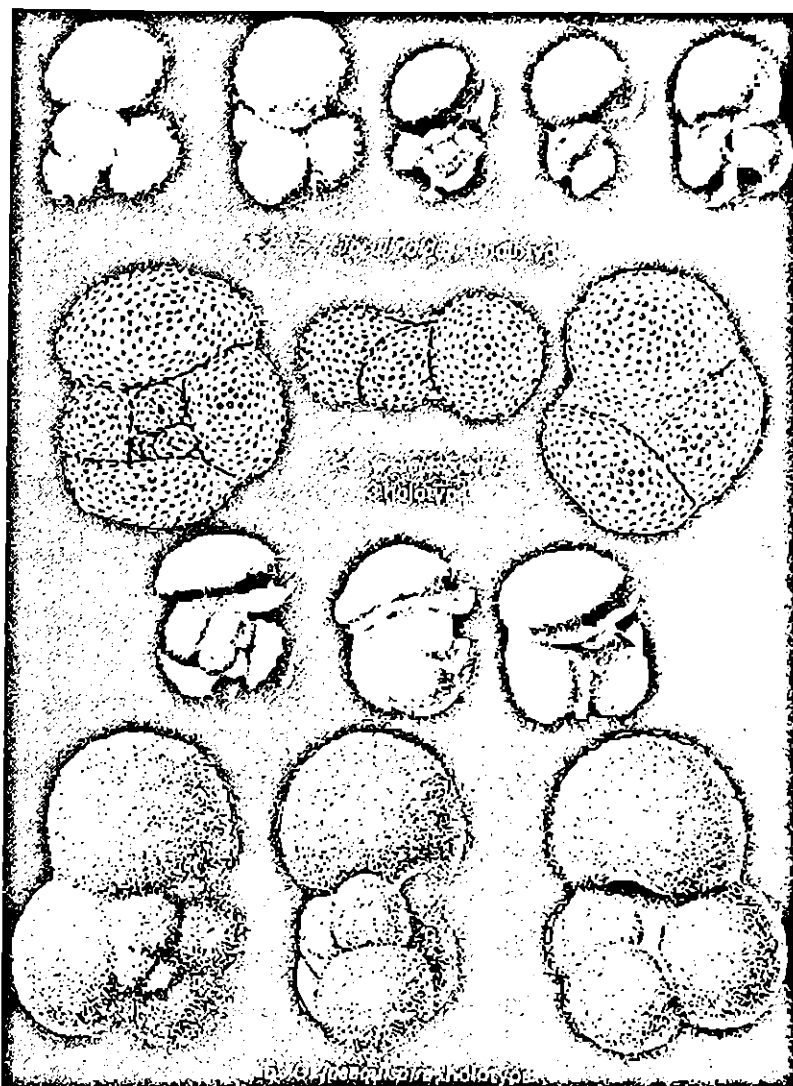
მსხვილი ფორამინიფერების რამდენიმე ოჯახის არაერთი გვარის წარმომადგენლები ხშირად ქან-მაშენნი არიან. ნუმულიტიანი და დისკოციკლინიტიანი კირქვები, ქვიშიანი კირქვები და ქვიშაქვები არაიშვითად რამდენიმე ათეული მეტრის სისქის შრენარს ქმნიან. არის შემთხვევები, როცა ამგვარი ქანების სიმძლავრე რამდენიმე ასეულ (300-400) მეტრსაც კი აღწევს.

ცენტრალური ვერპის ეპიკონტინენტური ნორმული აუზების (პარიზის, ლონდონის, ბელგიის და სხვ.) სტრატეგრაფიული დანაწილების ძირითად დასაყრდენს იმთავითვე მოლუსკური (ორსაგ-დულანებისა და გასტროპოდების) თაუნა წარმოადგენდა, რადგანაც ნუმულიტების თითო-ორიოლა სახე ხსენებულ აუზებში მხოლოდ დროგამოშვებით იმიგრირებული კრიპტოგენული თაუნის ელემენტებს წარმოადგენდნენ და, ესაბნა, ზონების გამოყოფის ბაზისად არ იყარგებდნენ.

ნუმულიტიდებისა და ორბიტოლიდების უპირატესი ბიოსტრატეგრაფიული ღირებულება პალეოგენური ნალექების დეტალური სტრატეგრაფიული დანაწილების საქმისათვის ერთგვარად „გაფერმკრთალდა“ მეორე მსოფლიო ომის შემდგომი წლებიდან. ნავთობპროდუქტებზე მოთხოვნის მკვეთრი ზრდა (საწვავი ავიაციისათვის, სამხედრო და სამოქალაქო ტრანსპორტისათვის და ა.შ.) გახდა ერთ-ერთი არაპირდაპირი მიზეზი იმისა, რომ მსხვილი ფორამინიფერები და, მით უფრო, მოლუსკები (ორსაგდულიანები და გასტროპოდები), ერთგვარად ჩრდილში მოექცნენ. პირველი პოზიცია ჯერ მიკროფორამინიფერებმა დაიკავეს, მოგვიანებით კი — ე.წ. ნანოპლანქტონმა¹. ნავთობის ძიების პროცესში ბურღვით მოპოვებულ ქვიშაქვებში (კერნში) მიკროფორამინიფერებისა და მსხვილი ფორამინიფერების განამარხებული ნაშთების მოპოვების ალბათობა უდარგად მცირეა. სამაგიეროდ, განუზომლად დიდია იმავე კერნში მიკროფორამინიფერების, განსაკუთრებით მათი პლანქტონური სახეების უამრავი ინდივიდის მოხვედრის შანსი. პრაქტიკული (ნავთობის ძიების) ამოცანების გადაჭრის აუცილებლობამ (ქაბურღილებით გადაკვეთილი ნალექების დათარიღება-დანაწილება და კორელაცია) გეოლოგების ყურადღება მიკროფოსილიებზე შეაქურა. პირველივე წარმატებულმა შედეგებმა ნათელაყო სტრატეგრაფიული კვლევისთვის მიკროფაუნის საიმედოობა. მალე გეოლოგების (უფრო ზუსტად, პალეონტოლოგების) ხელთ აღმოჩნდა კიდევ ერთი ტექნიკური სიახლე, რომელმაც კიდევ უფრო მაღალ დონეზე აიყვანა ნანოფოსილიების განუსაზღვრელად დიდი ბიოსტრატეგრაფიული შესაძლებლობები. ელექტრონული მიკროსკოპის დანერგვამ პალეონტოლოგიური კვლევის ტექნიკურ არსენალში განუზომლად გააფართოვა უმცირესი ზომის ზოო- და ფიტოპლანქტონის ბიოსტრატეგრაფიული შესაძლებლობები და, შესაბამისად, ღირებულებაც, როგორც მეცნიერების, ისე პრაქტიკული (გამოყენებითი) გეოლოგიის ამოცანების გადაჭრის საქმისათვის.

პლანქტონური ფორამინიფერები ფართოდ არის გავრცელებული გაშლილ ზღვებში. მათი მცირე ზომის, მსუბუქი ნიჟარები ზღვის დინებებს დიდ მანძილზე გადააქვთ, არაიშვითად ისეთ ზონებში, სადაც ისინი, ჩვეულებრივ, არ ბინადრობენ. პლანქტონური ფორამინიფერების ფართო გეოგრაფიული გავრცელება და კიდევ მათი ევოლუციის სწრაფი ტემპი იყო იმის პირობა, რომ პლანქტონური ფორამინიფერების მრავალი ნაშარბი სახე შემცველი ნალექების დეტალური დანაწილებისა და შორეული კორელაციის ერთ-ერთ ყველაზე საიმედო დასაყრდენად იქცა. ცარცული და პალეოგენური პერიოდების განმავლობაში პლანქტონური ფორამინიფერების კომპლექსები ჩრდილოეთისა და სამხრეთის 50°-იან განედებს შორის მოქცეულ ზონაში თითქმის ერთნაირი იყო და ერთნაირადვე იცვლებოდა დროშიც. ამიტომ ცარცული და პალეოგენური ნალექების კორელაცია, პრაქტიკულად, გლობალური მასშტაბით ნაკლებად აწყდება სირთულეებს. ევოლუციის სწრაფი ტემპები და პლანქტონური ფორამინიფერების კომპლექსების სწრაფი ცვლა დაუდო საფუძვლად კაინოზოური ნალექების ზონებად დანაწილებას პ. ბოლდომ (1966), რომელმაც კაინოზოურში 40-მდე ყველაზე დამალი რანგის სტრატეგრაფიული (გეოქრონოლოგიური) ერთეული გამოყო თითოეული გეოქრონოლოგიური ერთეულის ხანგრძლივობა საშუალოდ 1,6 მლნ წელი გამოდის. ეს საკმაოდ ზუსტი დეტალური დანაწილებაა — გაეისხნათ, რომ ამონიტური ზონების შესატყვისი დროის ხანგრძლივობა საშუალოდ 1,4-1,6 მლნ წელია. პალეოგენში პლანქტონური ფორამინიფერების ოცამდე ზონა გამოიყოფა, ნეოგენში — 18, მეოთხეულში — 2 (ან სამი).

¹ ნანოპლანქტონი — nanos (ბერძ.) - ქვიშა



სურ. 130. პალეოგენური პლანქტონური ფორამინიფერების ზოგი სახე
 1-2 – *Globigerina triloculinoides*; 3-4 – *Globigerina velascoensis*;
 5 – *Globigerina inaequispira*

ელექტრონული მიკროსკოპის გამოყენება პალეონტოლოგიურ კვლევაში განსაკუთრებით ეფექტური აღმოჩნდა ისეთი განამარხებული ორგანული ნაშთების შესასწავლად, რომლებიც გაცილებით უფრო მცირე ზომისაა (1-20 μ), ვიდრე მიკროფორამინიფერების 1 მმ-ზე დიამეტრის ნივთები. ამ გზით მოხერხდა ისეთი ნალექების ზუსტი დათარიღება, რომლებიც მანამდე „მუნჯ“ ქანებად იყო მიჩნეული და მხოლოდ სტრატოგრაფიული მდებარეობისა და ზოგადი გეოლოგიური მოსაზრებების გათვალისწინებით სერხდებოდა მათი ასაკის სავარაუდოდ განსაზღვრა. ასეთი ზომის განამარხებული ორგანული ნაშთები, მეტწილად, წარმოადგენენ უმდაბლესი მცენარეების (წყალმცენარეების) ზოგი ტაქსონის ინდივიდების უკრედის ბინერალიზებული საფარველის ცალკეულ ნაწილებს. წყალმცენარის

კვდომის შემდეგ მხოლოდ იშვიათ შემთხვევაში ხდება მთლიანი საფარველის („ჯავშნის“) განამარხება ის, მეტწილად, განსაკუთრებული ელემენტების სახით ხდება კარბონატული შლამების შემადგენლობაში. ამგვარი მცირე ზომის ორგანული ნაშთებიდან ყველაზე საინტერესოა ხ რ ი ზ ო ფ ი ტ ე ბ ი ს (Chrisophyta), ანუ ოქროსფერი წყალმცენარეების განამარხებული მინერალიზებული (კარბონატული ან კაჟიანი) ელემენტები. ხრიზოფიტები ძირითადად პლანქტონური, იშვიათად ფსკერზე მიმაგრებული წყალმცენარეებია, რომლებიც ნორმულ ზღვებში, ან მტკნარ აუზებში ბინადრობენ. განამარხებულია მეტწილად კოკოლიტოფორიდებისა² და სილიკოფლაგელატების³ (კაჟიანი შოლტონების) ჩვეულის ნაშთები. ამათ გარდა, მეზოკაინოზოური ნალექების სტრატეგრაფიული დანაწილებისთვის, როგორც უკანასკნელი ათწლეულების კვლევებმა ნათელაყო, მნიშვნელოვანია ნანოპლანქტონის კიდევ ერთი ჩვეულის – დინოფიტური წყალმცენარეების⁴, განამარხებული ნაშთები.

ისტორიულ-გეოლოგიური კვლევის თვალსაზრისით განსაკუთრებულ ყურადღებას კოკოლიტოფორიდები იმსახურებენ. ამიტომ მათზე საგანგებოდ შეჩერება მოგიწევს. რაც შეეხება სილიკოფლაგელატებს, მათი ბიოსტრატეგრაფიული მნიშვნელობა შედარებით ნაკლებია პალეოგენისტების. მათი უფრო მრავალფეროვანი კომპლექსები მიოცენურ ნალექებშია წარმოდგენილი.

კოკოლიტოფორიდები ორი შოლტით აღქურვილი მიკროსკოპული (10-20μ, იშვიათად 30-50μ) წყალმცენარეებია, რომლებიც, მეტწილად, თბილ, ნორმულ ზღვებში 150 მის სიღრმეზე ბინადრობენ და ფიტოპლანქტონის ერთ-ერთ ნაწილს შეადგენენ. უჭრედი დაფარულია კარბონატული შედგენილობის სფეროს ფორმის საფარველით – კოკოსფეროთი, (სურ. 131, 1) რომელიც უამრავი ელემენტებისაგან – კოკოლიტებისაგან შედგება. ინდივიდის კვდომის შემდეგ კოკოსფერა ცალკეულ ელემენტებად დაშლილი ფსკერზე გროვდება კარბონატული შლამის სახით. ამგვარად არის წარმოქმნილი, კერძოდ, ჩვენთვის კარგად ცნობილი ცარცული პერიოდის საწერი ცარცი, რომლის 90%-ს სწორედ კოკოლიტები შეადგენს. კოკოლიტოფორიდები სითბოსმოყვარული, ამასთან სტენოთერმული წყალმცენარეებია, ამიტომ ისინი აუზებში წყლის ტემპერატურულ რეჟიმში მომდარაი ცვლილებების საუკეთესო ინდიკატორებს წარმოადგენენ – ჰრილში მათი რაოდენობის ცვალებადობა კარგად ასახავს დათბობა-აცივების მონაცვლეობას.

კოკოლიტოფორიდების კვლევით მიღებული შედეგებიდან ყველაზე მნიშვნელოვანი მაინც ის არის, რომ ამ მიკროსკოპული წყალმცენარეების მინერალიზებული საფარველის განამარხებული ელემენტების – კოკოლიტების, მორფოლოგია უარესად მრავალფეროვანია და ამასთან მორფოლოგია დროში კანონზომიერად, თანაც სწრაფი ტემპით იცვლება. სწორედ კოკოლიტების მორფოლოგიის კანონზომიერი ცვლა გახდა იურული, ცარცული, პალეოგენური და ნეოგენური ნალექების დეტალური სტრატეგრაფიული (ზონებად) დანაწილების საფუძველი. ნანოპლანქტონზე დაფუძნებულ ზონალურ სტრატეგრაფიას განსაკუთრებული მნიშვნელობა მაინც კაინოზოურისთვის აქვს. იურული და ცარცული ნალექების დეტალურ დანაწილებას, როგორც ვიცით, ამონიტების ფაუნისტური კომპლექსების ცვლა უზრუნველყოფს. რაც შეეხება პალეოგენს, მართალია, ნუშულიტიდების კომპლექსების ცვლა ზონების გამოყოფის საიმედო ბაზის წარმოადგენს, მაგრამ ნერიტული ოლქის ფსკერთან დაკავშირებული ეს ორგანიზმები ღრმა აუზების ნალექების დანაწილებისა და კორელაციისათვის მხოლოდ პლანქტონური ფორამინიფერების ზონებთან ნუშულიტური ზონების პარალელიზაციის გზით შეიძლება გამოვიყენოთ. ნანოპლანქტონი კი უზრუნველყოფს როგორც ნერიტული ოლქის, ისე ღრმა ზღვის ნალექების დანაწილებასაც და სინქრონიზაციასაც. ამას გარდა,

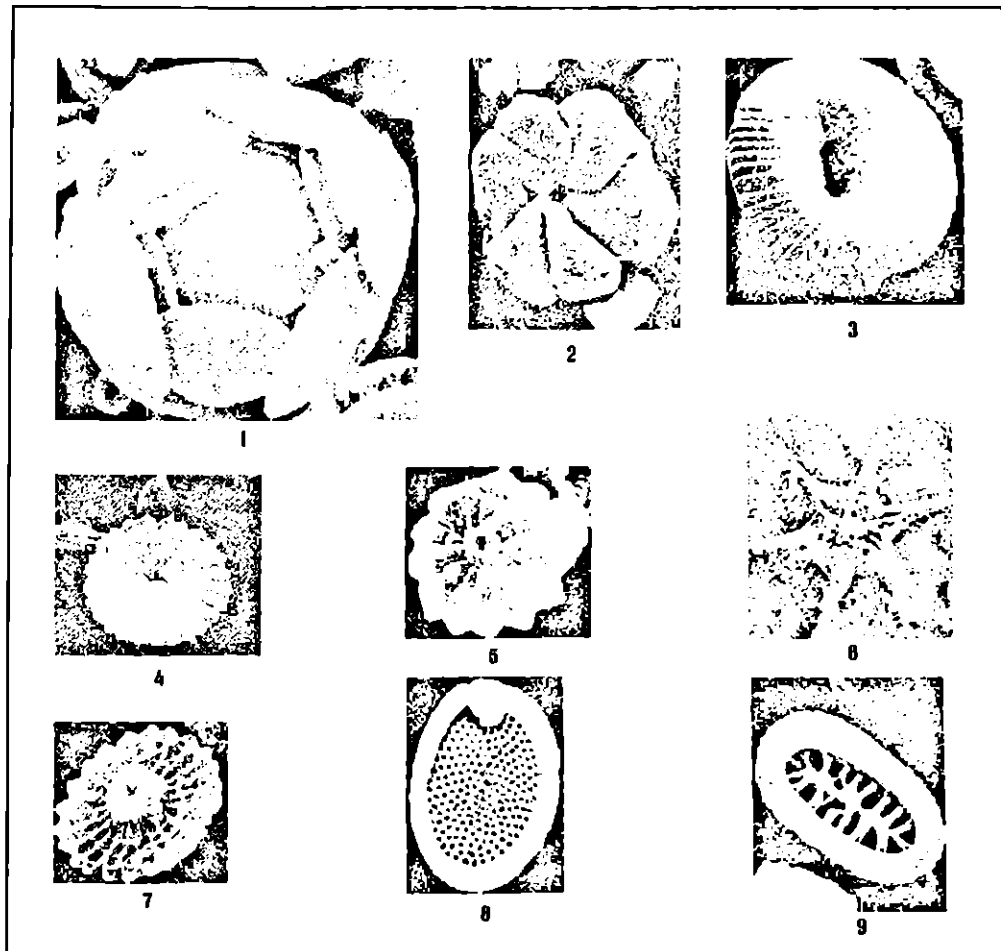
¹ Chrison (ბერძ.) – ოქრო

² kokkos (ბერძ.) – მარცვლი

³ სილიკოფლაგელატების, ანუ კაჟიანი შოლტონების შიგა სკელეტი SiO₂-ისაგან შედგება. ამიტომ არაკარბონატული ქანების დათარღვისთვის მათ დიდი მნიშვნელობა აქვთ. რადგანაც არაკარბონატულ დანალექ ქანებში, ჩვეულებრივ პლანქტონური ფორამინიფერებისა და კოკოლიტოფორიდების CaCO₃-ის შედგენილობის ნაშთები იშვიათად მოიპოვება.

⁴ დინოფიტური წყალმცენარეები (სხვაგვარად პერიდინიები) ერთუჯრედიანი, იშვიათად მრავალუჯრედიანი, ცელულოზის „ქვეშითი“ შემოსილი წყალმცენარეებია. არახელსაყრელ გარემოპირობებში ისინი იფარებიან ცისტით (დინოცისტით) – ორგანული გარსით. განამარხებული, მეტწილად, სწორედ დინოცისტებია, მხოლოდ იშვიათად – „ჯავშნის“ ფორფიტები დინოცისტების მორფოლოგია უარესად მრავალფეროვანია და სწორედ მორფოლოგიის ცვლის კანონზომიერებები დაეკონსოლიდებდა მეზოზოური, განსაკუთრებით კი კაინოზოური ნალექების ზონალურ დანაწილებას.

ნანოპლანქტონის კომპლექსების კანონზომიერი ცვლა უზრუნველყოფს კანონზომიერ, პირველ რიგში პალეოგენის და ნეოგენის გაცილებით უფრო დეტალურ დანაწილებას, ვიდრე თუნდაც ნუმულიტიდები ან მოლუსკები. 1971 წელს ედ. მარტინიმ კანონზომიერ ნალექებში 46 ნანოპლანქტონური ზონა გამოყო – 25 ზონა პალეოგენში, 21 – ნეოგენში. ამასთან, როგორც უკვე ვთქვით, ფიტოპლანქტონის უაღრესად მცირე ზომები მათ დიდ მანძილზე გადაადგილებას და ერცელ ტერიტორიაზე გაერთილებას უწყობს ხელს, ეს კი, პრაქტიკულად, ზონების გლობალური მასშტაბით კორელაციას შესაძლებელს ხდის. ღრმა ოკეანური ბურღვით მოპოვებული ქვიერი მასალის საგანგებო პალეონტოლოგიური კვლევის შედეგებმა საბოლოოდ ექვიფიტანელი გახადა ნანოპლანქტონის უსაზღვროდ დიდი ბიოსტრატეგრაფიული ლირებულება. ნანოპლანქტონური ზონების თანმიმდევრობა ერთნაირია როგორც მსოფლიო ოკეანის ფსკერის, ისე კონტინენტების იურული, ცარცული, პალეოგენური და ნეოგენური სისტემების სინქრონულ წყებებში.



სურ. 131. კირქვიანი ნანოპლანქტონის ზოგი სახე კანონზომიერი ნალექებიდან:
 1 – *Calcidiscus macintryei* (× 6000);
 2 – *Biantholithus sparsus*; 3 – *Coccolithus pelagicus*;
 4. *Discoaster vernalensis*; 5 – *Discoaster kucperri*;
 6 – *Discoaster lodoensis*; 7 – *Discoaster elegans*; 8 – *Pontosphaera discopora*;
 9 – *Ellipsolithus distichus*. (2-9× 2000)

პალეოგენურ ზღვებში მნიშვნელოვანი იყო Protozoa-თა კიდევ ერთი კლასი — რადიოლარიები (Radiolaria), მცირე ზომის (40-50μ-მმ) პლანქტონური ერთუჯრედიანები, რომელთაც SiO₂-ის შედგენილობის სკელეტი გააჩნიათ და ამჟამად, მეტწილად, თბილ ზღვებში სხვადასხვა სიღრმეზე ბინადრობენ. რადიოლარიების განამარბებულ სახეთა რიცხვი 1000 მ-დღა. როგორც ამ კლასის წარმომადგენელთა განამარბებული ნაშთების სისტემატიკაში, საგანგებო ყველამ აჩვენა, რადიოლარიები შემსველი ნალექების დეტალური სტრატოგრაფიული დანაწილების საიმედო საფუძველს წარმოადგენენ და განსაკუთრებით დიდი მნიშვნელობა ენიჭებათ კაჟით გამდიდრებული ქანების დათარიღებისათვის. მათ წარმატებით იყენებენ პალეოგენის სილიციტური წყებების დათარიღებისათვის.

პალეოგენური პერიოდის ნორმული ზღვის ბინადართა მრავალფეროვანი ტაქსონებიდან, როგორც უკვე აღვნიშნეთ, მნიშვნელოვანია ორსაგდულიანიებო და გასტროპოდების კლასები. ამ ორი კლასის წარმომადგენლები მრავლად არის განამარბებული როგორც ნორმული ზღვის, ისე მტენარი და მარილიანი აუზების ნალექებში. მუცელთუფიანებმა ხმელეთის პირობებთან ადაპტაცია შეძლეს და მათ ნაშთებს კონტინენტური ფაციესის ქანებშიც შეიძლება შევხვდეთ.

მხარტუფიანების ნაშთები პალეოგენურ ნალექებში ნაკლებ მრავალრიცხოვანია და მეტწილად რელიქტური ტაქსონებით — ლინგულიდებით, ტერებრატულიდებითა და რინქონელიდებით არიან წარმოდგენილი. სამაგიეროდ, ფართოდ იყენენ გავრცელებული პალეოგენური პერიოდის ნორმულ ზღვებში ზღვის ზღარბები — ექინოკორისები, კლიმასტერები, კონოკლიპუსები და ა.შ., ისევე როგორც ღრუბლები, ჰექსაკორალები და ხავსეხოველები.

ასოსხსრინებიდან პალეოგენისათვის საკმაოდ მნიშვნელოვანია მცირე ზომის ოსტრაკოდები, რომელთაც წარმატებით იყენებენ პალეოგენური ნალექების დათარიღებისა და კორელაციისათვის.

ზღვის ბინადარი ხერხემლიანიებიდან აღსანიშნავია ძვლიანი თევზების სიმრავლე და მრავალფეროვნება. მათ გვერდით იყენენ ხრტილიანი თევზებიც — ზეიგენები და სხვ. პალეოგენურ ზღვებში ჩნდებიან ზღვის მაწოვრებიც — დელფინები, ვეშაპები და კაშალოტები. მათ კიდევ მიუზღვრუნდებით მაწოვრების კლასის პალეოგენური ტაქსონების დახასიათებისას.

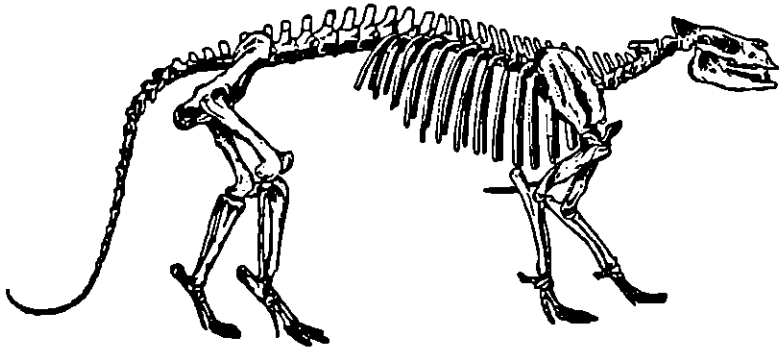
რაც შეეხება ხმელეთის ხერხემლიანებს, პალეოგენში ამფიბიების და ქვეწარმავლების ხვედრითი წილი ხმელეთის ბინადართა საერთო მასაში საგრძობლად არის შემცირებული. ამფიბიებიდან წარმოდგენილი არიან გიგანტური სალამანდრები, ბაყაყები, გომბეშოები, ქვეწარმავლებიდან — ნიანგები, ხელიკები, კუები, გველები და ა.შ. სამაგიეროდ, სწრაფ ევოლუციას განიცდიან ფრინველები, რომელთა დიდი ნაწილი ჰაერში ფრენას არის შეგუებული, ნაწილი კი ხმელეთზე ბინადრობს და მოკლებულია ფრენის უნარს.

საგანგებოდ უნდა შევიხედოთ მაწოვრების კლასის (Mammalia) ევოლუციის უმთავრეს მომენტებზე პალეოგენური პერიოდის განმავლობაში, რადგანაც პალეოგენის კონტინენტური ნალექების დათარიღების, სტრატოგრაფიული დანაწილებისა და კორელაციის ყველაზე საიმედო დასაყრდენს სწორედ ამ ნალექებში განამარბებული მაწოვრების სკელეტური ნაშთები წარმოადგენს. მათი ორგანიზაციის მაღალი დონე გახდა იმის პირობა, რომ მაწოვრებმა შესძლეს არამარტო ხმელეთის ყოველგვარ გარემოსთან ადაპტაცია, არამედ წყალსა და ჰაერში არსებობაც. ეს პირველ რიგში პლაცენტურიანი მაწოვრების ქვეკლასზე ითქმის, რომელიც თანამედროვე ცხოველთა სამეფოში 17 რიგით არის წარმოდგენილი. გადამწებული ტაქსონები კი 10 რიგს მიეკუთვნებიან.

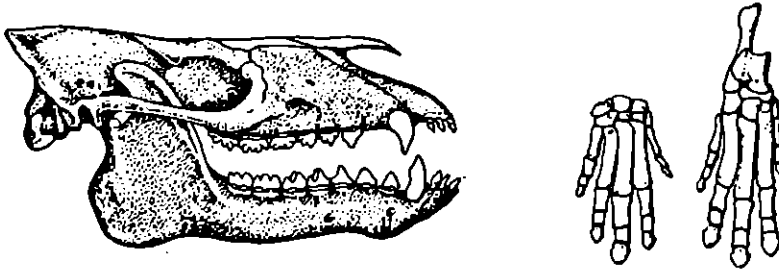
მაწოვრების კლასის 6 ქვეკლასიდან 3 პრიმიტიული (არქაული) ქვეკლასი ტრიასული პერიოდის ჩნდება, ორი მათგანი ადრე ეარცულში გადამწდა, მესამე — Altheria-მ (მრავალბორცვიანები) ეოცენამდე მოაღწია, შემდეგ კი მრავალბორცვიანებიც გაქრნენ ორგანული სამყაროს მატინებლად. მეზოზოურის და კაინოზოურის მიჯნა სამი ქვეკლასის წარმომადგენლებმა გადალახეს: ელოკიანიებმა (Prototheria), ჩანთოსნებმა (Metatheria) და პლაცენტურიანიებმა (Eutheria ან Placentalia).

ვარაუდობენ, რომ ელოკიანიები (ანუ კვერცხისმდებელი მაწოვრები) მეზოზოურში გამოცალკევდნენ მრავალბორცვიანებისგან, თუმცა, მათი განამარბებული ნაშთები შოლოდ მეოთხეული პერიოდის ნალექებშია ნაპოვნი. თანამედროვე ფუნაში ამ ქვეკლასის რელიქტური ფორმები ავსტრალიის კონტინენტზეა შემორჩენილი (ეკიდნა, იხენისკარტა და სხვ.).

მწერიკამიებთან ძლიან ახლოს დგანან ხელფრთიანთა (Chiroptera) რიგის წარმომადგენლები — ლამურები¹. მიაჩნიათ, რომ ისინი გვიან ცარცულში განვითარდნენ მწერიკამიებისაგან, ისევე როგორც ჩლიქოსანთა უძველესი პრიმიტიული რიგი — Condilartra ამ რიგის წარმომადგენლები სველეთისა და ნაწილობრივ კბილების მორფოლოგიით (ეშვებით) უფრო ახლოს არიან არქაულ მტაცებლებთან — Creodonts-ს რიგთან, ვიდრე გვიანდელ ჩლიქოსნებთან. არ არის გამორიცხული, რომ როგორც კონდილარტრები, ისე კრეოდონტები, ლამურები და, შესაძლოა, პრიმატები² კი, მწერიკამიების ცარცული წინაპრებიდან იღებდნენ სათავეს. კონდილარტრები ცნობილია პალეოცენსა და ეოცენში. ჩრდილო ამერიკისა და ევროპის ეოცენური ნალექებიდან აღწერილია ამ რიგის ერთ-ერთი ტიპური გვარის — Phenacodus-ის წარმომადგენლები, რომლებიც ჩონჩხის აღნაგობითა და კბილების ზოგი თავისებურებებით (განსაკუთრებით ეშვებით) პრიმიტიულ მტაცებლებს ემსგავსებიან. ამავე დროს მათ ოთხივე კიდურზე ხუთ-ხუთი თითი აქვთ, რომელთაც ბოლო ფალანგებზე ჩლიქები გააჩნიათ (სურ. 133.)



ა



ბ

ბ1

ბ2

სურ. 133. Phenacodus. პრიმიტიული ჩლიქოსანი ქვედა ეოცენიდან (ლ. დავითაშვილიდან, 1949) ა - რეკონსტრუირებული ჩონჩხი (7 მ);

ბ - თავის ქალა ყურადღებას იქცევს ეშვები და მალახეული საკეების გადამუშავებისთვის განკუთვნილი მრავალბორცვიანი კბილები; გ - წინა(გ1) და უკანა (გ2) კიდურები 5-5 თითით.

¹ ლამურების რიგი წარმოადგენს პლაცენტანი მწერიკამების ერთადერთ ჯგუფს, რომლის წარმომადგენლებსაც ფრენის უნარი გამოუშვავდათ როგორც ვარაუდობენ, ისინი გვიან ცარცულში მწერიკამიებისაგან განვითარდნენ.
² მწერიკამიების ზოგი წარმომადგენელი საშაოდ ემსგავსება უძველეს, არქაულ პრიმატებს — ე.ი. იმ რიგის უშუალო წინაპრებს, რომელსაც მაიმუნებისა და ჰომინიდების ოჯახები მიეკუთვნებიან.

კონდილარტრების გარდა, პალეოცენში უკვე არსებობდა პლაცენტანი მწოვრების ქვეკლასის ჩამდენიმიე რიგი; მათ შორის ძველი, არქაული მტაცებლები – Creodonta ისინი პალეოცენის დასაწყისიდან ჩნდებიან გეოლოგიურ მატინაში, აყვავებას ეოცენში განიცდიან, ოლიგოცენში თითქმის აღარ ჩანან, თუმცა ამ რიგის ერთადერთი ოჯახის შეზღუდული გავრცელების, იშვიათი ნაშთები მოიციენურ ნალექებშიც არის მიკვლეული.

გვიანი პალეოცენიდან (თანეტური საუკუნიდან) ჩნდებიან პირველი მღრღნელები – რიგი Rodentia ეოცენიდან კი განვითარებას იწყებენ საკუთრივ კერძოდლისებრი.

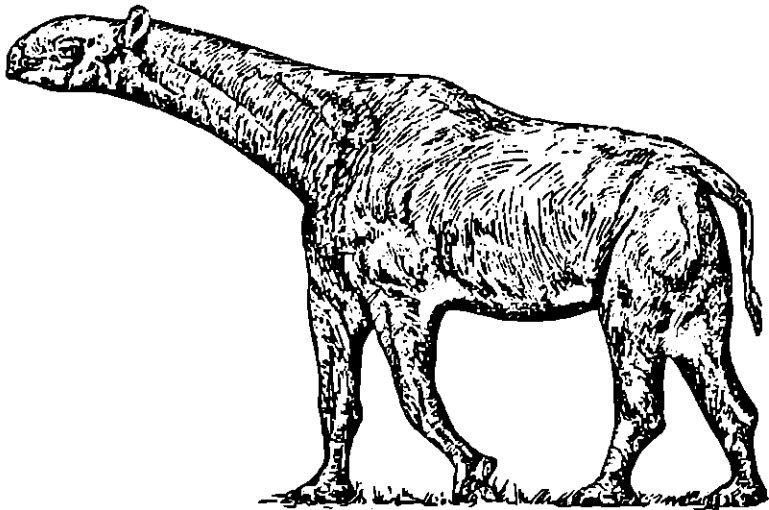
ეოცენური ეპოქის დასაწყისიდან აღინიშნება მწოვრების მრავალშრივი სპეციალიზაცია და ფართო პროკორაზი. ეოცენში მოხდა ჩლიქოსნების ორ დამოუკიდებელ ფილოგენეტურ შტოდ – წყვილჩლიქიანებად (Artiodactyles) და კენტჩლიქიანებად (Perissodactyles) გაყოფა. წყვილჩლიქიანთაგან ეოცენში უკვე არსებობენ ღორისებრთა (Suinia) პირველი წარმომადგენლები, აგრეთვე ფეხკოჩრიანთა (Protylopus) უძველესი ფორმები – თანამედროვე აქლემების წინაპრები. ნამდვილი მტაცებლებიდან (Carnivora) ეოცენში ცნობილია ძაღლისებრნი (Canidae) და კატისებრნი (Felidae); ამ უკანასკნელთაგან აღსანიშნავია უზარმაზარი ხმალებილა კატა – Machairodus. შუა ეოცენში ჩნდებიან ხორთუმიანები – Proboscidea, ჭერ თანამედროვე ღორის ზომის Moeritherium, მრავიანებით კი სპილოსებრთა პირველი, უძველესი გვარი Palaemastodon.

ჩრდილო ამერიკის შუა ეოცენში მიკვლეულია მწოვართა თავისებური, სრულიად გამორჩეული რიგის – ვეშაპისებრთა (Cetacea) ყველაზე პრიმიტიული, უძველესი წარმომადგენლების ნაშთები. ვეშაპისებრი მწოვრები წყალში ცხოვრებას არიან შეგუებული. შესაბამისი ცვლილება განიცადა მათმა სხეულმაც. ისინი არასოდეს ამოდიან ხმელეთზე – აქ ცენტრები სრულიად უმწონი იქნებოდნენ. სხეულის ფორმით ვეშაპისებრნი ნექტონურ თევზებს გვანან. წაგრძელებული სხეულის ზედაპირზე მათ არ გააჩნიათ წანაზარდები (მაგ. სმენის აპარატის გარეგანი – ყურის ნიჟარის მსგავსი რამ), რაც წყალში გადაადგილებას რამდენადმე მაინც დააბრკოლებდა ვეშაპები, როგორც კბილებიანი (დელფინები, კაშალოტები), ისე უკბილოები, ოლიგოცენიდან ჩნდებიან და დღემდე მოვიდნენ. ყველაზე დიდი ვეშაპები უკბილოთა ქვერეგს (Cetacea) მიეკუთვნებიან. ზოგი მათგანის სიგრძე 30 მ-ს აღწევს.

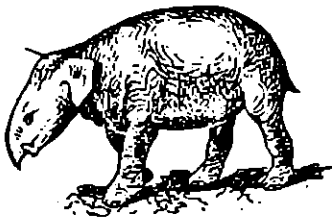
ოლიგოცენში ჩნდება მტაცებელთა რიგის (Carnivora) ბევრი ახალი გვარი. კენტჩლიქიანთაგან განვითარებას იწყებენ ურქო მარტორქები Aceratherium და Indricotherium (სურ. 134). წყვილჩლიქიანთაგან გაჩნდნენ პირველი ნამდვილი ღორები და ირმები; მღრღნელებიდან – ზაზუნები, მაჩეზარბები, თახები; წყლის მწოვართაგან – უკბილო ვეშაპები და სირენები. საშრეთ ამერიკის კონტინენტზე ოლიგოცენურ ნალექებში მიკვლეულია პირველი ფართოცხვირიანი მაიმუნის ნაშთები, ჩრდილო ამერიკის ოლიგოცენში კი (ფაიუმთან) პირველი ანაპრი ადამიანისმსგავსი მაიმუნები – Parapithecus და Propliopithecus.

ბოლოს, საგანგებოდ უნდა შევჩერდეთ კენტჩლიქიანთა ერთ-ერთი ოჯახის – ცხენისებრთა (Equidae) ევოლუციის ძირითად მომენტებზე. ცხენისებრთა ოჯახი მწოვართა ერთ-ერთი ყველაზე კარგად შესწავლილი ტაქსონია. მისი განვითარების გზა ადრე ეოცენურიდან დღემდე მდიდარი პალეონტოლოგიური მასალით არის დოკუმენტირებული. თანამედროვე ცხენის (Equus) შორეულ წინაპარს ჩრდილო ამერიკის ადრეეოცენურ ნალექებში განამარხებული ეოჰიპუსი (Eohippus) წარმოადგენს. ამ გვარს მიეკუთვნებიან პატარა ტანის, მელიის ან მოზრდილი კატისხელა მწოვრები, რომლებიც ბევრი მორფოლოგიური ნიშნით ძალიან გვანან ადრეეოცენურ ევროპულ პირაკოთერიუმს (Hyracotherium). ეოჰიპუსების მოკლე კიდურები ჭერ კიდევ არ იყო შეგუებული გაშლილი ველების ვრცელი ტერიტორიის მაგარ გრუნტზე გადაადგილებას. არც მათი კბილები იყო უხეში ბალახოვანი საკვების დაჭეუმაცება-გადამუშავებისათვის შესაბამისი ზედაპირის მქონე. საეარაუდოა, რომ ეოჰიპუსები და პირაკოთერიუმები მეტწილად ტყეებში ბინადრობდნენ – მათი ოთხთითიანი წინა კიდურები უფრო ტყის რბილ ნაიდაგზე გადაადგილებისთვის იყო მოხერხებული, ვიდრე გაშლილ ველზე სწრაფი სირბილისთვის. აქედან მოყოლებული ჩონჩხსა და კბილებში მომხდარი ცვლილებები მოწმობს, რომ ცხენისებრთა ოჯახის წარმომადგენლები თანდათან განიცდიან ადაპტაციას თანამედროვე საეანების ანალოგიურ ლანდშაფტურ პირობებთან. ძირის კბილების ზედაპირი თან-

დათან ფართოვდება და ამრიგად იზრდება უხეში ბალახოვანი საკვების დაქუცმაცების უნარიც. შესაბამისად იცვლება კიდურებიც. ადრე- და შუაოლიგოცენური ნალექებიდან აღწერილ მესოჰიპუსსა (Mesohippus) და გვიანოლიგოცენურ მიოჰიპუსს (Miohippius) წინა კიდურები, უკანა კიდურების მგავსად, სამთითა აქვთ. წინა კიდურების IV თითი მხოლოდ რედუცირებული, ფუნქციონალურად რედუცირებული რედუცირებული სახითაა არის შემორჩენილი (იხ. სურ. 136, 1 და 2). სამივე თითი მიწას ეყრდნობოდა, თუმცა შუა (III) თითი დანარჩენებზე უფრო მსხვილი და გრძელია. ჩრდილო ამერიკის ადრე მიოცენურში ფართოდ გავრცელებული პარაჰიპუსები (Parahippus) ნიადაგს მხოლოდ შუა თითით ეყრდნობოდნენ, გვერდითა თითები კი მიწას ვეღარ სწვდებოდა და რედუცირებულად გადაიქცნენ. პარაჰიპუსების შთამომავლები იყვნენ მერიჰიპუსები (Meryhippus), რომლებიც ჩრდილო ამერიკის ტერიტორიაზე მიოცენსა და ადრე პლიოცენში ბინადრობდნენ. პარაჰიპუსებისაგან განსხვავებით, მათი კიდურები უფრო გრძელია, სამაგიეროდ, კიდევ უფრო დამოკლებულია გვერდითა თითები (სურ. 135, 4). მერიჰიპუსები წარმოადგენენ ჰიპარიონების (Hipparion) უშუალო წინაპრებს. უკანასკნელნი პლიოცენის დასაწყისში გამოჩნდნენ ჩრდილო ამერიკის ხმელეთის ფაუნაში, შემდეგ, გეოლოგიური დროის მასშტაბებით ძალიან ჩქარა, შედარებით აზიის, ევროპისა და აფრიკის ტერიტორიაზე. ეს სამთითა ცხენები ზომით სახედრის- ან პონისებელს იყვნენ. მათი კბილების ფორმა და ზედაპირის მორფოლოგია ცხადყოფს, რომ ჰიპარიონები (სურ. 137) უხეში ბალახულით იკვებებოდნენ. რომ დაეასრულოთ თანამედროვე ცხენის (Equus) წინაპართა მოკლე ჩამონათვალი, უნდა ვახსენოთ კიდევ ერთი გვარი – პლიოჰიპუსი (Pliohippus), რომელიც Equus-ის უშუალო წინაპრად არის მიჩნეული (სურ. 138). პლიოჰიპუსის წინა კიდური მხოლოდ ერთი თითით არის დაბოლოებული, ორი დანარჩენი კი სრულიად არის რედუცირებული და სავსებით გაღებული წერილი ძვლების სახით შემორჩენილი წვივის ძვლის ერთსა და მეორე მხარეს (სურ. 137). პლიოცენის დასასრულისთვის ჩნდება Equus (სურ. 136, 5), რომელიც ადრე პლეისტოცენში უკვე ფართოდ იყო გავრცელებული ჩრდილო ამერიკისა და ევროპაში.



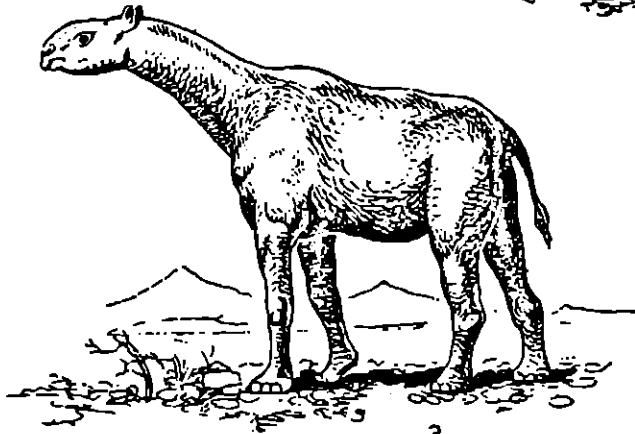
სურ. 134. რიგი Perissodactyla. ნამარჩი მარტორჩა Indricotherium. ოლიგოცენი (ლ. დავითაშვილიდან, 1949)



1



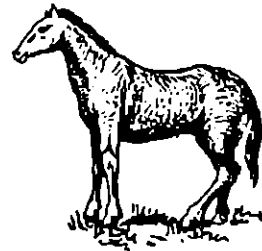
2



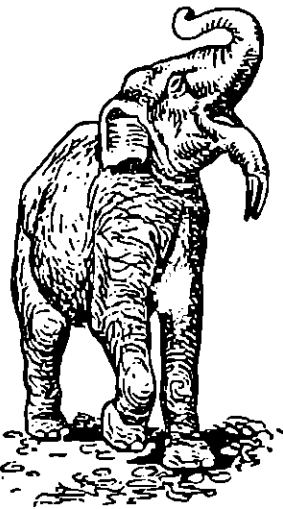
3



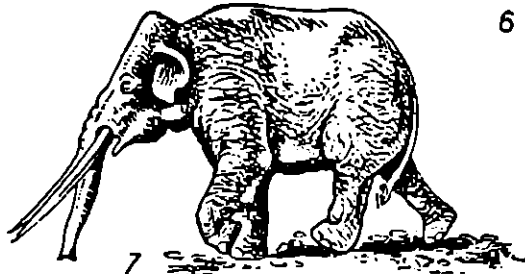
5



6

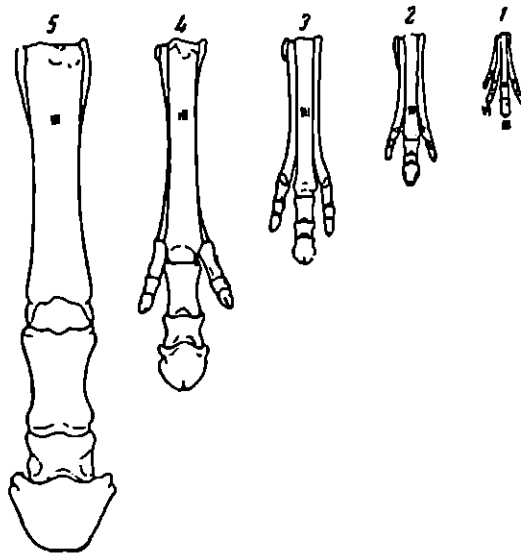


4

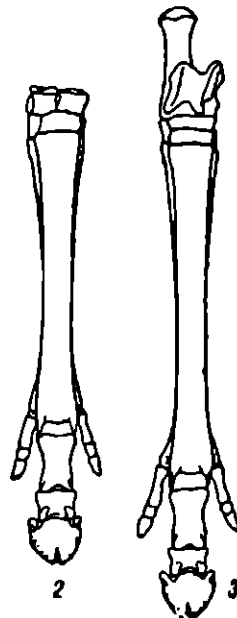


7

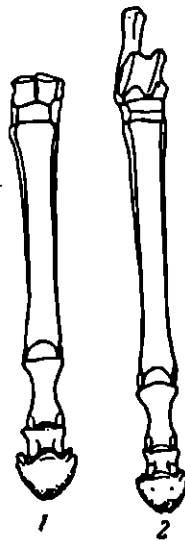
სურ. 135. მწოვრების ქლასის ზოვი პალეოგენური და ნეოგენური გვარი:
1 - Moeritherium; 2 - Eohippus; 3 - Indricotherium;
4 - Dinotherium; 5 - Machairodus; 6 - Hipparion; 7 - Mastodon.



სურ. 136. ცხენისებრთა (Equidae) სხედასხვა გეარის
წინა კიდურები (ლ. დავითაშვილიძან, 1949) 1 - Eohippus;
2 - Mesohippus; 3 - Myohippus; 4 - Meryhippus; 5 - Equus.



სურ. 137. Hipparion-ის (ოლიგოცენი) კიდურები
(ლ. დავითაშვილიძან, 1949)
ა - წინა კიდური; ბ - უკანა კიდური



სურ. 138. *Pliohippus*-ის (პლიოციენი) კიდურები
(ლ. დავითაშვილიდან, 1949)
1 - წინა კიდური; 2 - უკანა კიდური.

პალეოგენის გავრცელება და ნაღვეების ხასიათი. ცენტრალური ევროპა. პალეოგენური პერიოდის დასაწყისისთვის ცენტრალური (ემბერსიენული) ევროპის სტრუქტურული ქარგა არსებითად ისეთივეა, როგორც მეზოზოურის ბოლოს (გვიან ცარცულში) იყო პალეოგენში ისევ არსებობს იგივე ძველი, პალეოზოური მსივები, ისეც ის „აუზები“ (სინკლიზები), რომლებიც იურული და ცარცული პერიოდების განმავლობაში ეკავა ნორმულ ზღვივს, ტანგრაქსის მაქსიმალური განვითარების დროს უშუალოდ პალეოზოურ მსივებამდე რომ აღწევდნენ და დროგამოშვებით ნაწილობრივ ფარავდნენ კიდევაც მათ. მეზოზოელი აუზები როგორც იურულში, ისე ცარცულში ერთმეორესთან სრუტეებით იყო დაკავშირებული და ფუნდის პროტორები ერთი აუზიდან მეორეში დაუბრკოლებლად მიმდინარეობდა, რაც გეოლოგებს ნაღვეების შორეულ სარეკოს მსგევნელოვნად უადვილებს. ცარცული პერიოდის ბოლოს დედამიწაზე დაწყებულმა პლანეტარული მსგებობის რეგრესიამ მაქსიმუმ დანიურ საუკუნეში მიადწია თუ გვიანი ცარცულის განმავლობაში ჩრდილო ამერიკისა და ევრაზიის კონტინენტებზე ზღვით იყო დაფარული ტერიტორიის 35%, პალეოგენის დასაწყისისთვის შორეულ ტერიტორიის 20%-ზედა შემოარჩა ეპიკონტინენტური აუზები.

დანიური რეგრესიის შედეგები, ბუნებრივია, განსაკუთრებით საგრძობი იყო კონტინენტურ პლატფორმებზე, მათ შორის ცენტრალური ევროპის ემბერსიენულ კვაზალატფორმასზეც. ცარცული აუზების აკატორიის მნიშვნელოვნმა ნაწილმა ემერსია განიცადა მონსური საუკუნის დასაწყისისთვის მცირე უბეებიდა იყო გადმოსული ჩრდილოეთის ზღვიდან ლნდონის, ბენგალის ნიდერლანდების, დანიის, ჩრდილოური გერმანიისა და პარიზის აუზის (სინკლიზის) ტერიტორიაზე. დანიურ საუკუნეში პარიზის სინკლიზის დასავლურ ნაწილში ზღვის ვიწრო უბე იყო შექრილი ატლანტური ოკეანიდან (ლამანშიდან). არმორიკული და ცენტრალური მსივები დამზრდ პეტრუს სრუტესთან ერთად ერთიან ხმელეთის წარმოდგენდნენ და ამიტომ პალეოცენსა და ეოცენში პარიზის აუზს აქეთიკენ (აქეიტანიის აუზისაკენ) გასასვლელი აღარ ჰქონდა. თვით აქეიტანიის აუზშიც ამ დროს, ფაქტობრივად, ატლანტური ოკეანის შედარებით ვრცელ უბეს წარმოდგენდა. თუმცა

¹ ემერსია - (ლათინ. emersus - ამოტყულება, გამოჩენა) ზღვის უკან დახვეის შედეგად აუზის ფსკერის გამოჩენა ხმელეთად გადაქცევა.

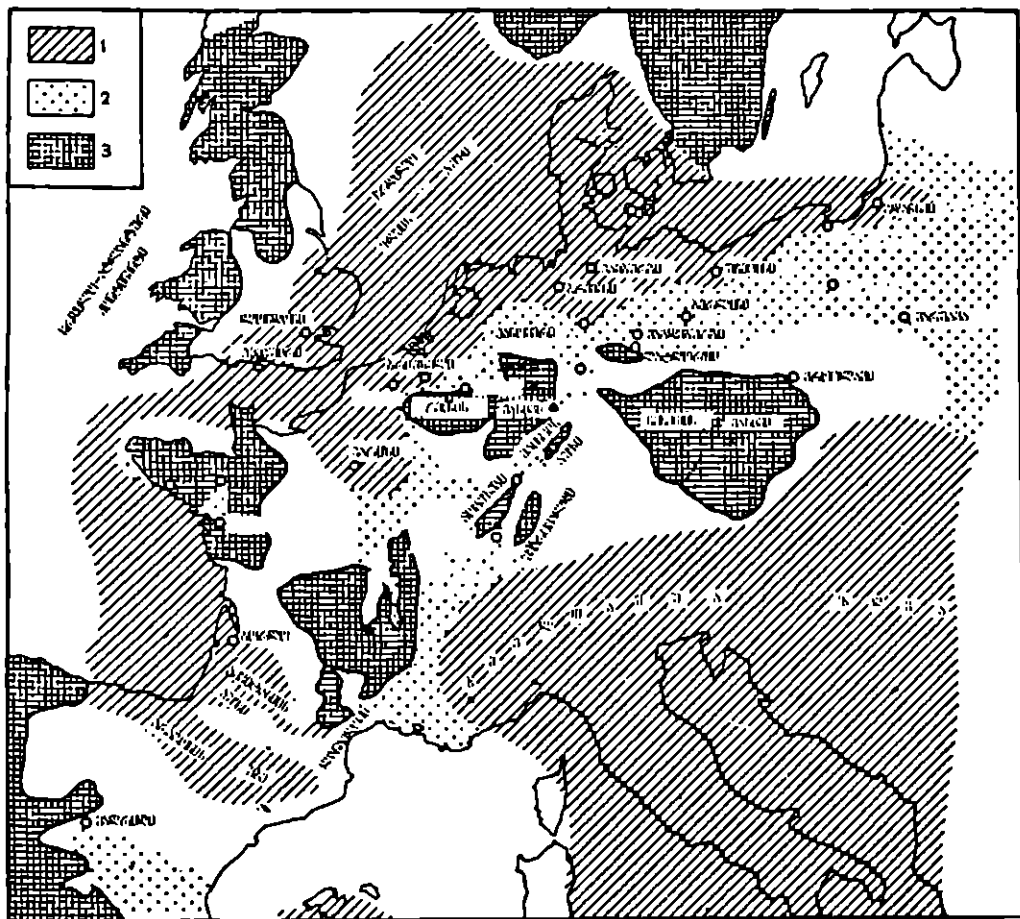
დანიურ საუკუნეში გვინცარსული აუზის ფართობი საგრძობლად იყო შემცირებული. მართალია, პალეოცენში დაწყებული ტრანსგრესია შემდგომ თანდათან გაფართოვდა, მაგრამ ეოცენურ ეპოქაშიც კი, როცა ტრანსგრესიამ პიკს მიაღწია¹, ზღვამ ცენტრალური ევრაზიის მხოლოდ ჩამდენიმე ეპიპერტინული აუზი დაიკავა, ისიც ნაწილობრივ. ზოგი მთაგანი კი პალეოცენსა და ეოცენშიც ხმელეთად რჩებოდა. გერმანიის აუზის ვრცელ ტერიტორიაზე მოგვიანებით — ოლიგოცენურ ეპოქაში, აღინიშნება ჩრდილოეთიდან წამოსული ზღვის წინსვლა სამხრეთისაკენ (სურ. 139.) მანამდე, პალეოცენსა და ეოცენში, ჩრდილო გერმანიის მხოლოდ მცირე ტერიტორია ეკავა ეპიკონტინენტურ აუზს. რომელიც ჩრდილო ზღვასთან იყო დაკავშირებული. ჩრდილო გერმანიის გარდა, ჩრდილო ზღვის ტოტი ფარავდა აგრეთვე ვრცელ ტერიტორიას სკანდინავიისა და ცენტრალური ევრაზიის ძველ, პალეოზოურ მასივებს (არმორიკული, რაინის, ბოჰემის) შორის. მის ნაწილებს წარმოადგენდა ერთიმეორესთან თავისუფლად დაკავშირებული ლონდონის, ჰემპშირის, პარიზის, ბელგია-ნიდერლანდებისა და დანიის აუზები.

ცენტრალური ევრაზიის პალეოგენური ეპიკონტინენტური ზღვა მხოლოდ დროგამოშვებით ვრცელდებოდა აღმოსავლეთისაკენ და პოლონეთის ტერიტორიის გაღლით უკავშირდებოდა რუსეთის ბაქნის სამხრეთში — დონეცის, ყირიმის, იმიერკავკასიისა და კასპისპირეთის ტერიტორიაზე არსებულ აუზს. ამავე დროს ცენტრალური ევრაზიის ჩრდილოური აუზები, რომლებიც ზემოთ ვახსენეთ, ხმელეთის ფართო ზოლით იყვნენ გამოიჭნული ტეთისისაგან და ამრიგად, მოწყვეტლნი ხმელთაშუა ზღვის პროვინციის უშუალო გავლენას. მხოლოდ დასავლეთიდან — ატლანტური ოკეანის მხრიდან, ლამანშის გზით, არმორიკული მასივის ჩრდილოური კიდის შემოვლით, დროგამოშვებით აღიწედა სამხრეთული ფაუნის თითოორიოლა ელემენტი პარიზ-ლონდონისა და ბელგიის აუზებამდე. პარიზის აუზის (სინკლიზის) საგრძობი ნაწილი ეოცენშიც კი, ტრანსგრესიის მაქსიმუმის დროს, ხმელეთია. ჩრდილოეთიდან წამოსულმა ზღვამ სამხრეთით მხოლოდ ფონტენებლომდე მიაღწია (სურ. 140).

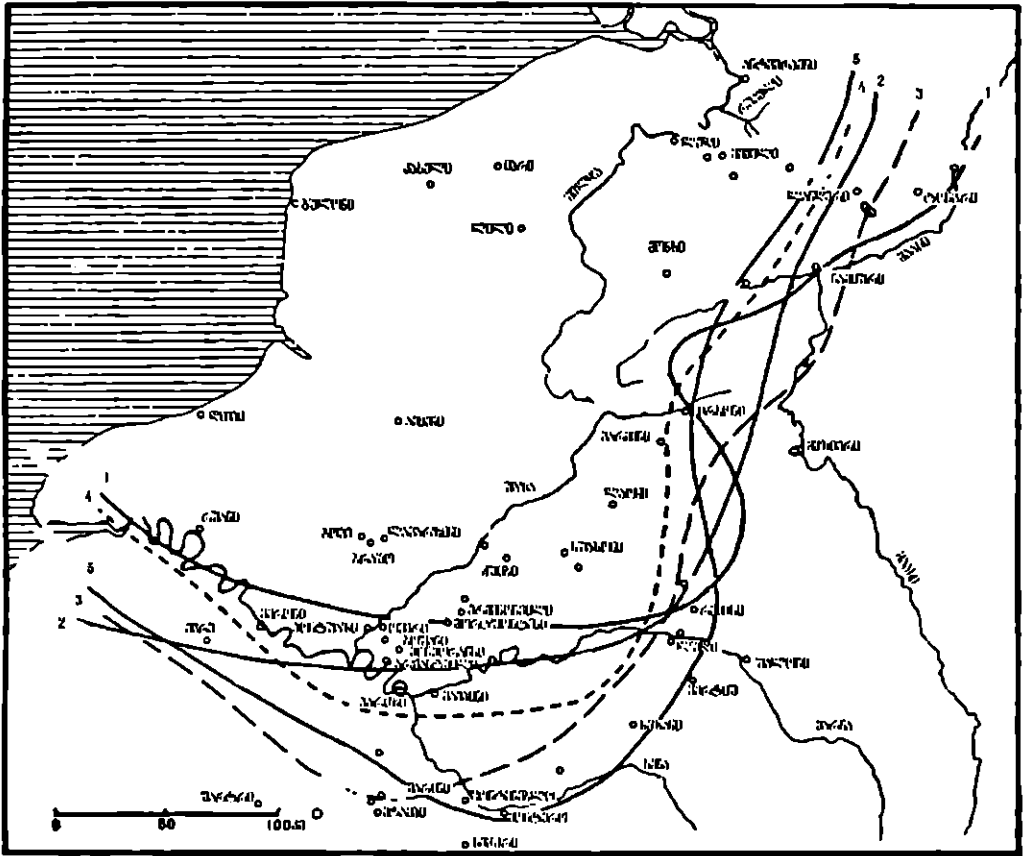
პარიზის აუზის პალეოგენური ნალექების კლექამ დაუღო, ფაქტიურად, სათავე პალეოგენური სისტემის სტრატოგრაფიული დანაწილების ხანგრძლივ ისტორიას². მცირედ აშლილი, სახეშეუცვლელი (არამეტამორფიზებული) და ფაუნით საკმაოდ მდიდარი ადრემესამეული ნალექების კომპლექსში იმთავითვე ბუნებრივად გამოიკვეთა ერთიმეორისაგან ფაქციურად მკათოდ გამოიჭნული სტრატოგრაფიული ერთეულები, რომელთაგან ზოგმა შემდგომში საერთაშორისო გეოქრონოლოგიურ შკალაზეც დაიმკვიდრა ადგილი. პალეოგენური პერიოდის ეპიკონტინენტური ზღვის ტრანსგრესიებისა და რეგრესიების ხშირი მონაცვლეობის შედეგად, რასაც ადგილი ჰქონდა პარიზის აუზში, იცვლებოდა არამარტო ფაქციები, არამედ ფაუნისტური კომპლექსებიც. ქვემოთ დაერწმუნებით, რომ პარიზის აუზის ქრილში, ფაქტიურად, თითქმის ყველა სართული ტრანსგრესიული ზღვის ნალექებით იწყება და რეგრესიული, ლაგუნურ-კონტინენტური ფაქციის წყებებით მთავრდება. ტრანსგრესიულ ზღვას თან მოჰყვებოდა ნორმული ზღვის ფაუნის არაერთი წარმომადგენელი, რომელთა ადგილს (გეოლოგიურ ნიშებს) მოგვიანებით რეგრესიული, მტკნარი, ან, პირიქით, მარილიანი აუზის ბინადარი ორგანიზმები იკავებდნენ. ამრიგად, ფაუნისტური კომპლექსების შემადგენლობაში გარკვეული ტაქსონები (გუარები, სახეები) კრიპტოგენული იყო და არა ადგილზევე ევოლუციის შედეგად განვითარებული ფორმები. ამასთან, ნალექდაგორვების რეიში არათუ შორეულ, მეზობელ აუზებშიც კი განსხვავებული იყო. შესაბამისად სხვაგვარი იყო ფაუნისტურ კომპლექსებში კრიპტოგენური ფორმების ხვედრითი წილი, ტაქსონომიური დიფერენციაცია და წარმომადგენლობა. ყოველივე ამის გამო იყო, რომ პარიზის აუზის პალეოგენში გამოყოფილი სართულების მეტი ნაწილი საბოლოო ჯამში მხოლოდ რეგიონულ-სტრატოგრაფიულ ერთეულებად დარჩა. და მინც, პარიზის აუზის პალეოგენის ქრილები აქტივნიის, ლონდონ-ჰემპშირის, ბელგიისა და გერმანიის პალეოგენური ნალექების ქრილებთან ერთად მიჩნეულია ისტორიულ და კლასიკურ ეტალონებად (სტრატოტალონებად) ქვედა მესამეულის სტრატოგრაფიული დანაწილებისათვის.

¹ პალეოცენურ ეპოქაში ჩრდილო ამერიკისა და ევრაზიის კონტინენტებზე ზღვით დაფარული ფართობი 23%-მდე გაიზარდა, ეოცენში კი 30%-ს მიაღწია.

² ზემოთ ჩამოთვლილი აუზების (ისევე როგორც ალპების) პალეოგენის კლექის საქმეში არაერთ მკვლევარს მოუძღვის დიდი ღვაწლი. XIX საუკუნეში პალეოგენური ნალექების ფაუნისა და სტრატოგრაფიის პრობლემებისადმი მიძღვნილი არაერთი ფუნდამენტური ნაშრომი შექმნეს ჩ. ლაიელმა, პ. დევი, გ. ბუსაქმა, ა. დუვიემ, ფ. დე ლა არაბმა, ა. დ'არნიაკმა, გ. ენმა, არნ. ჰუმბოლტმა და კიდევ ბევრმა ინგლისელმა, ბელგიელმა, გერმანელმა, ფრანგმა გეოლოგმა თუ პალეონტოლოგმა.



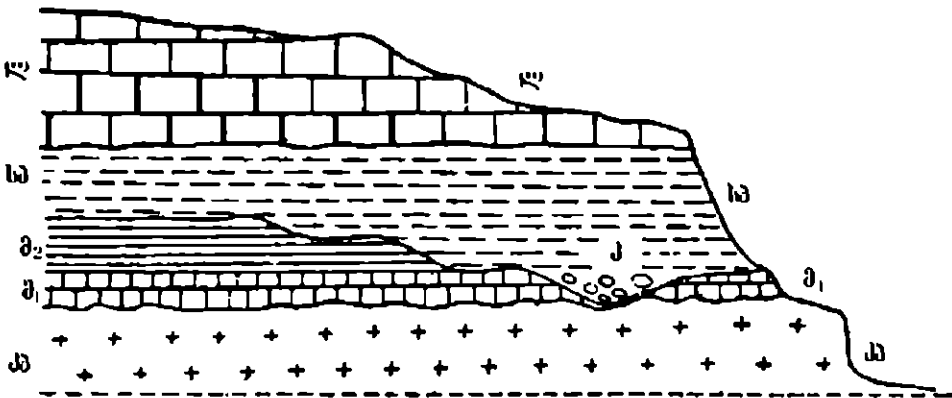
სურ. 139. პალეოგენურ პერიოდში დასავლური ვერაპის უმთავრესი პალეოგეოგრაფიული ოლქების რუკა, რომელზეც კარგად ჩანს ოლოგოცენური ტრანსგრესიის მასშტაბები (მ. ვინიუდან, 1952) 1 - ზღვის გავრცელების მაქსიმუმი უოცენში; 2 - ტერიტორიები, რომლებიც მხოლოდ ოლოგოცენში დაიკავა ზღვის უბეეებმა და ლაგუნებმა; 3 - პალეოზოური მსიკეები.



სურ. 140. პარიზის და ბელგიის აუზების გვიანპალეოცენური და
 ეოცენური ტრანსგრესიების მაქსიმალური გავრცელების რუკა (მ. ვინიულან, 1952)
 ზღვიური ფაციების გავრცელების საზღვრები: 1 - თანეტურში; 2 - გვიან იარულში;
 3 - ლუტეციურში; 4 - გვიანი ეოცენის დასაწყისში; 5 - გვიანი ეოცენის მეორე ნახევარში.

პარიზის აუზში დანიურ საუკუნეში განვითარებული პლანეტარული მასშტაბის რეგრესიის შედეგები ცხადად ჩანს. პალეოგენის დასაწყისისთვის მისი ტერიტორიის უდიდესი ნაწილი ხმელეთს წარმოადგენდა. ტრანსგრესიული ზღვა, რომელმაც დასაველეთიდან – ლამანშის მზრიდან, დაიწყო წინსვლა, თანდათან ფარავდა ცარცული ნალექებით აგებული ხმელეთის ეროდირებულ ზედაპირს. ის ჭერ სამხრეთ-დასავლური მიმართულებით, შემდეგ, მონტერეოდან – ჩრდილო-აღმოსავლეთით გავრცელდა და ვერტიკულად მიადწია. აქედან აღმოსავლეთით მონსურის ზღვიური ფაციესები აღარ ჩანს – პარიზის აუზის მონსურ ზღვას სამი მზრიდან ხმელეთი ესაზღვრებოდა. ის ხმელეთით იყო გამოიზული ჩრდილოეთის ზღვასთან დაკავშირებულ სხვა (ბელგიის, ლონდონ-ჰემპშირის, დანიის) აუზებისაგანაც. ხმელეთი ჰქყოფდა მას აქვიტანიის აუზისაგანაც.

ისე რომ, ამ დროს პარიზის აუზი, ფაქტიურად, წარმოადგენდა ხმელეთში საკმაოდ შორს შეპირილ ნამდვილ ზღვის უბეს, რომელიც ატლანტურ ოკეანესთან ლამანშით იყო დაკავშირებული. ტრანსგრესიული ნალექები მეტწილად ზედა კამპანურის ზედაპირზეა უშუალოდ განლაგებული, თუმცა, ლოკალურად, კამბურლილებში მასტრიხტული ფაუნის შემცველი შრეებიც არის დადგენილი. მონსური ტრანსგრესიის დაწყებამდე მასტრიხტული ასაკის ნალექების არსებობას მონსური სართულის ბაზალურ (ფუქის) შრეებში გადაღვივებული მასტრიხტული ნამარხების არსებობაც ადასტურებს.



სურ. 141. პალეოგენური ნალექების კრილი პარიზიდან სამხრეთ-დასავლეთით

– მედონთან, მელონის ფერდობზე (მ. ელნიუდან, 1952).

ლ – ლუტეციური ასაკის ტლანქი კირქვები

ბარეეზი (ზედა იპრული)

სა – ზედა პლასტიური თიხები

კ – ქვედა მედონის კონგლომერატები მწოვრების ნაშთებით

ბარეეზი

მ2 – ზედა მონსური – მედონის მერგელები

მ1 – ქვედა მონსური-ზედა დანიური – „პიზოლითური კირქვები“.

ბარეეზი (ქვედა დანიურ-მასტრიხტული)

კამ – კამპანური – მედონის ცარცი

ქრილზე კარგად ჩანს: ცარცის ეროზიული ზედაპირი მონისს კირქვების საგებში, ქვედა ყოცენის ტრანსგრესიული განლაგება მონსურ ნალექებზე, აგრეთვე ხარვეზი ლუტეციურსა და ქვედა იპრულს შორის.

პოსტმასტრიხული ნალექების ქრილი პარიზის აუზში იწყება ზოოგენური კირქვებით, რომელთაც მხოლოდ დროშედ არაიშვიათად „პიზოლითური კირქვების“ სახელით მოიხსენიებენ მიუხედავად იმისა, რომ თავდაპირველად $CaCO_3$ -ის კონკრეტებად (პიზოლითებად) მიჩნეული სხეულები სინამდვილეში კირქვიანი წყალმცენარეების (ლითოთამნიუმების, ლითოფილუმების) ნაწილები აღმოჩნდა, რომლებიც კარბონატული მასალით არის მტკიცედ შეკვებებული. წყალმცენარეების გარდა „პიზოლითურ კირქვებში“ განამარხებულა მარჯნები, ზღვის ზღარბების გულები, საკმაოდ დიდი ზომის ორსაგდულანები (*Lima*, *Crassatella*, *Corbis*), გასტროპოდები (*Cerithium*, *Voluta*, *Turritella*), აგრეთვე *Hercoglossa danica* და *Nautilus heberti*.

„პიზოლითური კირქვების“ ასაკი ხანგრძლივი დროის განმავლობაში დავის საგანს წარმოადგენდა — არ არსებობდა ერთიანმა პასუხი კითხვაზე: პარიზის აუზის პალეოგენური ნალექების ქრილში ყველაზე ძველი შრენარი — ლითოთამნიუმებიანი კირქვები, მხოლოდ მონსურია (ან მისი ნაწილი), თუ დანიურ სართულს მთლიანად თუ არა, მის რალაცა ნაწილს მინც შეიცავს? გასული საუკუნის მეორე ნახევარში საგანგებო პალეონტოლოგიური კვლევებით მოპოვებულმა ფაქტობრივმა მასალამ ნათელყო, რომ „პიზოლითური კირქვების“ სახელით გაერთიანებული შრენარის ზედა ნაწილი მასზე განლაგებულ მედონის მერგელებთან ერთად მონსურ სართულს მიკუთვნება, ქვედა ნაწილი კი გვიანი დანიურსათვის დამახასიათებელი ოსტრაკოდების ფაუნას შეიცავს. ამჟამად, რომ გვიანი ცარცულის რეგრესიის შედეგად პარიზის სინკლიზის (აუზის) ზოგ უბანზე ემერსია მხოლოდ ადრე დანიურამდე გაგრძელდა. გვიანი დანიურიდან კი დაიწყო ტრანსგრესია, რომელიც მონსურ საუკუნეშიც გაგრძელდა ასეთი პირობები იყო, როგორც ჩანს, ატლანტური ოკეანიდან პარიზის სინკლიზის ტერიტორიაზე გადმოსული ტრანსგრესიული ზღვის მიერ წარმოქმნილ უბეში, რომელიც გვიან დანიურსა და ადრე მონსურში ორგანოგენული კირქვების (მარჩხი ზღვის ფაციესების!) დაგროვების არედი იქცა. სხვაგან ცარცის შემდგომი ტრანსგრესია მხოლოდ მონსური საუკუნის დამაწყისიდან აღინიშნება, ზოგ უბანზე კი უფრო გვიან — ჩრდილოეთიდან წამოსულმა ტრანსგრესიულმა ზღვამ პარიზამდე მხოლოდ გვიან იპრულში მოაღწია, თუმცა ბელგიაში ზღვა იყო გვიან დანიურშიც და პალეოცენშიც.

პალეოგენური ზღვის ტრანსგრესია პარიზის სინკლიზაში უფრო მასშტაბურია თანეტურ საუკუნეში. თანეტური სართულის (ზედა პალეოცენის) ზღვიური ფაციესის ქანები ვრცელ ტერიტორიაზე განვითარებული პარიზიდან ჩრდილოეთით. ამჯერად ზღვის ტრანსგრესია ჩრდილოეთიდან და ჩრდილო-დასავლეთიდან დაიწყო და სამხრეთისაკენ საკმაოდ შორს გავრცელდა. ზღვამ დაიკავა პარიზის სინკლიზის შნიშვნელოვანი ჩრდილოური ნაწილი, თუმცა მან პარიზამდე ვერ მიღწია (იხ. სურ. 140, 1) — თანეტური ზღვის სანაპირო ფაციესის ქანების გავრცელების ზოლი პარიზიდან ჩრდილოეთით სამი ათეული კილომეტრით არის დაშორებული. აქედან კიდევ უფრო ჩრდილოეთით ადრეთანეტური ნორმული ზღვის ნალექები ფართოდ არის გავრცელებული და წარმოდგენილია ქვიშების წყებით, რომელთაც ფარხვი გეოლოგები ბრაშოს ქვიშების¹ სახელით აღწერენ. ბრაშოს ქვიშები მდლარია საკმაოდ კარგად დაცული განამარხებული ფაუნით, რომელიც მარჩხი ზღვებისთვის ნიშანდობლივი დიდი ზომის, სქელნიფარიანი მოლუსკებით არის წარმოდგენილი. აქ არის პალეოცენური სახეები: *Cucullea crassatina*, *Venericardia pectuncularis*, *Ostrea bellovacina*, აგრეთვე ასტარტოდების, ციპრინიდების ისეთი გვარები, რომლებიც ჩრდილოეთის ცივი ზღვების ბინადრებად ითვლებიან. მაგრამ ბრაშოს ქვიშებში მათ გვერდით განამარხებული კირქვიანი წყალმცენარეების, მარჩხის კოლონიების და სხვა სითბოსმოყვარული ფორმების არსებობა ექვს არ ტოვებს, რომ თანეტური ზღვა, რომელსაც ჩრდილო ზღვასთან უდავოდ ჰქონდა თავისუფალი კავშირი, მოქცეული იყო თბილი კლიმატური სარტყელის ფარგლებში.

¹ ბრაშო (Bracheaux) — ქალაქი პარიზიდან ჩრდილოეთით.

პარიზის სინკლიზში ჩრდილოეთიდან გავრცელებული თანეტური აუზი, ფაქტურად, ზღვის საკმარის ვრცელ, ფართო უბეს წარმოადგენდა, რომელსაც სამი მხრიდან ხელოვანი ვრცელება (სურ. 140, 1). ხელოვნურად ადრე თანეტურიდან მოყოლებული პალეოცენური ეპოქის დასრულებამდე სელიმენტაცია კონტინენტურ პირობებში მიმდინარეობდა. ამ დროის განმავლობაში დაგროვილი რეიმსის მდამოვების ტბიური კირქვები, სეზანის ტრავერტინები, რომლებშიც შვერების, მცენარეთა ფოთლებისა და ყვავილების უნაზესი დეტალებიც კი არის აღბეჭდილი. აქვეა მდინარეული ქვიშებიც. კ. რემსთან ქვედა თანეტურის ქვიშის აგვირგვინებს ე.წ. სერნეს კონგლომერატები, რომლებიც კარგად არის ცნობილი ხრებმლიანთა პალეონტოლოგიის მკვლევართათვის, როგორც ვეროპის პალეოცენური მწოვრების უძველესი ნაშთების ერთ-ერთი უმდიდრესი ადგილსამოვებელი. ქვეწარმელებისა (ნიაზგი, კუ) და ფრინველების (Gastornis) გარდა, აქ წარმოდგენილია მწოვრების არქაული ტაქსონები: *Arctocyon*, *Tricuspidion*, *Pleuraspidotherium* და სხვ. სპეციალისტთა დასკვნით, სერნეს კონგლომერატების მწოვრების ფაუნა ძალიან ახლოს დგას ჩრდილო ამერიკის ზედა პალეოცენიდან ცნობილ მწოვრების ფაუნისტურ კომპლექსთან. ის, ფაქტურად, წარმოადგენს მეზოზოური მწოვრების ევოლუციის უკანასკნელი ეტაპის დასასრულს და თვალნათლივ განსხვავდება ადრე ეოცენის ტიპური მესამეული იგრის მწოვართა კომპლექსისაგან, რომელიც სპარანკული სართულის (ქვედა იპრულის) ნალექებში *Hyracotherium*-ითა და *Coryphodon*-ით არის წარმოდგენილი. სწორედ ეს ფაქტი გახდა ერთ-ერთი ყველაზე უტყუარი არგუმენტი იმისთვის, რომ თავდაპირველად პალეოცენის შემადგენლობაში სართულის რანგში გამოყოფილი რევრესიული ნალექების კომპლექსი – ე.წ. სპარანკული სართული¹ ქვედა ეოცენში გადაეტანათ.

ამჟამად ფრანგი გეოლოგები პარიზის აუზში ქვედა ეოცენს (იპრულ სართულს) იწყებენ სპარანკულის ლაგუნურ-კონტინენტური ნალექებით, რომელთაც საკმარის დიდი გავრცელება აქვთ პარიზის სინკლიზის ფარგლებში. ამ დროს ზღვითაა დაფარული მხოლოდ საფრანგეთის ჩრდილოური ნაწილი ბელგიის მოსაზღვრე ზოლში, ისევე როგორც თვით ბელგიის ტერიტორია, სადაც ქვედა ეოცენის ქვედა ნაწილი მთლიანად ზღვიური ფაქციის თიხებით არის წარმოდგენილი. პარიზის აუზში ქვედა ეოცენის რევრესიული ნალექების ქვიშაში უძველესია ჩვენთვის უკვე ცნობილი მედონის კონგლომერატები პირაკოთერიუმისა და კორიფოდონის ნაშთებით (სურ. 141). აღმავალ ქვიშაში კონგლომერატებს უმუშაოდ მოპყვება პლასტიური თიხების წყება. ორივე – კონგლომერატებიც და თიხებიც, იპრული სართულის ქვედა ნაწილს შეადგენს. პლასტიური თიხები ხშირ შემთხვევაში ფერადია, კაოლინით მდიდარი. ფრანგი სელიმენტოლოგების დასკვნით, თიხები კონტინენტურ პირობებშია დაგროვილი საფრანგეთის ცენტრალური მასივის დენუდაციის პროდუქტების ხარზე, რომელიც მდინარეებს სამხრეთიდან მოჰქონდათ. სამხრეთისაკენ, მასივთან მიხლოების კვალად, ელასტური მასალის სიმსხო მატულობს და თიხებს არკოზული შედგენილობის ქვიშები და მტკიცედ შეცემენტებული ქვიშაქვები ევლის. ძველი, პალეოზოური მასივის გადარეცხვა, ფრანგი მეცნიერების ვარაუდით, მთელი ეოცენის განმავლობაში მიმდინარეობდა.

პარიზიდან აღმოსავლეთით მედონის პლასტიური თიხების სინქრონულია ლიგნიტებისა და ქვიშაქვების კონტინენტური წყება ქვედა იპრული კონტინენტურია პარიზიდან ჩრდილოეთითაც, ილდე-ფრანსის პროვინციაში, თუმცა პლასტიური თიხების წყება ლიგნიტის ლინზებით (ფრანგების სუასონეს ლიგნიტები) ზღვიური ნალექების იშვიათ შუაშრებებსაც შეიცავს, რომლებშიც მოლუსკების ფაუნა არის განამარბებული (*Cyrena cuneiformis*, *Cerithium variabile* და სხვ.).

როგორც უკვე ვთქვით, საფრანგეთის ჩრდილოეთში ქვედა ეოცენი ზღვიურია. იპრული სართულის ქვედა ნაწილი აქ წარმოდგენილია თიხებით (ე.წ. ორშის თიხები), რომელთაც აღმავალ ქვიშაში ქვიშიანი თიხები მოპყვება *Nummulites planulatus*-ით, რომელიც იპრული სართულის სახელმძღვანელო სახეა. ორშის თიხებისა და *N. planulatus*-იანი ქვიშიანი თიხების სინქრონულია ბელგიაში ფლანდრის თიხების სახელით ცნობილი ქანების კომპლექსი, რომელიც ფაუნით დახასიათებულ თანატურსა და შუაეოცენურ ბრიუსელურ სართულებს შორის არის განლაგებული და, ამრიგად, სტრატოგრაფიული მდებარეობით ქვედა ეოცენს შეესატყვისება მთლიანად თიხიანია ქვედა ეოცენის

¹ სპარანკული – სახელწოდება წარმოდგება ქ. ეპერნეიდან (Eperney), რომლის მდამოებშიც გამოშვებული არის ე. დოლფუსის მიერ (1889 წ.) სპარანკული სართულის სახელით აღწერილი ქვიშაქვებისა და ლიგნიტების წყება

ქვედა ნაწილი, ზედა კი ქვიშიანი თიხებით არის წარმოდგენილი (ე.წ. პანიზელიური ქვიშები), რომლებიც *Nummulites planulatus*-ს შეიცავენ. ბელგიის აუზის ქვედაეოცენური ნალექები კარგად არის გაშიშვლებული ქ. იპრის მიდამოებში. სწორედ აქაა სტრატოტიპი იპრული საართულისა, რომელიც ა. დიუმონმა 1839 წელს გამოყო, თუმცა ის ნამარხი ფაუნით მაინცდამაინც მდიდარი არ არის.

გვიან იპრულში (ქვედა ეოცენის მეორე ნახევარი) დაწყებულმა ტრანსგრესიამ უკვე პარიზამდე მიადგინა. ზღვა ამჯერადაც ჩრდილოეთიდან სამხრეთისაკენ გაერეულა და დაფარა ქვედა იპრულის ლაგუნური მარილიანი ნალექები. პარიზის სინკლიზის ფარგლებში გვიანი იპრულის ლაგუნური ფაუნის ქანები წარმოდგენილია ე.წ. კუიზის ქვიშაქვებით (*sables de Cuise*), რომლებიც ნორმული ზღვის ბინადართა ნაშთებს შეიცავენ (*Nummulites planulatus*, *Turritella solanderi*, *Velates schmiedeli* და სხვ.). კუიზის ქვიშაქვები ბელგიის პანიზელიური ქვიშების სინქრონულია. საგანგებო აღნიშვნას იმსახურებს ნუმულიტების პირველი წარმომადგენლების გამოჩენა ჩრდილოეთის ზღვასთან დაკავშირებულ აუზებში ადრე ეოცენის მეორე ნახევარში — კუიზის ქვიშებში (პარიზის აუზი) და პანიზელიურ ქვიშებში (ბელგიის აუზი). საყურადღებოა, რომ *Nummulites planulatus* ლონდონის აუზშიც იმავე დონეზე ჩნდება — ე.წ. ბრეკლშემის შრეების ქვედა ნაწილში, რომელიც სინქრონულია კუიზისა და პანიზელიური ქვიშებისა. ნუმულიტებმა სამხრეთული ფაუნის სხვა ელემენტებთან ერთად (*Velates schmiedeli* და სხვ.) ლამანშის შრიდან შეაღწიეს როგორც პარიზის აუზში, ისე უფრო ჩრდილოეთითაც.

იპრული საუკუნე პარიზის სინკლიზაში რეგრესიით დასრულდა. ზღვით დაფარული ტერიტორიის ფართობის შემცირება ცხადად ჩანს გვიანი იპრულის დასასრულს ფაუნის განაწილებაში მომხდარი ცვლილებებიდან, განსაკუთრებით იპრული ზღვის აღმოსავლური სანაპიროს ზოლში (სურ. 140,2). ქ. რეიშის მიდამოებში იპრული საართულის ზღვიური ნალექების ქრილს აგვირგვინებს ტბიური ქვიშაქვების შრენარი, რომელშიც ქაფურის ხის (*Cinnamomum*) ფოთლებია განამარხებული. რეიშიდან სამხრეთით, ქ. ეპერნეს შემოგარენშიც გვიანი იპრულის რეგრესიული, მტკნარი წყლის ბინადარი ორსადგულიანების — უნიონიდების განამარხებული ნაშთების შემცველი ქვიშაქვებია გაშიშვლებული. ამავე ქანებში დატული მაწოვართა ფაუნისტური კომპლექსი გარკვეულწილად რამდენადმე ენათესავება ლუტეციური მაწოვრების ფაუნას. ამჟამად, რომ ეპერნეს მიდამოების მტკნარი აუზის ქვიშაქვები იპრული საუკუნის ბოლოს არის დაგროვილი.

ლუტეციური საუკუნე პარიზის აუზში ტრანსგრესიით დაიწყო. ტრანსგრესიული ზღვა პირველად პალეოგენური პერიოდის დაწყებიდან გასცდა პარიზის მიდამოებს სამხრეთის მიმართულებით და ფონტენებლომდე მიადგინა (სურ. 140,3). ამჯერადაც ზღვას კავშირი აქვს არამარტო ჩრდილოურ აუზებთან, არამედ ატლანტურ ოკეანესთანაც, ისევე, როგორც გვიან იპრულში — ლამანშის მეშვეობით. მართალია, ეს იყო საკმაოდ გრძელი გზა სამხრეთული ფაუნისტური ელემენტების პროქორეზისთვის, მაგრამ გაიხსენათ, რომ სწორედ ამ გზით განხორციელდა ადრე ეოცენში *Nummulites planulatus*-ის იმიგრაცია აქტიური აუზიდან პარიზის, ბელგიისა და ლონდონის აუზებში. ამავე გზით შემოაღწია სხენებულ ჩრდილოეთის ზღვებში ქვედა ლუტეციურის სახელმძღვანელო ნუმულიტმა *Nummulites laevigatus*-მა, მასთან ერთად *Nummulites variolarius*-მაც. ეს უკანასკნელი, *N. laevigatus*-ისაგან განსხვავებით, სხენებულ აუზებში ეოცენის ბოლომდე არსებობდა და როგორც მსხვილი ფორამინიფერების პალეონტოლოგიის მკვლევარები ვარაუდობენ, სწორედ მისგან განვითარდნენ ჩრდილოური პროვინციის ზედა ეოცენისათვის დამახასიათებელი *Nummulites prestwichianus* და *Nummulites orbigny*.

პარიზის აუზში ტრანსგრესიული ლუტეციური საართულის ნალექები, როგორც წესი, კუიზურ ქვიშაქვებზე სტრატოგრაფიული უთანხმოებით არის განლაგებული და წარმოდგენილია ნორმული ზღვიური ფაუნის განამარხებული ნაშთებით მდიდარი ნალექების კომპლექსით — ე.წ. ტლანტი კორქვებით (ფრანგების *calcair grossier*). შუა ეოცენის (ლუტეციური საართულის) ქრილი იწყება უხეშმარცვლოვანი, გლავკონიტანი კლასტური ქანების შრენარით, რომელშიც მცირე ზომის კაჟის ქვარგალებიც არის ჩართული. ესაა ტრანსგრესიული შუა ეოცენის ფუძის (ბაზალური) ნალექები, რომლებიც საკმაოდ მდიდარია ნამარხებით, მათ შორის არის *Nummulites laevigatus*-იც. ამ სახის ერთ სანტიმეტრამდე დიამეტრის ნივარები ქანში არაიშვიათად იმდენად დიდი რაოდენობითაა, რომ

ნივარებით გაქვილი ქანს ფრანგები ლიარდებიან¹ ქეას (Pierre à liard) უწოდებენ. ასეთი ქანები განსაკუთრებით არის ცნობილი პარიზის აუზის ჩრდილო-აღმოსავლურ ნაწილში ქალაქების ლიონისა და სუასონეს მიდამოებში. ნუმულიტების გარდა, გლავუკონიტან ქვიშაქვებში მრავალადაა ევშაპის კბილები, ორსაგდულიანები (Ostrea, Chama, Cardita და სხვ.), ნაწლავალრუიანებიდან როგორც ცალედი (Eupsamia trochiformis), ისე კოლონიური (Stilocoenia) მარჯნები, არაიშვიათად – კუიზის ქვიშებიდან გადმოღეკილი ადრეეოცენური Nummulites planulatus ყურადღებას იმსახურებს ის ფაქტი, რომ შუა ეოცენის ბაზალური შრენარის ასაკი პარიზის აუზის ჩრდილო ნაწილის ფარგლებში ლუტეციურის დასაწყისს ემთხვევა. საშრეთის მიმართულებით კი, ტრანსგრესიის წინსვლის ტემპის შესაბამისად, შუა ეოცენის ქრისტებში გლავუკონიტანი კლასტური ქანების შრენარს უფრო მაღალი სტრატოგრაფიული დონე უკავია შუალუტეციური ფაუნისტური კომპლექსით დახასიათებული ტლანქი კირქვების ფუტეში. ამყარაა, რომ ტრანსგრესიამ აქამდე მოგვიანებით, შოლოდ შუა ლუტეციურის დასაწყისში მოაღწია.

საკუთრივ ტლანქი კირქვები მრავალფეროვანი ფაუნით მდიდარ ზოოგენურ კირქვებს წარმოადგენენ. ფაუნისტური კომპლექსის მნიშვნელოვან ნაწილს საშრეთული ფორმები შეადგენენ. ფორმანიფერებიდან ბევრია ნუმულიტები (N. laevigatus და N. variolarius), ორბიტოლიტებიდან მნიშვნელოვანია Orbitolites complanatus, ისევე როგორც მილიოლიდები, ორსაგდულიანების არაერთი გეარის (Chama, Corbis, Cardita და სხვ.) წარმომადგენლები, ნაირგეარი გატროპოდები (Natica, Potamides, Turritella, Mesalia, Cerithium და ა.შ.), რომლთა შორის ნამდვილი გიგანტია Cerithium giganteum (ამ სახის ზოგი ინდივიდის სიმაღლე 1 მს აღწევს), ზღვის ზღარბები (Echinolampas calvimontanus, Maretia grignonensis, Scutellina lenticularis, Echinanthus issyavensis), ტერებრატულები და ა.შ.

მდიდარი და მრავალფეროვანი ფაუნა დაედო საფუძვლად პარიზის აუზის შუა ეოცენის ზონებად დანაწილებას. ჯერ იყო და, ე. ბუსაკმა (S. Boussac) სცადა ცერითიუმების საფუძვლზე ლუტეციური სართულის ნალექებში დაბალი რანგის სტრატოგრაფიული ერთეულების (ზონების) გამოყოფა შემდეგი ოთხი ზონა გამოყო პარიზის აუზის შუა ეოცენში რ. აბრარმა (R. Abrard, 1925, 1948):

IV – Orbitolites complanatus - ის ზონა

III – Echinolampas calvimontanus და Echinanthus issyavensis-ის ზონა

II – ტიპური Nummulites laevigatus-ის ზონა

I – Nummulites laevigatus-ის და N. lamarki-ს ზონა, ან სხვაგვარად, ორი ნუმულიტის ზონა²

I და II ზონის ქანები, ნორმული ზღვის გარემოშია დაგროვილი – მათში დატული ნუმულიტური ფაუნა ამის უტყუარი ინდიკატორია, ისევე როგორც მათი ადრეულუტეციური ასაკის განსაზღვრისათვის Nummulites laevigatus-ის უამრავი ინდივიდის არსებობა ორივე ზონის ნალექებში. ნორმულ ზღვაშია წარმოქმნილი III ზონის ქანებიც ზღვის ზღარბების ფაუნით, მათ შორის იმ ორი სახის წარმომადგენლებით, რომლებსაც ზონის სახელმძღვანელო ფორმებად (ინდექს-სახედ) ასახელებს რ. აბრარი (Echinolampas calvimontanus და Echinanthus issyavensis). III ზონას, ისევე როგორც IV - Orbitolites complanatus-ის ზონას, რ. აბრარი გვიანლუტეციურად მიიჩნევდა. გასული საუკუნის მეორე ნახევარში მოპოვებული ახალი ფაქტობრივი მასალის საფუძველზე აბრარისებულმა სქემამ გარკვეული ცვლილებები განიცადა. დაზუსტდა შუა ეოცენის ზედა საზღვარი და შესაბამისად, მოუძღვრა და დეტალური დანაწილების სქემა. გამოირკვა, რომ რ. აბრარის III ზონის დამახასიათებელ(სახელმძღვანელო) ფორმებად მიჩნეული ზღვის ზღარბების ორი სახე IV ზონის ქანებშიც არის წარმოდგენილი. ამას ემატება ისიც, რომ ორივე ზონის (III და IV) ნალექები სელიმენტოლოგიურად ერთნაირი ბუნებისაა – კეარციანი ქვიშების ხედრითი წილი ორივეში 10%-ზე ნაკლებია, თანაც ქვიშები წერილობარცელოვანია (მარცვლების ზომა არ აღემატება 0,10 მმ-ს). ამ ნიშნებით III და IV ზონა მკვეთრად განსხვავდება I და II ზონისაგან, რომლებშიც ქვიშების წილი ბევრად

¹ ლიარდი – ფრანგ. le liard - ძველებური ფრანგული ზურდა ფულა (სპილენძის მონეტა)

² Nummulites lamarki Nummulites laevigatus-ის მკვეთრად ფორმალა XX ს-ის მეორე ნახევრიდან ნუმულიტების ორივე გენერაციის – მკვეთრად და მიკროსფერულსა, ერთი სახელით აღწერენ. პრიორიტეტის პრინციპის გათვალისწინებით, ორივე გენერაციას Nummulites laevigatus-ის სახელი შეენარჩუნდა.

უფრო მეტია, თვით ქვიშები მსხვილ- და უხეშმარცვლოვანია, არაიშვიათად ქვარგვალების შემცველი. თანამედროვე სტრატოგრაფიულ სქემაზე აბრარისეულ ზონათაგან პირველი ორი ქვედა ლუტეციურს შეესატყვისება, III და IV შუა ლუტეციურს. რაც შეეხება ზედა ლუტეციურს, მას მიეკუთვნება ერთიმეორისაგან ფაქივსურად განსხვავებული რამდენიმე წყება, რომელთა მრავალფეროვნება გვიან ლუტეციურში მომხდარმა პალეოგეოგრაფიულმა ცვლილებებმა განსაზღვრა.

ტერიტორია, რომელიც შუა ლუტეციურში, ტრასგრესიის მაქსიმალური განვითარების დროს, ზღვით იყო დაფარული, შუა ეოცენის ბოლოს თანდათან შემცირდა და გვიანი ლუტეციურის დასაწყისიდან მოყოლებული სუბგანედურად წაგრძელებული, ვიწრო უბის სახით ატლანტური ოკეანიდან პარიზის სინკლიზაში შემოქრული ზღვა რეიშსა და ეპერნემდე ველარ აღწევდა. ჩრდილოეთიდან ის ხმელეთის ვიწრო ზოლით (არტუას ანტიკლით) იყო გამოჭნული ბელგიის აუზისაგან. გვიან ლუტეციურში აშკარად ჩანს რეგრესიის საერთო ტენდენცია, რასაც მხოლოდ დროგამოშვებით არღვევს ნორმული ზღვის ზეგავლენის ხანმოკლე გაძლიერება და მასთან ერთად გაშლილი ზღვის ფაუნისტური ელემენტების იმიგრაციის პროცესი. ერთ-ერთ ამგვარ ეპიზოდს უკავშირდება მდ. უაზის აუზში (პარიზის აუზის დასავლურ ნაწილში) კირქვიანი ქვიშაქვების – ე.წ. „ფულანგის ფალენების“ დაგროვება. ნორმული ზღვის ბინადართა ნაშთები, რომლებიც ქვიშაქვებშია განამარხებული – *Discorinopsis kerfornei*, *Linderina brugesi* და გვიანლუტეციური *Alveolina oblonga*, ზუსტად განსაზღვრავს „ფულანგის ფალენების“ გვიანლუტეციურ ასაკს.

ფულანგის ფალენების გარდა, სელემენტოლოგიური, პალეოგეოგრაფიული და პალეონტოლოგიური კვლევით მოპოვებული უახლესი ფაქტობრივი მასალის გათვალისწინებით, პარიზის სინკლიზის შუა ეოცენის ზედა ნაწილში ზოგი ისეთი შრენარიც მოექცა, რომელსაც ტრადიციულად, ზედა ეოცენს (ფრანგების ბარტონულ სართულს) მიაკუთვნებდნენ, ან ზედაეოცენური სექციის დამოუკიდებელ სართულებადაც კი განიხილავდნენ (ლეღური, ვემელური, ოვერზული და სხვ.). მათი გვიანეოცენური ასაკის ერთ-ერთ უტყუარ არგუმენტად მიჩნეული იყო ნალექებში *Nummulites variolarius*-ის არსებობა. მას შემდეგ, რაც ნუშულიტების ეს სახე ქვედა ლუტეციურშიც კი იქნა მიკვლეული, ზემოხსენებული „სართულების“ გვიანეოცენური ასაკი ნაკლებად სარწმუნო გახდა. მოგვიანებით ლეღური სართულის სახელით აღწერილ ნალექებში არაერთი ლუტეციური ფორმა აღმოჩნდა (*Orbitolites complanatus*, *Fabularia discolithus*, *Ditrupe striangulata* და სხვ.). ბელგიის აუზის ვემელურ „სართულში“, რომელსაც მანამდე ზედა ეოცენს მიაკუთვნებდნენ, მიკვლეული მიკროფორამინიფერების კომპლექსი, მიკროპალეონტოლოგების დაკვირვებით, უფრო ლუტეციურ მიკროფაუნასთანაა ახლოს, ვიდრე ბარტონულთან. შუა ეოცენის სტრატოგრაფიული სქემის დაზუსტების კიდევ ერთი საყურადღებო ფაქტია ე.წ. ოვერზული „სართულის“ ასაკისა და სტრატოგრაფიული ადგილის საკითხის დაზუსტება. გაირკვა, რომ ოვერზულის სახელით ცნობილ შრეებში (ოვერზისა და ბოშანის ქვიშები) განამარხებული მოლუსკების სახეთა 50% ლუტეციურ სართულშიც არის წარმოდგენილი, ისევე როგორც მიკროფორამინიფერების 9/10 და ხაროფიტების¹ ფორმათა ნახევარი. მაწოვრების ფაუნაც უფრო ლუტეციურს უახლოვდება, ვიდრე ზედა ეოცენის მაწოვართა ფაუნას. თუმცა, აქვე ჩნდება ზოგი ახალი ფორმა, რომელიც შემდეგ – ზედა ეოცენში არის ძირითადად წარმოდგენილი. საფრანგეთში ამჟამად მიღებულ სტრატოგრაფიულ სქემაზე ლუტეციურის ქრილს აგვირგვინებს ოვერზის, ბოშანის, ერმენონვილის (ზოგი სხვა) შრეები. ისინი ზედა ლუტეციურს შეადგენენ. ზედა ეოცენი კი იწყება სენტ-უენის, მარინეს, კრესნეს, მორტფონტენის, ეზენვილის შრეებით, რომელთაც აღმაველ ქრილში აგრძელებს ზღვიური ნალექები *Pholadomya ludensis*-ით. გვიანი ეოცენის ბოლოს ზღვასთან თავისუფალი კავშირი მხოლოდ ეპიზოდურად მყარდება – აუზში, მეტწილად, ლაგუნური ნალექდაგროვება მიმდინარეობს. ზღვიური ფაუნის შემცველი ნალექები მხოლოდ მცირე სისქის შუაშრეების სახით არის წარმოდგენილი თაბაშირით მდიდარი შრენარის ქრილში. ესაა მონმარტრის ცნობილი თაბაშირები, რომელთაც ფართოდ იყენებენ სამშენებლო საქმეში ქ. პარიზის მშენებლები.

ზედა ეოცენს ფრანგები ამჟამად ორ სართულად ყოფენ – ბარტონული და პარიზონული. ბარტონული სართულის სახელით გაერთიანებულია მარინეს, კრესნეს, მორტფონტენის და ეზენ-

¹ ხაროფიტები (Charophyta) – უარესად მალალოგანიზებული მწვანე წყალმცენარეებია, საკმაოდ განსხვავებული დანარჩენი წყალმცენარეებისაგან.

ვილის შრეები. პრიამონულ სართულს კი *Pholadomya ludensis*-ის შემცველი შრეები და მათზე განლაგებული, თაბაშირით მდიდარი შრენაი (ე.წ. მონმარტრის თაბაშირები) მიეკუთვნება.

ამრიგად, პალეოცენისა და ეოცენის განმავლობაში აუზი, რომელიც პარიზის სინკლიზს (ძირითადად, მის ჩრდილოურ ტერიტორიას) ფარავდა, ლამანშის მეშვეობით ატლანტური ოკეანის გავლენას განიცდიდა. დროგამოშვებით კავშირი გაშლილ ზღვასთან სუსტებოდა და ნორმული ზღვიური სელიმენტაციის არეც შესაბამისად მცირდებოდა. სინკლიზის პერიფერიულ ნაწილებში კი ლავენურ-კონტინენტური ფაციესის ქანები გროვდებოდა. ეპიზოდურად, ტრანსგრესიის მაქსიმალური განვითარების დროს, კავშირი მყარდებოდა ლონდონ-ქემპშირისა და ბელგიის აუზებთან და ატლანტური ოკეანის გავლენა ხსენებულ აუზებშიც იჩენდა თავს. სავარაუდოა, რომ ამ გზით შეაღწია სამხრეთული ფაუნის ზოგმა ელემენტმა ლონდონ-ქემპშირისა და ბელგიის აუზებში – იპრულ საუქუნეში *Nummulites planulatus*-მა, ადრე ლუტეციურში კი *Nummulites laevigatus*-მა.

კიდევ უფრო ცვალებადია როგორც ლატერალურად, ისე ასაკობრივად პარიზის აუზში ოლიგოცენური სექციის ფაციესები. ამის გამოა, რომ ზედა ეოცენსა (ფრანგების ბარტონული სართული) და ადრემიოცენურ ბურდიგალურ სართულს შორის მოქცეულ ნალექებში ფრანგი გეოლოგების მიერ ჭერ კიდევ XIX საუქუნეში გამოყოფილი სართულები – სანუაზური და სტამპური, მხოლოდ რეგიონულ სტრატეგრაფიულ ერთეულებად არის აღიარებული. ქატური და აქეიტანიური, მართალია, სავრთაშორისო გეოქრონოლოგიურ შეკლავზე არის წარმოდგენილი, მაგრამ მათი ადგილი და ურთიერთობა საბოლოოდ ერთინიშნად აღიარებული ჭერაც არ არის. ხსენებული ოთხი სართულისადმი მიკუთვნებული წყებების პარალელიზაცია თვით საფრანგეთის ტერიტორიაზე გავრცელებული ოლიგოცენური ნალექების კვლევის დროსაც კი საკმარის დიდ სიზნელებს აწყდებდა. მით უფრო რთულია ამ „სართულების“ დადგენა და კორელაცია სხვა აუზების ოლიგოცენურ ნალექებთან და სავრთაშორისო გეოქრონოლოგიურ შეკლავზე მათი ზუსტი ადგილის განსაზღვრა. თვით პარიზის აუზშიც კი მხოლოდ სტამპური სართულის საზღვრები და მოუყოლობა მეტნაკლებად მკაფიოა.

ოლიგოცენური სექციის უძველეს სართულად პარიზის აუზში სანუაზურია¹ მიჩნეული. სტრატოტიპულ ქრილში 35 მ-მდე სისქის მერგელოვანი წყება განლაგებულია გვიანეოცენური ასაკის თაბაშირიან შრენარზე – ე.წ. მონმარტრის თაბაშირებზე, რომლებიც კარგადაა ცნობილი (შეიძლება ითქვას, სახელგანთქმული) არამარტო ხერხემლიანთა პალეონტოლოგიის სპეციალისტებისათვის როგორც გვიანეოცენური ხერხემლიანების მდიდარი ფაუნისტური კომპლექსის ადგილსაპოვებელი, არამედ პარიზელი მშენებლებისთვისაც, როგორც სამშენებლო (შესაღწი) მასალის ერთ-ერთი მნიშვნელოვანი კომპონენტის წყარო. მონმარტრის თაბაშირებზე განლაგებული სანუაზური სართულის ქრილში თავიდან ბოლომდე მერგელოვანი ქანები დომინირებს, მაგრამ ფაციესური განსხვავება მაინც თვალსაჩინოა. ნალექდაგროვება დასაწყისში ანორმული მარილიანობის აუზში მიმდინარეობდა – როგორც ვარაუდობენ, ფაუნით ღარიბი (წარმოდგენილია მხოლოდ ლავუნური კიბოსნაირების იშვიათი ნაშთები) ცისფერი მერგელები მარილიან ქაობშია დაგროვილი. შემდეგ, აღმავალ ქრილში თანდათან ჩნდება ნორმული ზღვის ზეგაყვანის პირველი ნიშნები: ჭერ ცირენების ნაშთების შემცველი (*Cyrena convexa* და სხვ.) მერგელები მოდის, შემდეგ კი ქრილს აკვირგვინებს ნამდვილი ზღვიური ფაციესის მწკნანე მერგელები ნორმული ზღვების ბინადარი მოლუსკის – *Cytherea incrassata*-ს ნაშთებით².

როგორც უკვე ვთქვით, ოლიგოცენური სექციის სართულებიდან პარიზის აუზში სტამპურია ფაციესურად ყელაზე მკაფიოდ გამორჩეული და ნაკლებად ცვალებადი მისი გავრცელების მთელ ტერიტორიაზე. სტამპურ საუქუნესთანაა დაკავშირებული პარიზის აუზის კაინოზოური ისტორიის უკანასკნელი, შედარებით ვრცელი ტრანსგრესია. ზღვამ დაიკავა საკმარის დიდი ტერიტორია. ის გან-

¹ Sannois (სანუა) – ბორცვი პარიზის გარეუბანში. პირველად აქ აღწერეს გვიანეოცენური თაბაშირით მდიდარ წყებაზე (მონმარტრის თაბაშირი) განლაგებული მერგელების წყება (*Les marnes supragypseuse* - თაბაშირისზედა მერგელები) ე. ბენიო-შალამ და ა. ლამარანმა 1893 წ. აქედან მომდინარეობს სახელწოდება სანუაზური.

² ბოლო დროს თვით ფრანგი გეოლოგებიდან ზოგი სანუაზური სართულის დამოუკიდებლობას არ აღიარებს და მონმარტრის თაბაშირებზე განლაგებული მერგელების ქვედა ნაწილს (ე.წ. ცისფერ მერგელებს) ზედა ეოცენს აკუთვნებს, დანარჩენს – ფართოდ გავრცელებულ სტამპურ სართულში (S.I) აერთიანებს.

საკუთრებით შორს გავრცელდა სამხრეთისა და აღმოსავლეთისაკენ. სტამპური სართულის ქრილის ქვედა ნაწილი წარმოდგენილია ოსტრეებიანი მერგელებით. ოსტრეებიდან ყველაგან არის წარმოდგენილი ორი სახე — *Ostrea cyathula* და *Crassostrea longirostris*. ეს უკანასკნელი პარიზის აუზის გარდა ფართოდ არის გავრცელებული გერმანიის, ბელგიის, ლონდონ-ჰემპშირისა და აქვიტანიურ აუზებში. სტამპური სართულის ზედა ნაწილს შეადგენს თეთრი ფერის ქვიშაქვების 40-75 მის სისქის წყება — ე.წ. ფონტენბლოს¹ ქვიშაქვები. თეთრი ფერის გამო საფრანგეთში მათ ფართოდ იყენებენ მინის წარმოებაში, მტკიცედ შეეუმენტებული ქვიშაქვის შრეები კი შესანიშნავი მასალაა ქალაქის ქუჩების ქვაყენილებისათვის. მოლუსკური ფაუნის იშვიათ ადგილსაპოვებლებში წარმოდგენილია გვიანეოცენური ფაუნისაგან მკაფიოდ განსხვავებული კომპლექსი — *Glycymeris obovatus*, *Cythereia splendida*, *Manica crassatina* და სხვ. განსაკუთრებულ აღნიშვნას იმსახურებს ერთ-ერთ ადგილსაპოვებელში (ქ. ეტამპის რაიონში) მიკელეული პატარა ზომის *Nummulites bezansonii* — ნუმულიტების გვარის უკანასკნელი წარმომადგენელი პარიზის აუზის პალეოგენში. სტამპური საუკუნის ბოლოს დაიწყო რეგრესია. პარიზის სინკლიზა საბოლოოდ განათავისუფლდა ზღვისაგან. მის სამხრულ ნაწილში დარჩა მხოლოდ ტბა, რომელშიც გვიანი ოლიგოცენის განმავლობაში ტბიური კირქვები გროვდებოდა. სტამპური სართულის ქანებზე განლაგებულ ამ ტბიური კირქვების წყებას ფრანგები ორად ანაწილებენ: ქვედა — ე.წ. ეტამპის კირქვებში წარმოდგენილი გასტროპოდი — *Helix ramondi*, გერმანული აუზის ქატური (იგივე კასელური) სართულისთვის არის დამახასიათებელი. ამიტომ ფრანგი გეოლოგები ეტამპის კირქვებს ქატურის სინქრონულად (გვიანოლიგოცენურად) მიიჩნევენ და სტამპური სართულის (s.l.) ზედა ნაწილად თვლიან. რაც შეეხება ტბიური კირქვების ზედა ნაწილს (ე.წ. ორლენის კირქვები), ისინი შეიცავენ აქვიტანიური აუზის ზედა ოლიგოცენისთვის (აქვიტანიური სართულისთვის) დამახასიათებელი *Helix aurelianensis*-ს. ამიტომ ორლენის კირქვებს ფრანგები აქვიტანიური სართულის სინქრონულად თვლიან და ამ კირქვებით იწყებენ ნეოგენურ სისტემას, მიუხედავად იმისა, რომ მაწოვრების ფაუნა, რომელიც აქვიტანიური აუზის სინქრონულ ნალექებშია დაცული, გადარიბებულ სტამპურ კომპლექსს წარმოადგენს, ამასთან ფაუნაში არ აღინიშნება ახალი, სტამპურისაგან განსხვავებული ფორმები.

აქვიტანიურ საუკუნეში პარიზის აუზის ცენტრალური ნაწილი საბოლოოდ გადაიქცა ხმელეთად. ნეოგენურმა ტრანსგრესიამ მხოლოდ ლამანშამდე მიაღწია, იქიდან კი მხოლოდ ეპიკონტინენტური ზღვის ვიწრო უბის სახით ლუარას სინკლინორიუმში გავრცელდა. ამ დროიდან მოყოლებული მეთხველ პერიოდამდე პარიზის სინკლიზა პალეოგეოგრაფიულად მთლიანად კონტინენტური ნალექდაგროვების არეს წარმოადგენდა.

პარიზის აუზის გარდა ცენტრალური ევროპის ეპიპერინული კვაზიპლატფორმის ფარგლებში პალეოგენის განმავლობაში ზღვიური და ლაგუნურ-კონტინენტური სედიმენტაცია კიდევ რამდენიმე აუზში მიმდინარეობდა. მათგან სამი — ბელგიის, ლონდონ-ჰემპშირისა და გერმანიისა — პოლონეთის, ჩრდილოეთის ზღვასთან იყო დაკავშირებული. ატლანტური ოკეანის ვრცელ უბეს წარმოდგენდა აქვიტანიის აუზი, რომელსაც პალეოგენური პერიოდის განმავლობაში საფრანგეთის სამხრეთ-დასავლეთში მნიშვნელოვანი ტერიტორია ეკავა ცენტრალური პლატოს პალეოზოურ მასივსა და პირენეებს შორის. ჩამოთვლილ აუზთაგან უფრო მეტია საერთო პარიზის აუზისა და ბელგიის აუზის პალეოგენური ნალექების ქრილებს შორის.

ბელგიის აუზის პალეოგენის ქრილში უმეტესია ადრეპალეოცენური კირქვების წყება — ე.წ. მონსის² კირქვები, რომლებიც თანხმობით აგრძელებენ დანიური ასაკის ციპლის ტუფებს. ზედა პალეოცენის ქვედა ნაწილს შეადგენს ზღვიური მერგელების წყება, რომელიც ქვედა თანეტურისთვის დამახასიათებელ *Cyprina morris*-ის ნაშთებს შეიცავს. ბელგიელი გეოლოგები მას ზოგჯერ დამოუკიდებელ — ჰეერზულ სართულად, გამოპყოფენ. აღმავალ ქრილში პიერზულს აგრძელებს ისევ ზოგჯერ ფაციესის ქვიშები და ქვიშიანი მერგელები, რომლმაც პალეოცენური ზღვის ტრანსგრესიის მაქსიმუმის დროს არის დაგროვილი. ნალექების კომპლექსი

¹ ფონტენბლო — ქალაქი მდ. სენაზე, პარიზის სამხრეთ-აღმოსავლეთით.

² მონსი — ქალაქი ბელგიის სამხრეთ-დასავლეთში, საფრანგეთის საზღვართან ახლოს

შეიცავს ფაუნას, რომელიც პარიზის აუზის თანეტურშიც (ბრამოს ქვიშები) არის წარმოდგენილი. ეს არის ბელგიელების ლანდენური სართული. ლანდენურის ქრისტ (თანეტურს) აგვირგვინებს რეგრესიული, კონტინენტური ქვიშებისა და თიხების წყება, რომელიც უხეად შეიცავს მკენარეების, თევზებისა და მწოვერების განამარხებულ ნაშთებს.

პალეოცენურ რეგრესიას ეოცენის დასაწყისში ტრანსგრესია მოჰყვა. იპრული სართულის შედარებით ღრმა ზღვის ფაციესის ქანების კომპლექსი – ეწ. ფლანდრის თიხები ადრე ეოცენურად თარიღდება – თიხების წყების ზედა ნაწილის სინქრონულ, სანაპირო ფაციესის ქვიშებში არაშეკითხვად წარმოდგენილია ტიპური ადრეეოცენური *Nummulites planulatus*. პლანულატუსიანი ქვიშების წყებას ბელგიაში ზოგჯერ დამოუკიდებელი – პანიზელიური სართულის სახელით აღწერენ. ეს კიდევ ერთი დადასტურებაა იმისა, რომ ბელგიის აუზში პალეოცენში გამოყოფილი სტრატиграფიული ერთეულები მეტწილად ადგილობრივი (რეგიონული) სტრატანებია. სწორედ ასეთია შემოსხნებული ჰევრზული, ლანდენური და პანიზელიური. პირველი ორი საერთაშორისო სტრატиграფიული შკალის თანეტური სართულის შესატყვისია. პანიზელიური კი იპრული სართულის ზედა ნაწილის სინქრონული, მარჩხი ზღვის ფაციესის ქანების ლითოსტრატиграფიული ერთეულია (წყება) და არა დამოუკიდებელი სართული.

შუა ეოცენის ქვედა ნაწილს ბელგიის აუზში შეადგენს ბელგიელების ბრიუსელური სართული – ბრიუსების ნაშთებით მდიდარი გლაუკონიტანი ქვიშაქვები, რომლებიც ხვსესოველების გარდა, ნუმულიტებსაც (*Nummulites laevigatus*) შეიცავენ. აქვე ჩნდება *Nummulites variolarius*-ის პირველი წარმომადგენლები. ბრიუსელური ასაკით ადრე ლუტეციურს შეესატყვისება ბელგიის ტერიტორიაზე ამ ნერიტული ნალექების დიდი ნაწილი დენუდაციური პროცესების შედეგად გადარეცხილი არის.

ადრელუტეციურ *Nummulites laevigatus*-ს შეიცავს ბრიუსელურზე განლაგებული ქვიშებისა და ქვიშაქვების წყება – კიდევ ერთი რეგიონული (ბელგიური) სართული – ლედური¹. *Nummulites laevigatus*-ის გარდა, ამავე წყებიდან მოგიანებით აღწერეს შუალუტეციური კომპლექსის ზოგი წარმომადგენელიც – *Orbitolites complanatus*, *Ditrupe striangulata*, *Echinolampas* და სხვ.

ლედურ ქვიშაქვებს აღმაველ ქრისტში ქვიშების ათიოდ მეტრის სისქის შრენარი მოჰყვება – ე.წ. ვემელიური² სართული, რომელიც ადრე ზოგ აეტარს გვიანეოცენურად მიანდა. უახლესი წლების კვლევებმა ცხადჰყო, რომ ვემელიური ქვიშების მიკროფორამინიფერების ფაუნა უფრო ლედურ მიკროფაუნისტურ კომპლექსს ჰგავს, ხერხეზლიანთა კომპლექსშიც სახეთა უმეტესი ნაწილი შუაეოცენურ ფაუნასთან არის ახლოს. შუაეოცენურია ნანობლანქტონის კომპლექსიც. ამრიგად, პარიზის აუზის ლუტეციური სართულის ნალექებს ბელგიის აუზში სამი რეგიონული სართული შეესიტყვება – ბრიუსელური, ლედური და ვემელიური. სამივე მათგანის ნალექები გამდიდრებულია გლაუკონიტით. პლანქტონური მიკროფორამინიფერების კომპლექსის საერთო ხასიათი მოწმობს, რომ ბელგიის აუზი შუა ეოცენში ფართოდ იყო დაკავშირებული ჩრდილოურ ზღვასთან.

თავისუფალია კავშირი ჩრდილოურ აუზთან გვიან ეოცენშიც, როცა ბელგიის პალეოცენურ ზღვაში ჯერ თიხების (ასშის³ თიხები), შემდეგ კი ქვიშაქვების (ასშის ქვიშაქვები) დაგროვება მიმდინარეობს. ასშის ქვიშაქვებს აღმაველ ქრისტში ისევ ქვიშაქვები მოჰყვება: ჯერ მოლუსკური ფაუნით მდიდარი გრიმერტინგენის ქვიშაქვები, შემდეგ კი ნევრრეპენისა. როგორც ერთი, ისე მეორე წყება სტრატиграფიულად პალეოცენის ორი სექციის – ეოცენისა და ოლიგოცენის მიჯნაზე მდებარეობს. როგორც უკანასკნელი ათწლეულების კვლევებმა ნათელჰყო, გრიმერტინგენის ქვიშაქვები გვიანი ეოცენის ნანობლანქტონური კომპლექსით არის დახასიათებული. რაც შეეხება ნევრრეპენის ქვიშების წყებას, ის საერთაშორისო, ოლიგოცენური სექციის სულ ქვედა ნაწილს უნდა შეადგენდეს.

¹ ლედი – პატარა ქალაქი ბრიუსელიდან ჩრდილო-დასავლეთით

² ვემელი – პატარა ქალაქი ბრიუსელიდან ჩრდილოეთით

³ ასში – პატარა ქალაქი ლედსა და ვემელს შორის

პარიზის, ბელგიის, ლონდონ-პეკინისა და გერმანიის აუზების
პალეოგენური ნალექების საფორმალაქო სტრატეგრაფიული სქემა

ნუსხა №18

სექციები და სარეზონები	№p 1-25	პარიზის აუზი	ბელგიის აუზი	ლონდონ-პეკინის აუზი	გერმანიის აუზი
აქციტანური	25	ტბორი ნალექები: ორლანის კორქები ვბისის კორქები	ეპერსია	ეპერსია	რეტრესული ლატეოტბორი ნალექები
რეკლური	24	რეკრესია	რეკრესია	ეპერსია	სეკტარიზირებული თიხები
ლატეოტბორი	23	ფონტენბლოს ქვიშაქები	სეკტარიზირებული თიხები	ზუდა ქვიშაქების შრები	სეკტარიზირებული თიხები
ლატეოტბორი	22	ოსტრეობიანი მურგულეები	ბერვის ქვიშაქები ციოტენები	ბერვის ქვიშაქები ციოტენები	სეკტარიზირებული თიხები
ლატეოტბორი	21	მურგულეები მურგულეები ციოტენები	მურგულეები ციოტენები მურგულეები	მურგულეები ციოტენები მურგულეები	გლავა ქვიშაქების შრები
ლატეოტბორი	20	ფონტენბლოს ქვიშაქები	ფონტენბლოს ქვიშაქები	ფონტენბლოს ქვიშაქები	გლავა ქვიშაქების შრები
ლატეოტბორი	19	ფონტენბლოს ქვიშაქები	ფონტენბლოს ქვიშაქები	ფონტენბლოს ქვიშაქები	გლავა ქვიშაქების შრები
ლატეოტბორი	18	ფონტენბლოს ქვიშაქები	ფონტენბლოს ქვიშაქები	ფონტენბლოს ქვიშაქები	გლავა ქვიშაქების შრები
ლატეოტბორი	17	ფონტენბლოს ქვიშაქები	ფონტენბლოს ქვიშაქები	ფონტენბლოს ქვიშაქები	გლავა ქვიშაქების შრები
ლატეოტბორი	16	ფონტენბლოს ქვიშაქები	ფონტენბლოს ქვიშაქები	ფონტენბლოს ქვიშაქები	გლავა ქვიშაქების შრები
ლატეოტბორი	15	ფონტენბლოს ქვიშაქები	ფონტენბლოს ქვიშაქები	ფონტენბლოს ქვიშაქები	გლავა ქვიშაქების შრები
ლატეოტბორი	14	ფონტენბლოს ქვიშაქები	ფონტენბლოს ქვიშაქები	ფონტენბლოს ქვიშაქები	გლავა ქვიშაქების შრები
ლატეოტბორი	13	ფონტენბლოს ქვიშაქები	ფონტენბლოს ქვიშაქები	ფონტენბლოს ქვიშაქები	გლავა ქვიშაქების შრები

საქართველოს საზღვარგარეთის
საგეოლოგიური სამსახური
საქართველოს საზღვარგარეთის
საგეოლოგიური სამსახური
საქართველოს საზღვარგარეთის
საგეოლოგიური სამსახური

რანგი	ფაქტე	რაცაღე	
12	ტბიური კორქები კუისის ქვიშაქები N. planulatus-ით	პანიზულიური- სანაპირო ფეცოუსის ქვიშები N. planulatus-ით	ქვიდა ბრეკლუმის პრეები N. planulatus-ით
11	ტრანსგრესია	ფლანდრის თიხები	ლონდონის თიხები
10	ქლასტური თიხები მელონის კონგლომერა- ტები Myzacanthium-ით	რეკრესია	რეკრესიის და მულონის შრეები
9	ბრასოს ქვიშები	ლაინდური-ზღვიური ქვიშანი მერგელები	ლაუნური ნალექი
8	ნორმალური ზღვის ფუნთო	კერზული-ზღვიური მერგე	ბი: თანეტის გლაუკ ონიტიათი ქვიშაქვი ბი ნორმული ზღვის ფუნთო
7	ხარეუსი	მონსის კორქები	ხარეუსი
6	მელონის მერგელები	„იზოლოთური კორქები“	
5			
4			
3			
2			
1			
0			
ზღა ცარი			

1) Np1-25 პალეოგენში გამოყოფილი ნანოპლანქტონური ზონები 1-დან 25-
მდე; N. – Nummulites

შენიშვნა: უახლესი მასალის ახალიზზე დაფუძნებული ზოგი მოსაზრება იხ. აუტორის წერილში – Н.И. Мревлишвили. Некоторые соображения относительно ярусов палеогена. აღ. ჯეოლოგიის გეოლოგიის ინსტიტუტის შრომათა კრებული. თბილისი. 2008. გვ. 137-156.

ბელგიის აუზის პალეოგენური ნალექების კრილვებში ნეკარაგენის ქვიშების ზეით კიდევ რამდენიმე ლითონტრატიგრაფიულ ერთეულს გამოყოფენ, რომელთა ოლიგოცენური ასაკი დაეას არ იწყებს: ჰენენის თიხები, ვიო-ჟონკის ქვიშები (ორივე ადრეოლიგოცენური ასაკის), შუაოლიგოცენური (რუპელური) ბერგის ქვიშები და სეპტარიებიანი თიხები, დაბოლოს, გვიანოლიგოცენური ვოორტის ქვიშები. ოლიგოცენური ეპოქის დასასრულს ბელგიის აუზში რეგრესიაა – ზღვამ უკან დაიხია და მხოლოდ ფლანდრიის ჩრდილო ნაწილშია შემორჩა მცირე აუზი.

ინგლისში პალეოგენური ნალექებით არის აგებული ერთმეორისაგან ველდის ანტიკლინით გამოჯნული ორი სინკლინური სტრუქტურა: სამხრეთით ადრე მესამეულის ეპიკონტინენტური ფაციესის წყებები ჰემპშირის აუზში გროვდებოდა, ველდის ანტიკლინიდან ჩრდილოეთით კი – ლონდონის აუზში.

ლონდონის აუზის პალეოგენური ნალექების კრილი ზედა პალეოცენით იწყება. მონსური ნალექები აქ წარმოდგენილი არ არის და ცარტული სისტემის ქანების ეროლირებულ ზედაპირზე უშუალოდ არის განლაგებული თანეტური სათულის ტრანსგრესიული ნალექები. 40 მ-ზე სისქის გლაუკონტიანი ქვიშაქვების წყებში ალაგ საკმაოდ ბევრი, მაგრამ ცუდად დაცული მოლუსკური ფაუნაა წარმოდგენილი, მათ შორის *Cucculca crassatina*, *Cyprina morisi* და სხვა წყება სრულად არის წარმოდგენილი ლონდონის აუზის აღმოსავლურ ნაწილში – თანეტის ნახევარკუნძულზე სწორედ აქ არის თანეტური სათულის სტრატოტიპული კრილი. ლონდონის აუზის გვიანპალეოცენური (თანეტური) გლაუკონტიანი ქვიშაქვების სინქრონულია ბელგიის აუზის ლანდნური და პარიზის აუზის ბრამოს ქვიშები. თუმცა რამდენადმე განსხვავებულია ფაუნისტური კომპლექსები – ლონდონის აუზის გვიანპალეოცენურ აუზზე, როგორც ჩანს, ჩრდილოეთის ზღვის ცივი წყლების გავლენა უფრო საგრძობი იყო.

ქვედა ეოცენის კრილი როგორც ლონდონის, ისე ჰემპშირის აუზში რეგრესიული ნალექებით იწყება: ლონდონის აუზში ეუ ლევიჩის შრეებით – ლაგუნური ფაციესის თიხებისა და ქვიშების ცვალებადი სისქის შრენარით, რომელშიც იპრული ორსაგდელიანი *Ostrea bellovacina* არის წარმოდგენილი; ჰემპშირის აუზში მისი სინქრონულია რედიინგის შრეები. აღმაჯალ კრილში ვულვიჩის შრეებს ჟერ ლოკალური გავრცელების ქვიშები და გრაველიტები მოჰყვება, რომლებიც ფაციესური ნიშნებით ესტუარის ნალექებს უნდა წარმოდგენდნენ. ქანებში დაცული ფაუნა პარიზის აუზის სპარნაკელის (ქვედა იპრულის) სულ ზედა შრეებში არსებული ფაუნისტური კომპლექსის მსგავსია. ადრეეოცენურია ბუქი ლურჯი ფერის თიხების საკმაოდ სქელი (180 მ) წყება – ეწ. ლონდონის თიხები. ფაუნა თიხებში მხოლოდ მოლუსკების რამდენიმე გეარის (*Astarte*, *Cyprina*) მოზრდილი ინდივიდებით არის წარმოდგენილი. მიკროფორამინიფერების კომპლექსების თავისებურებების მიხედვით თუ ვიშვავლებთ, ლონდონის თიხები შედარებით ღრმა (150-300 მ), ცივ აუზში უნდა იყოს დაგროვილი. მეზობელი აუზების პალეოგენურ წყებებთან ლონდონის თიხების ზუსტი, დოკუმენტირებული სინქრონიზაციისთვის ფაქტობრივი მასალა მწირია. სავარაუდოა, რომ ისინი ბელგიის აუზის ფლანდრიის თიხების (იპრულის) ქვედა ნაწილის სინქრონულია. იპრულის ზედა ნაწილს კი შეესატყვისება ლონდონის თიხებზე განლაგებული ნაცრისფერი ქვიშების წყება, რომელშიც პირველად გამოჩნდება *Nummulites planulatus*. წყება შეადგენს ეწ. ბრეკლშემის შრეების ქვედა ნაწილს. მისი სინქრონულია პარიზის აუზის კუიზის ქვიშები და ბელგიის აუზის პანიზელიური.

ბრეკლშემის შრეების შუა ნაწილი, რომელიც *Nummulites laevigatus*-ით არის დახასიათებული, ადრეულტეციურია (ბელგიის აუზის ბრიუსელურის სინქრონული). ზღვიური ფაუნით საკმაოდ მდიდარი ზედა ბრეკლშემის შრეები კი ასაკით ბელგიის ლულურისა (შუალუტეციური) და ემელურის (გვიანლუტეციური) სინქრონულია.

აღმაჯალ კრილში ბრეკლშემის შრეებს ბარტონის შრეები მოჰყვება. მისი კლასიკური კრილები, რომლებიც შ. მუიერ-ეიმარმა 1857 წელს ბარტონული სათულის ტიპად აირჩია, ჰემპშირის აუზში, ქ. ბარტონის მიდამოებშია გაშიშვლებული. კარგი კრილებია აგრეთვე ქ. ბარტონზე, სადაც ბარტონულის კრილის ქვედა ნაწილში წარმოდგენილი არის ნუმულიტების ორი სახე – *Nummulites prestwichianus* და *N. rectus*. ბარტონის შრეები ბელგიის აუზის ასშის თიხებისა და პარიზის აუზის ოვერზისა და ბოშანის ქვიშების სინქრონულია – ოთხივე წყება შუაეოცენური ნანოპლაქტონური ზონების N_p 16-ის ზედა ნაწილის და N_p 17-ის კომპლექსებს შეიცავს.

ბარტონის შრეებზე განლაგებულია მერკელეოვანი ქანები ქვიშიანი შუაშრეებით – ე.წ. ჰედონის შრეები, რომლებიც სინქრონულია პარიზის აუზის *Pholadomya ludensis*-იანი შრეებისა. უფრო ახალგაზრდაა ბემბრიჩის შრეები – ლაგუნური ფაციესის მერკელეები და კირკები, რომლებშიც პარიზის აუზის მონმარტრის თაბაშირანი წყების ანალოგიური ხერხებლიანთა კომპლექსი არის განამარხებული.

ოლიგოცენური სექცია ლონდონისა და ჰემპშირის აუზებში რეგრესიული ნალექებით იწყება. ოლიგოცენური ასაკის ჰემპტეტის შრეების ქრილის ქვედა ნაწილი კონტინენტური ფაციესის ქანებით არის წარმოდგენილი. მის ზედა ნაწილს კი შეადგენს მერკელეები, რომლებშიც განამარხებული არის *Crassostrea longirostris* – სახე, რომელიც არაშობლოდ პარიზის აუზის, არამედ ბელგიის, გერმანიისა და აქეიტანიის აუზების შუა ოლიგოცენის ქვედა ნაწილიდანაც არის აღწერილი. შუა ოლიგოცენის ხანმოკლე ტრანსგრესიას კვლავ რეგრესია მოჰყვა ამჟერად ზღვამ საშობლოდ დატოვა ლონდონისა და ჰემპშირის აუზების ტერიტორია. ბრიტანეთის კუნძულზე ზღვა მხოლოდ პლიოცენში დაბრუნდა, თუმცა ამჟერად მან დაფარა მცირე ტერიტორია კუნძულის სამხრეთ-აღმოსავლეთში. აქ პლიოცენური ასაკისაა ესექსის, სუფოკლისა და ნორფოლკის ფალენები (ინგლისელების *Crag*) – ნიჟარებიანი ქვიშები.

N18 ნუსხაზე, რომელიც დასავლური, ეპიპროცინული ევროპის ოთხი აუზის პალეოგენური ნალექების საკორელაციო სქემას წარმოადგენს, ნათლად ჩანს რამდენად განსხვავებულია მეზობელ აუზებში სინქრონული სტრატოგრაფიული (ლითო- და ქრონოსტრატოგრაფიული) ერთეულების არამარტო ფაციესური ბუნება, არამედ ნომენკლატურაც. და მაინც, ასეთი ცხადი განსხვავების მიუხედავად, მათ მაინც გააჩნიათ ბევრი ასებებითი საერთო ნიშანი: პირველყოელისა, კლასტური ქანების დიდი ხვედრითი წილი, წყებების მცირე სისქეები (რამდენიმე, ან ათეული, მხოლოდ იშვიათად პირველი ასეული მეტრების რიგისა), სუსტად შექმენტიებული და ფხვიერი ქანების (ქვიშების, თიხების) სიქარბე, მეტამორფიტიზმისა და ვულკანოკლასტოლითების არარსებობა, ზღვიური ნალექებისა და ლაგუნურ-ტბიური ფაციესის წყებების ხშირი მონაცვლეობა როგორც ლატერალურად, ისე აღმავალ კრილში, არაერთი ხარვეზი სელიმენტაციაში და ა.შ. სახეზეა ეპიკონტინენტური ნალექდაგროვების ყველა უწყური ნიშანი. ამასთან, ნიშანდობლივია ისიც, რომ ამ აუზთაგან თითოეული დამოუკიდებლად ეითარდებოდა, მათ შორის უშუალო კავშირი მხოლოდ ეპიზოდურად, ხანმოკლე დროის განმავლობაში თუ მყარდებოდა და ამ დროს იქმნებოდა ერთი აუზიდან მეორეში ფაუნის პროკორეზის პრობები. ყოველივე ამის გამო, რომ ცალკეული აუზებისათვის ისტორიულად ჩამოყალიბებული ადგილობრივი (რეგიონული) სტრატოგრაფიული სქემების კორელაცია საკმაოდ რთულია და პარალელისადაც არაერთი პრობლემა ერთნიშნად გადაჭრილი ჯერაც არ არის¹.

შედარებით მეტია მაინც შგავსება პარიზისა და ბელგიის აუზების პალეოგენური ნალექების ქრილებს შორის. რამდენადაც მეტი განსხვავება აღინიშნება ლონდონ-ჰემპშირისა და პარიზ პალეოგენური აუზების ისტორიის მსვლელობაში. გავიხსენოთ, რომ ლონდონისა და ჰემპშირის აუზებში, პარიზისა და ბელგიის აუზებისაგან განსხვავებით, პალეოგენის ქრილი ხარვეზით იწყება – მესამეული ასაკის უძველესი შრენაი იქ თანეტურია. რეგრესია, რომელიც გვიანი ცარცულის ბოლოს დაიწყო, აქ ადრე პალეოცენშიც გაგრძელდა.

კიდევ უფრო განსხვავებულია პალეოგენური სელიმენტაციური პროცესების ცვლის სურათი გერმანულ აუზში. პარიზის, ბელგიის, ლონდონისა და ჰემპშირის აუზებისგან განსხვავებით, აქ შეუდარებლად უფრო შეზღუდულია პალეოცენური და ეოცენური ნალექების გავრცელება. სამაგიეროდ, ფართო გავრცელება აქვს ოლიგოცენური ეპოქის ზღვიური ფაციესის, მდიდარი პალეო-

¹ ამ მხრივ გადამწყვეტი სიტყვის თქმა შეეძლო ქრილებში ნანობლანქტონური კომპლექსების საფუძველზე პალეოგენში გამოყოფილ 25 ზონას – ინდექსით Np1-დან Np25-მდე, რომლებიც ერთნაირი თანამიმდევრობით გამოიყოფა როგორც ოკეანეების ფსკერის, ისე კონტინენტების ადრემესამეულ ნალექებში. მაგრამ დასავლური ევროპის ეპიკონტინენტური აუზების პალეოგენის ქრილებში, არაერთი ხარვეზისა და არაარბონატული წყებების სიზრავის გამო ვერ მოხერხდა უკლებლივ ყველა ზონის სრული მოცულობით დადგენა, რაც კარგად ჩანს N18 ნუსხაზე. მისი შედგენისას გათვალისწინებულია დასავლეთევროპულ მეცნიერთა (პომერალი, 1973; ბერგრენი, ობრი და სხვ., 2004) უახლესი მონაცემები.

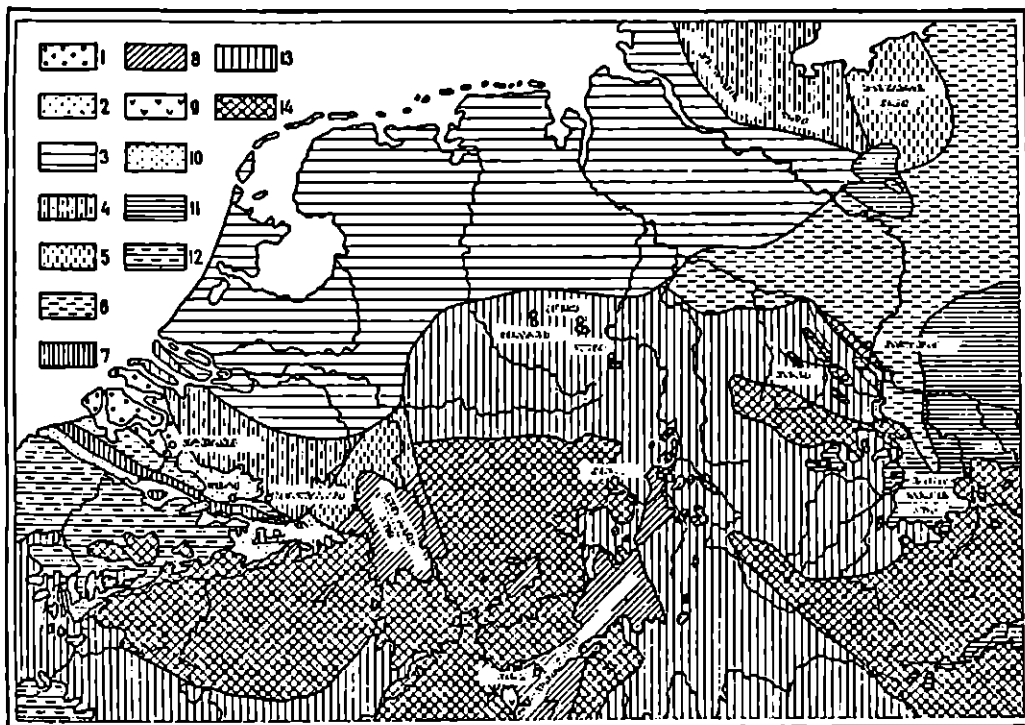
ონტოლოგიური მასალით დახასიათებულ წყებებს. ესაა, ეს გარემოება იმის ერთ-ერთი პირობაა, რომ ჰ. ბერიხის მიერ ოლიგოცენური სექციის გამოყოფის საფუძველი გერმანული აუზის ფარგლებში გავრცელებული ზედა პალეოგენის ქრილები გახდა. ჰ. ბერიხისთვის შუა გერმანიის ტერიტორიაზე რეგრესიულ ზედა ეოცენსა და ადრე მიოცენის ზღვიურ ნალექებს შორის მოქცეული წყებების დამოუკიდებელ სექციად გამოყოფისთვის ერთ-ერთი მნიშვნელოვანი კრიტერიუმი იყო ის პალეოგეოგრაფიული ცვლილებები, რომლებიც განსაკუთრებული სიხადითა ჩანს შუა გერმანიის პალეოგენის ქრილებში. ჰ. ბერიხმა თვით სექციის სახელწოდებაშივე მიანიშნა ფაუნისტური კომპლექსების თავისებურებაზე — ოლიგოცენი (ბერძნული ოლიგოს-ცოტა, მცირერიცხოვანი) ხომ ამ ნალექებში დაუღალ პალეოფაუნისტურ მასალაში თანამედროვე ფაუნის წარმომადგენელთა უმნიშვნელო ხვედრითი წილით არის ნაკარნახევი.

მართალია, რეგრესიას, რომელსაც დასავლური ევროპის კონტინენტზე გვიანი ეარკულის ბოლოს ჰქონდა ადგილი, პალეოცენში ტრანსგრესია მოჰყვა, მაგრამ ჩრდილო-დასავლეთიდან წამოსულმა ზღვამ მხოლოდ დანიისა და ნაწილობრივ ჩრდილო გერმანიის ტერიტორია დაფარა. პალეოცენური და ეოცენური ეპოქების განმავლობაში ეს აუზი, ფაქტიურად, წარმოადგენდა ფართო სრუტეს, რომელიც საშრეთ-აღმოსავლეთისაკენ საკმაოდ შორს ვრცელდებოდა და პოლონეთის ტერიტორიის გავლით ყირიმ-კავკასიამდე აღწევდა. ჩრდილო გერმანიის ტერიტორიაზე პალეოცენური და ეოცენური ნალექების უდიდესი ნაწილი უფრო ახალგაზრდა — ნეოგენური და მეოთხეული ნალექებით არის დაფარული. მეტწილად ბურღვით მოპოვებული მასალისა და მდ. ელბის ქვემო წელზე არსებული იშვიათი გამოშვლებების შესწავლით გახდა ნათელი, რომ პარიზის, ლონდონ-ჰემპშირისა და ბელგიის აუზებისაგან განსხვავებით, პალეოცენსა და ეოცენში აქ სელიმენტაცია უფრო ღრმა აუზში მიმდინარეობდა — მარტა ეოცენის სისქე 800 მ-ს აღწევს, ზოგმა ქაბურღილმა კი მიოცენის ქვეშ პალეოცენის სახურავამდე 1400 მ-ზე მეტი სიმძლავრის ნალექებში გაიარა.

განსხვავებულია ფაქციებიც — კლასტური ქანების — თიხების, ქვიშაქვების სქელი, ერთფეროვანი, ნამარხებით ღარიბი სერიის სელიმენტაცია, ესაა, მიმდინარეობდა აუზში, რომლის ფსკერი დაძირვას განიცდიდა. ასეთია პალეოცენურ-ეოცენური ნალექების ხასიათი გერმანიის პალეოგენური აუზის განაპირა ჩრდილოური ნაწილის ფარგლებში. საშრეთისაკენ, ძველ, პერციულ მასივებთან მიახლოების კვალად, ქრილებში ჩნდება სანაპირო ფაქციის ნალექები ლოგნიტის ფენებით, ხერხემლიანთა ნაშთებითა და მარჩბი, ლაგუნურ-კონტინენტური აუზის სხვა ნიშნებით.

ოლიგოცენური ეპოქის დასაწყისიდან პალეოგეოგრაფიული გარემო მკვეთრად შეიცვალა. ზღვამ მდლიანად დაფარა ჩრდილო გერმანიის ტერიტორია. გაფართოვდა მისი საშრეთ-აღმოსავლური ტოტი, რომელიც საშრეთით ტეთისს დაუკავშირდა, აღმოსავლეთით კი კასპიისპირა აუზამდე მიადწია.

თვით გერმანიის ტერიტორიაზე უფრო ფართოდაა ზედაპირზე გამოშვლებული ოლიგოცენური სექციის ქანები, თუმცა არა ერთიანი, ვრცელი რეგიონის ფარგლებში, არამედ ერთიმეორისაგან პალეოზოური და მეზოზოური მასივებით გამოიწნულ, გრამბუნულ, ან სინკლინურ სტრუქტურებთან დაკავშირებული მეტნაკლებად ფართო ლაქების სახით (იხ. სურ. 142.). მათგან განსაკუთრებით საინტერესოა კასელის (მდ. ევზერის ხეობაში) და მაინციის (მდ. რინის ხეობაში) „აუზებში“, აგრეთვე მდ. ელბის შუა დინებაზე, ხეობის მარცხენა მხარეს, ქალაქების მაგდებურგის, პალეს და დენსაუს მიდამოებში გამოშვლებული ოლიგოცენური წყებები. ეს ის მხარეებია, სადაც ჩრდილოეთიდან წამოსულმა ზღვის ტრანსგრესიამ ადრე ოლიგოცენშივე მიადწია. ჩრდილო საქსონიაში, ქ. პალედან ჩრდილოეთით, ქალაქების ეგელნისა და ლატდორფის მიდამოებში, ზედა ეოცენის რეგრესიულ, ლაგუნურ, ლოგნიტის ფენებისა და მეტნარი წყლის ფაუნის ნაშთების შემკველ ქვიშაქვებზე განლაგებულია 50 მ-მდე სისქის, ნორმული ზღვის მოლუსკური ფაუნით მდიდარი გლაუკონიტინი ქვიშაქვების წყება. სწორედ ამ მხარეში მდებარეობს სტრატოტიპი ოლიგოცენური სექციის პირველი სართულისა, რომელიც ლ ა ტ ო რ ფ უ ლ ი ს სახელით 1893 წელს შ. მეიერ-ვიმარმა აღწერა.



სურ. 142. ჩრდილო გერმანიისა და მოსკოვზე მარეების პალეოგენური ნალექების სტრატული რუკა (გ. ლეონოვიდან, 1973. გამარტივებული).
 1,2 - პლიოცენი; 3,4 - მიოცენი; 5 - ზედა ოლიგოცენი;
 6-9 - შუა ოლიგოცენი; 10,11 - ქვედა ოლიგოცენი;
 12 - ეოცენი; 13 - მეზოზოური; 14 - ძველი მსივები

ამ მხარეში მკაფიოა ლატორთული სართულის როგორც ქვედა, ისე ზედა საზღვარი. ნორმული ზღვიური ფაუნით მდიდარი გლაუკონიტიანი ქვიშაქვების წყება, როგორც უკვე ვთქვით, ზედა ფოცენის ლაგუნური ფაციესის ქანებზეა განლაგებული, ზევიდან კი იფარება რეპელური სართულის სეპტარიებიანი თიხებით, რომელთა შუაოლიგოცენური (რეპელური) ასაკი ფაუნისტური კომპლექსით არის დადგენილი¹.

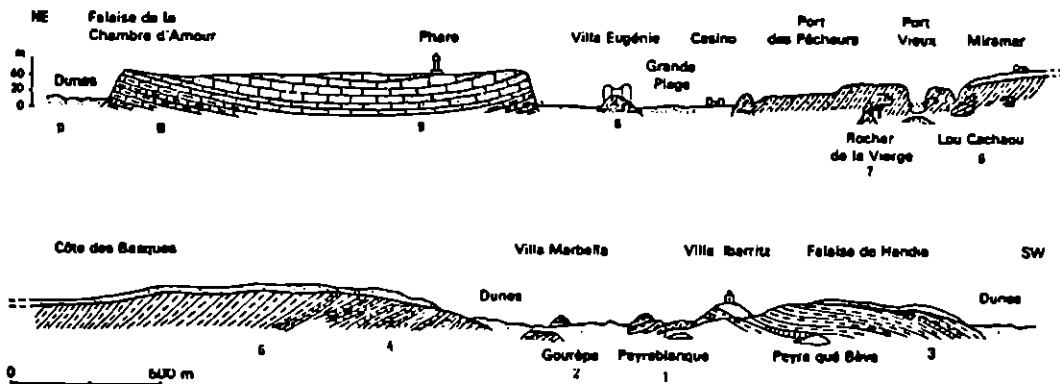
აღრე ოლიგოცენშივე ზღვის ტრანსგრესია კიდევ უფრო სამხრეთითაც გავრცელდა და რეინის, პარცისა და ტურინგიის ძველ მასივებს შორის წარმოქმნა უბე, რომელსაც გერმანელები კასელის უბეს უწოდებენ. აქედან სამხრეთით – მარბურგისა და პესენის მხარეში, ამ დროს ლიგნიტის ფენების შემცველი ტბიური თიხები გროვდებოდა. ამრიგად, აღრე ოლიგოცენში მაინცის აუზი ნორმული ზღვით არ იყო დაკავებული. მხოლოდ შუა ოლიგოცენში (რეპელურ საუკუნეში) მოაღწია აქამდე ზღვის ტრანსგრესიამ. აუზის ღერძული ნაწილის ფარგლებში რეპელურის განმავლობაში 1200 მ-მდე სიმაღლის თიხების წყება დაგროვდა – გერმანელების სეპტარიებიანი თიხები. მათი სინქრონული სანაპირო ფაციესები კი ქვიშაქვებით არის წარმოდგენილი. გვიანი ოლიგოცენიდან იწყება რეგრესია, რაც ყველაზე აღრე მაინცის აუზში გამოვლინდა – 1200 მ-მდე სისქის რეპელურს აღმაჯალ ქრილში ლაგუნური ნალექები აგრძელებს, რომლებიც ცირენებისა და ცერიოიუმების ნაშთებს შეიცავენ. აქედან ჩრდილოეთით, კასელის უბეში, გვიანი ოლიგოცენის დასაწყისში ნორმული ზღვა ერთხანს კიდევ რჩება, მოგვიანებით რეგრესია აქაც იჩენს თავს და ოლიგოცენის ქრილს ლაგუნურ-ტბიური ნალექები აგვირგვინებს. ამრიგად, ოლიგოცენური ეპოქა გერმანიაშიც, ისევე როგორც ჩრდილოეთის ზღვასთან დაკავშირებულ სხვა აუზებში (ბელგიის, ლონდონის, ჰემპშირის), რეგრესიით დასრულდა.

პალეოგენური პერიოდის განმავლობაში ცენტრალური (ეპიპერციული) ევროპის ტერიტორიაზე ზღვის ტრანსგრესია არა მარტო ჩრდილოეთიდან, დასავლეთიდანაც, ატლანტური ოკეანიდან, ცხად-ად არის გამოხატული. გაიხსენოთ, რომ ატლანტური ოკეანის გავლენა პარიზის აუზშიც ვრცელდებოდა, ოღონდ ლამანშის მეშვეობით. ამ გზით სამხრეთული, ხმელთაშუა ზღვის პროვინციისთვის ნიშნადობლივი ფაუნის ზოგამ წარმომადგენელმა (*Nummulites planulatus*, *N. leavigatus* და სხვ.) არა მხოლოდ პარიზის, არამედ ბელგიისა და ლონდონ-ჰემპშირის აუზებშიც შეაღწია. ბუნებრივია, უფრო ეფექტური იყო ატლანტური ოკეანის გავლენა ოკეანესთან უშუალოდ დაკავშირებულ რამდენიმე აუზზე. ფაქტიურად, თითოეული მათგანი ატლანტური ოკეანის უბეს წარმოადგენდა. მათგან ყველაზე ვრცელი აქეიტანიის უბე იყო. თანეტურ საუკუნეში, როცა გვიანპარცული რეგრესიის შემდეგ პალეოცენური ეპოქის დასაწყისიდან განვითარებულმა ტრანსგრესიამ მაქსიმალურ მასშტაბებს მიაღწია, ის საფრანგეთის ცენტრალურ მასივსა და პირენეებს შორის შექრილი სამკუთხედის კონფიგურაციის ვრცელ უბეს წარმოადგენდა. სამკუთხედის წვერი აღმოსავლეთისაკენ შორის ვრცელდებოდა სამხრეთ-დასავლური საფრანგეთის ტერიტორიაზე – თანეტური ზღვის სანაპირო ფაციესის ქანები ქ. კარკასონიდან აღმოსავლეთითაც კი არის ცნობილი.

მართალია, აქეიტანიის ვრცელი უბე დასავლური ევროპის ეპიპერციულ ფუნდამენტზე ატლანტური ოკეანიდან გადმოსულ ნორმულ ეპიკონტინენტურ ზღვას წარმოადგენდა, მაგრამ აქ დაგროვილი პალეოგენური ნალექები ფაციესურად მაინც საგრძობლად განსხვავდებიან პარიზის, ბელგიის, ლონდონ-ჰემპშირისა და გერმანიის ეპიკონტინენტური აუზების სინქრონული წყებებისაგან. განსაკუთრებით თვალში საცემია ეს განსხვავება იმ ქრილებში, რომლებიც აქეიტანიის აუზის ღერძულ ნაწილთან არის დაკავშირებული. აუზის პერიფერიებზე ცხადად ჩანს ხმელეთის სიახლოვე – წყებებში მნიშვნელოვანია ტერიგენული მასალის ხევერითი წილი, ქრილებში იმატებს მსხვილმარცვლოვანი კლასტური ქანების დასტების რაოდენობა, ხშირია ხარეხვები ნალექდაგროვებაში. ყურადღებას

¹ საყურადღებოა, რომ გაცილებით უფრო აღრე (XIX ს-ის სამოციანი წლების დასაწყისიდან) ოლიგოცენური ნალექებისა და ამ ნალექებში დატული მონუსური ფაუნის კვლევას ა. კენენი (A. Koenen) აწარმოებდა. კვლევის პირველი შედეგები მან 1865 წელს გამოაქვეყნა ა. კენენი კარგად იცნობდა არამარტო გერმანიის, არამედ საფრანგეთის, ინგლისის, ბელგიისა და რუსეთის ოლიგოცენურ ნალექებსა და ფაუნას. მოგვიანებით ის საგანგებოდ დაინტერესდა ჩრდილო გერმანიის ქვედა ოლიგოცენითა და ამ ასაკის ქანებში დატული ნამარხებით. 1880-1894 წლებში ჩატარებული ფუნდამენტური კვლევის შედეგები ა. კენენმა ნაშრომების შეიღწავეთიანი სერის სახით გამოაქვეყნა (I – 1889 წ. – VII – 1894 წ.).

იკავს ფაციესების მრავალფეროვნება როგორც ლატერალურად, ისე აღმავალ კრილში — მდიდარი საშრეთული ფაუნის შემცველ ნორმულ ზღვიურ ნალექებს ხშირად ტბიური, ლაგუნური თუ დელტური ფაციესის ქანები ცვლის. ამავე დროს აქვიტანიის აუზის ღერძული ნაწილის ფსკერზე უწყვეტი სელიმენტაციის პირობებში ძირითადად კარბონატები — კირქვები, მერგელოვანი კირქვები, მერგელები გროვდებოდა. პალეოგენური ნალექების საკმაოდ სქელი, უხარვეზო წყებების დათარიღებას და დეტალურ დანაწილებას აადვილებს ხმელთაშუა ზღვის პროვინციისთვის ნიშანდობლივი, მდიდარი და მრავალფეროვანი ფაუნისტური კომპლექსები. ქანებში განამარბებულია მიკროფორამინიფერების, ნუმულიტიდების, დისკოციკლინიდების, გასტროპოდების, ორსაგდულანების, ზღვის ზღარბების არაერთი სახეობის მრავალი ინდივიდი. აქვიტანიის აუზის ფარგლებში ბევრ უბანზეა გაშიშვლებული და მაღალ დონეზე მრავალმხრივ (სელიმენტოლოგიურად, პალეონტოლოგიურად, პალეოგეოგრაფიულად) შესწავლილი ამგვარი კრილები. ერთ-ერთი ყველაზე გამოჩენილი, მაინც, ბისკაის ყურის სანაპიროს გასწვრივ გაშიშვლებული, პალეოგენის მკვლევართათვის კარგად ცნობილი ბიარიცის კრილია. ბიარიცი (Biarritz) ცნობილი საზღვაო კურორტია ბისკაის ყურის სანაპიროზე, მდ. ადურის შესართავიდან საშრეთ-დასავლეთით. აქ კლდოვანი სანაპიროს გასწვრივ, საშრეთ-დასავლეთიდან ჩრდილო-აღმოსავლეთისაკენ, თითქმის სამი კილომეტრის მანძილზე გადაქიმულ უწყვეტ გაშიშვლებაში წარმოდგენილია პალეოგენური სისტემის კრილი, რომელიც საშრეთ-დასავლეთით უშუალოდ ცარკულ ქანებზე დიდი ხარვეზით განლაგებული ლუტეციური კირქვებით იწყება და ჩრდილო-აღმოსავლეთით შუაოლიგოცენური ქვიშიანი მერგელების წყებით მთავრდება. ამ ინტერვალში მდიდარი ფაუნისტური კომპლექსებით დათარიღებულია ქვედა, შუა და ზედა ლუტეციური, პრიამონული, ლატორფული და რუპელური საართელები. შუა ოლიგოცენზე უფრო ახალგაზრდა ნალექები ბიარიცის კრილში ორმა ზღვის მერგელოვანი ფაციესის ქანებით არის წარმოდგენილი (სურ. 143).



სურ. 143. ბიარიცის პალეოგენური ნალექების სქემატური კრილი

(ე. ბუსაკისა, 1911 და რ. აბრარის, 1948 მიხედვით)

- 1 - პეიერბლანკის კირქვები - ქვედა ლუტეციური; 2 - გურაბის მერგელოვანი კირქვები - ზედა ლუტეციური; 3 - ვილლა მარბელლას მერგელები - ზედა ლუტეციური;
- 4 - პენტაკრინუსიანი მერგელები; 5 - ბასკთა სანაპიროს მერგელები; 6 - მორამარის პერსპექტივის და ლუ კაშუს კლდეების თიხები და ქვიშიანი კირქვები (4,5 და 6 ზედაოლიგოცენურია);
- 7 - ძველი პორტის, ღმრთისმშობლის კლდეებისა და მეთევზეთა პორტის ქვიშიანი მერგელები და ქვიშაქვები - ქვედა ლატორფული; 8 - ვილლა ევგენიას კლდეები - ზედა ლატორფული;
- 9 - ადურის კოშკის (Chambre d'Amour) ქვიშაქვები და ქვიშიანი მერგელები (10) და შუქურას ქვიშიანი მერგელები (9)-რუპელურია; 11 - ზღვის სანაპიროს დიუნები.

სურ. 143-ის განმარტებიდან ნათლად ჩანს, რომ ბიარიცის ქრილში გაშიშვლებული პალეოგენის ყველა სტრატოგრაფიული ერთეული ადგილობრივი სახელწოდებით არის აღწერილი. პალეოგენის მკვლევართათვის კარგად არის ცნობილი ეს ნომენკლატურა სახელგანთქმული ფრანგი მეცნიერების ე. ბუსაკის, ვ. ოგის, რ. აბრანის და სხვ. მონოგრაფიებიდან და სტატიებიდან. მათ მიერ ადგილობრივი სახელწოდებით აღწერილი წყებების დათარიღებას და კორელაციას როგორც ხმელთაშუა ზღვის ოლქის, ისე ცენტრალური და აღმოსავლური ევროპის საზღვრების (ყირიმ-კავკასიის) ეპიკონტინენტურ ნალექებთან ძლიერ ადვილებს ნალექებში დატული მდიდარი და მრავალფეროვანი პალეონტოლოგიური მასალა.

დასასრულ, მხოლოდ მოკლედ შევებებით კაინოზოურის დასაწყისისთვის ევროპის კონტინენტის საზღვრით გადამტეხილი ა ლ პ უ რ ი გ ე ო ს ი ნ კ ლ ი ნ უ რ ი ო ლ ქ ი ს პალეოგენურ ნალექებს. პალეოცენის დასაწყისიდან ოლიგოცენამდე ხმელთაშუა ზღვის ოროგენის (მეზოტიეთისის) დასავლურ ნაწილში სედიმენტაციური პროცესები მიმდინარეობდა უაღრესად რთულ სტრუქტურულ ფონზე, რომელიც კაინოზოურამდელი, ძირითადად კიმერიული, ოროგენეტული მოძრაობების გამოვლინების შედეგად ჩამოყალიბდა. მრავალრიცხოვან გეოსინკლინურ რაფებში, რომლებიც ალპურ ოლქში პალეოგენის დასაწყისისთვის უკვე არსებობდა, ძირითადად ფლიშური წყებები გროვდებოდა – მეტწილად ტერიგენული, რადგანაც რაფების გამოფიქვანებით ახვეებული მასივებიდან (მიკროკონტინენტებიდან და კუნძულებიდან) მიმდებარე აუზებში დიდი რაოდენობით კლასტური მასალა შედიოდა. უფრო ღრმა რაფებში კარბონატული ფლიში წარმოიქმნებოდა კონტინენტურ მასივებთან სიახლოვეს, განსაკუთრებით ალპური გეოსინკლინური რაფის ჩრდილო და დასავლურ ნაწილში, შედარებით მცირე სიღრმეებზე ზოგენური (ნემელიტიანი) კირქვების დაგროვებისთვის ხელსაყრელი გარემო არსებობდა. ეპიპროკინულ შეღებურ აუზებში, რომლებიც თავისუფლად უკავშირდებოდნენ ალპურ გეოსინკლინურ აუზს, მარჩხი ზღვის კარბონატული ნალექები გროვდებოდა. ზოგ გეოსინკლინურ რაფში ვულკანიზმის გააქტიურებას ჰქონდა ადგილი, რასაც თან სდევდა საკმაოდ დიდი სისქის (კილომეტრების რიგის) ვულკანოგენური და ვულკანოგენურ-დანალექი სერიების წარმოქმნა. ასეთი იყო სედიმენტაციის ზოგადი სურათი პალეოცენსა და ეოცენში ალპებში, კარპატებში, აპენინებში, კავკასიაში და ა.შ. ოლიგოცენის დასაწყისში ალპური გეოსინკლინის ფარგლებში ნალექდაგროვება ზოგ რაფში ჯერ კიდევ ზღვიურია. შუა ოლიგოცენიდან კი ალპური ტექტონიკურ-მაგმატური ციკლის ძლიერი ფაზისების, გამოვლინების შედეგად იწყება ლაგუნურ-კონტინენტური სედიმენტაცია. ცოტა უფრო ადრე დაიწყო პირენეების რაფის დანაოქმება-ახვეების პროცესი – იქ ოლიგოცენი მთლიანად ლაგუნურ-ტბიური ნალექებით არის წარმოდგენილი. კარპატებშიც, სადაც როგორც ცარცული, ისე პალეოცენური და ეოცენური ნალექები დიდი სისქის ტერიგენული წყებებით არის წარმოდგენილი, ოლიგოცენიდან ახვეება იწყება და თანდათან მატულობს კვიშაქვების ხვედრითი წილი. ფლიშურია პალეოგენი აპენინებში. ჩრდილო იტალიაში კი, კერძოდ ეიჩენცას პროვინციაში, რომელიც ალპების გეოსინკლინური რაფისგან ხმელეთით გამოჩნული მარჩხი ზღვით იყო დაფარული, პალეოგენი ფაუნით (ნემელიტიდები, მოლუსკები) მდიდარი ნერიტული ფაუნისებისა და ვულკანოგენური ქანების მორიგეობით არის წარმოდგენილი. სწორედ აქ, კ. პრიპონას მდამოებში იქნა პირველად აღწერილი პრიპონანული სართული.

ა ლ მ ო ს ა ე ლ ე თ ი ე ვ რ ო პ ი ს კ ო ნ ტ ი ნ ე ნ ტ უ რ ი პ ლ ა ტ ფ ო რ მ ი ს მნიშვნელოვანი ნაწილი, ისევე როგორც ურალ-მონღოლეთის ოროგენის დახურვის შემდეგ მასთან მიერთებული აზიის ვრცელი კონტინენტი, პალეოგენური პერიოდის განმავლობაში მცირედ ახვეებულ, მეტწილად გორაკ-ბორცვიან ხმელეთს წარმოადგენდა. ევრაზიის ერთიან კონტინენტს აღმოსავლეთიდან მეზოზოური ოროგენეტული პროცესების შედეგად დანაოქმებულ-ახვეებული ახალგაზრდა მთათა სისტემა ემიჯნებოდა. კიდევ უფრო აღმოსავლეთით წყნარი ოკეანის მხარეს, ნალექდაგროვების გეოსინკლინური რეჟიმი კვლავ გრძელდებოდა აზიის კონტინენტის გასწვრივ ჩრდილოეთიდან საზღვრისაკენ გადაქიმულ მოძრავ სარტყელში (დასავლური წყნარი ოკეანის ოროგენი), რომელიც მოიცავდა ვრცელ ტერიტორიას კორიკის მთიანეთიდან (ჩრდილო-აღმოსავლური აზია) ახალ ზელანდიამდე.

პალეოგენში ზღვით იყო დაფარული აღმოსავლური ევროპის კონტინენტური პლატფორმის (ევროპული რუსეთის) საზღვრული ნაწილი. აქ არსებული მარჩხი, ეპიკონტინენტური აუზი საზღვრით

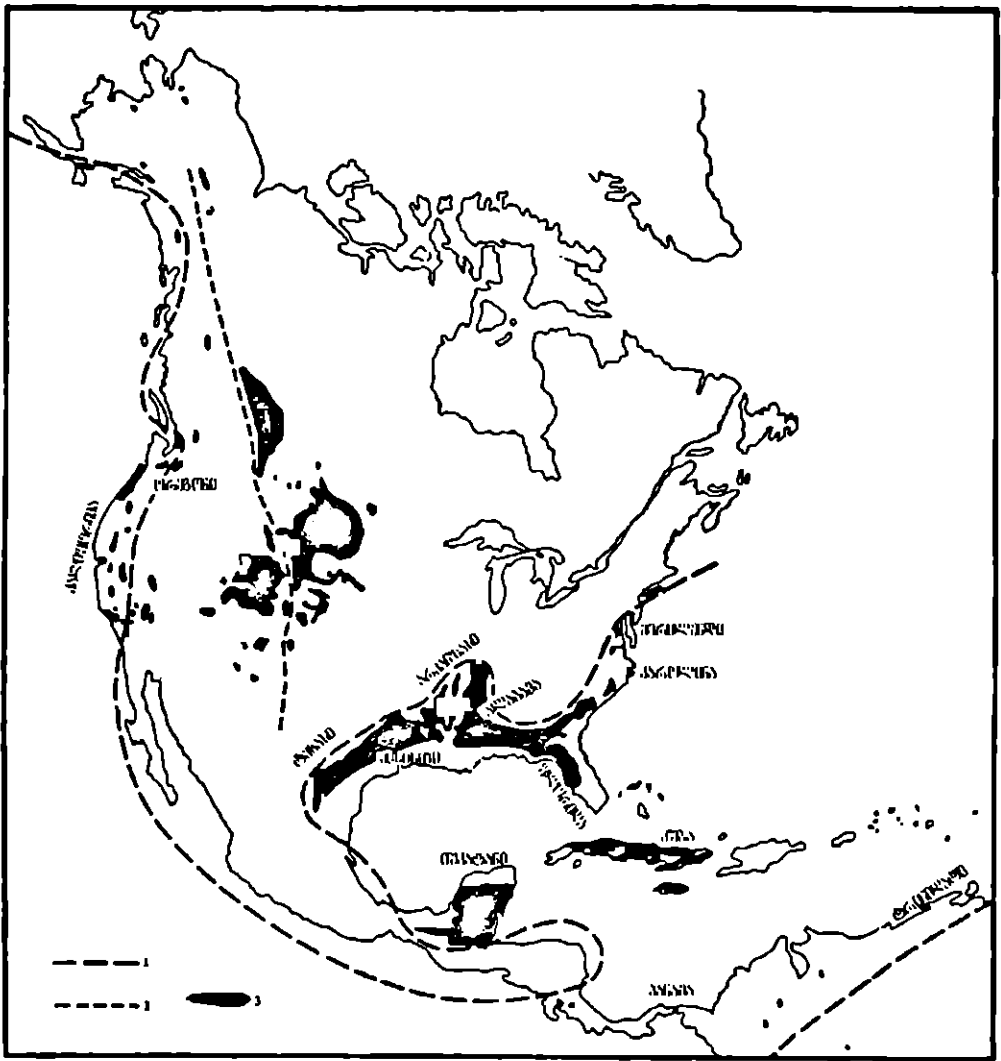
თავისუფლად იყო დაკავშირებული ტეთისთან, ჩრდილოეთით კი მხოლოდ ვოლგისპირა და შუა რუსეთის მაღლობებამდე ვრცელდებოდა. აუზში მეტწილად წყაროშპარკლოვანი ტერაგენული ნალექები — თიხები, ქვიშები, ოპოკები, კაიანი ფიქლები, გროვდებოდა კარბონატული ფაციესები მხოლოდ ეოცენში ჩნდება, უმეტესწილად მიკროფორამინიფერების ფაუნისტური კომპლექსებით და ხასიათებული მერგელოვანი ქანებით. საშრეთისავენ კარბონატების ხვედრითი წილი შესწმენვედ მატულობს — ყირიმის ნახევარკუნძულზე პალეოცენი და ეოცენი მრავალფეროვანი ფაუნით (ნებულ-ტრადები, დისკოცილინიდები, ორსაგდულიანები, კირქვიანი წყალმკენარეები და სხვ.) მდიდარი, კირქვებით, მერგელოვანი კირქვებითა და მერგელებით არის წარმოდგენილი. აქ პალეოცენის და ეოცენის სისქე 360 მ-მდეა. ოლიგოცენური სექციის ქრილში საგრანობლად იზრდება ტერაგენული მასალის როლი, რომელიც ყირიმის მთებიდან შემოდირიდა ოლიგოცენის ბოლოს ყირიმის მთებს, კავკასიონისა და მტკრე კავკასიონის დანაოქება-აზვევებათანაა დაკავშირებული მთისწინა (კავკასიონიდან და ყირიმის მთებიდან ჩრდილოეთით) და მთათაშუა (კავკასიონსა და მტკრე კავკასიონს შორის) როფების ჩამოყალიბება. გვიანი ოლიგოცენიდან მოყრლებული ნალექდაგროვება ძირითადად დაკავშირებული არის ხსენებულ როფებთან, სადაც სელიმენტაცია დასაწყისში ვრცელი ანორბული (მოწამლული) აუზის პირობებში მიმდინარეობს, ნეოგენში კი მთის მდინარეების მიჯრ ჩამოტანილი, ახალგაზრდა მთების დენუდაციის პროდუქტები გროვდება და წარმოიქმნება კონტინენტური მონასეების მძლავრი წყებები, რომლებიც კონგლომერატებით, ქვიშებით და თიხნარით არის წარმოდგენილი. ნალექები არაიშვიათად მკენარეების, ხმელეთის მოღუსკებისა და ხერხბლანთა ნაშთებს შეიცავენ.

ვერობული რუსეთის საშრეთში არსებული სუბგანედური პალეოცენ-ეოცენური აუზი, როგორც უკვე ითქვა, დასავლეთით, დროგამოშვებით უკავშირდებოდა ზღვას, რომელიც ლონდონის აუზიდან იწყებოდა, ცენტრალური ვერობის ჩრდილოურ ნაწილზე (პარიზის აუზი, ბელგია, პოდანდია დანია, ჩრდილო გერმანია, პოლონეთი) ვრცელდებოდა და საბოლოოდ უკრაინის საშრეთსა და ყირიმამდე აღწევდა. ამავე სუბგანედური აუზის გაგრძელებას აღმოსავლეთით წარმოადგენდა კასპისპირა აუზი და მასთან ტურგაის სრუტით დაკავშირებული თურანის ტერიტორიაზე არსებული პალეოცენური ზღვა. ეს უკანასკნელი საშრეთით ტეთისთან იყო დაკავშირებული, ჩრდილო-აღმოსავლეთით კი მას კავშირი ჰქონდა დასავლური ციმბირის მარჩხ ეპიკონტინენტურ ზღვასთან, რომელზეც საგრანობი იყო ბორიული აუზის ცივი წყლების გაულენა. დასავლური ციმბირის ზომიერად ცივ ზღვაში ძირითადად ქვიშან-თიხიანი ნალექები გროვდებოდა. აქვე ეოცენურ ეპოქაში დიატომიტების, ოპოკების, კაიანი თიხებისა და მერგელების დალექვის პირობებიც იქმნება ოლიგოცენში დასავლური ციმბირის ტერიტორია თითქმის მთლიანად — ობის შესართავიდან არალის ზღვამდე, ხმელეთს წარმოადგენდა. აქ დაგროვილი კონტინენტური თიხებისა და ქვიშების წყება მურა ნახშირის ფენებს შეიცავს. ზღვა კვლავ რჩება აქედან საშრეთით — უსტურტის პლატოზე ოლიგოცენური ასაკის ზღვის სანაპირო ფაციესებია განვითარებული, ყიზილ-ყუმის ტერიტორიაზე კი ამ დროს ნორბული ზღვა იყო. თურანის აუზის საშრული ნაწილი, რომელიც ტაჯიკეთისა და თურქმენეთის ტერიტორიას ფარავდა, პალეოცენსა და ეოცენში კარბონატული ნალექდაგროვების არეს წარმოდგენდა აღსანიშნავია კირქვებში ოსტრეების განამარხებული ნაშთების სიმრავლე. ოსტრეების საგანგებო, სისტემატურმა კვლევამ შესაძლებელი გახადა ამ თავისებური ორსაგდულიანების კომპლექსების საფუძველზე პალეოცენური ნალექების სტრატეგრაფიული დანაწილების სქემის შექმნა. ოლიგოცენში აქ კონტინენტური რევიმია და ფერადი (წითელი ფერის) კლასტური ქანების დაგროვება მიმდინარეობს.

ჩრდილო ამერიკის კონტინენტური პალეოცენურ პერიოდში საქმარად დანაწევრებული რელიეფით გამოირჩეოდა. შესაბამისად მრავალფეროვანი იყო ნალექდაგროვების პირობებიც. კონტინენტის საშრეთ-აღმოსავლური ნაწილი — ტერიტორიები მექსიკის ყურის ირგვლივ და ფლორიდა, ზღვით იყო დაფარული. პალეოცენის განმავლობაში ამ მარჩხ აუზში ფაუნით მდიდარი

¹ მოლასა — (Mollasse — ფრანგ. რბილი, ნაკლებად მტკიცე) გეოსინკლინური ოლქების განვითარების ბოლო სტადიაზე, როცა მკათოდ არის გამოხატული რელიეფის ინვერსია, სელიმენტაცია მიმდინარეობს მთისწინა და მთათაშუა როფებში. მათი მომიჯნავე ახალგაზრდა მთები, პრიპით. დენუდაციას განიცდიან. დენუდაციის პროდუქტები დიდი სისქის მსკლ-მარცვლოვანი, სუსტად შეცემენტებული წყებების სახით მთისწინა და მთათაშუა როფებში გროვდება.

გლაუკონიტინი ქვიშაქვები და ქვიშები გროვდებოდა. ტერიგენული ქანების წყებებთან პარალური ნახშირების ფენების დაკავშირებული. ზღვით იყო დაფარული ჩრდილო ამერიკის კონტინენტის აღმოსავლური სანაპიროს ვიწრო ზოლი (სურ. 144).



სურ. 144. ჩრდილო ამერიკის კონტინენტზე კაინოზოურის ფაციესების გაერთიანების სქემა: 1 - ზღვური ნალექები; 2 - კონტინენტური ნალექები; 3 - ეულკანური და ეულკანოგენური ფაციესები.

ჩრდილო ამერიკის კონტინენტური პლატფორმის უდიდესი ცენტრალური ნაწილი (თანამედროვე პერიოდის შარე), ისევე როგორც კლდოვანი მთების ვრცელი დეპრესიები, პალეოგენში წარმოდგენდა კონტინენტური სელიმენტაციის არეს, სადაც ხმელეთის პირობებში დიდი სისქის კლასტური ნალექები გროვდებოდა – პალეოგენის სიმძლავრე 6000 მ-ს აღწევს. ზღვიური ნალექების იშვიათი დასტები გამოერევა მხოლოდ პალეოცენური ასაკის წყებებში, რომლებიც, მეტწილად, ნახშირის ფენების შემცველი ქვიშიანი ნალექებით არის წარმოდგენილი. ეოცენში ტერიგენული ნალექები ქარბობს – ესაა ძირითადად წითელი ფერის კონგლომერატები და ქვიშაქვები, არაიშვიათად საპროპელის ტიპის თიხებისა და ნაცრისფერი ქვიშაქვების დასტებთან ერთად. ქვიშიან-თიხიანია ოლიგოცენიც, თუმცა აქ ტუფებიც გამოერევა. ამერიკის დიდი ევლების (პერიოდის) ტერიტორიაზე პალეოცენური ასაკის კონტინენტურ წყებებთან დაკავშირებულია ხერხეზლიანთა განამარბებული ნაშთების არაერთი ადგილსაპოვებელი. მათ უაღრესად დიდი ბიოსტრატოგრაფიული ღირებულება გააჩნიათ, როგორც შემცველი ნალექების სტრატოგრაფიული დანაწილების, ისე შორეული კორელაციის ამოცანების გადაჭრისათვისაც. პალეოცენური ასაკის ტერიგენული ნალექების მასალის წყაროს კლდოვანი მთების დენუდაციის პროდუქტები წარმოდგენდა გამოანგარიშებულთა, რომ ლარამული ოროგენეტიკული მოძრაობების შედეგად დანაოქებული და დიდ სიმაღლეზე ახეებული კლდოვანი მთების სისტემა ოლიგოცენის დასასრულისთვის, საკარუდოდ, საშუალოდ 1500 მ-ის სიმაღლისა თუ იჭებოდა, მხოლოდ მოგვიანებით მოხდა კლდოვანი მთების გაახალგაზრდაება ოლიგოცენურ ეპოქაში პენეპლენად გადაქცეული შარის მოსწორებული ზედაპირის ფარგლებში მოგვიანებით ნეოგენის ტექტონიკური მოძრაობების შედეგად 4000 მ-ის სიმაღლეზე აღმოჩნდა ახილული.

კლდოვანი მთებიდან აღმოსავლეთით ჩრდილო ამერიკის კონტინენტური პლატფორმისა და კლდოვანი მთების მიწაზე ჭერ კიდევ ცარტულში ჩამოყალიბებული მთისწინა როფის ტერიტორიაზე მდინარეების მიერ ჩამოტანილი დიდძალი ტერიგენული მასალა გროვდებოდა. პალეოცენურ ეპოქაში მთისწინა როფის შიშენელოვანი ნაწილი თბილი და ნოტიო კლიმატის პირობებში იყო მოქცეული და მას სუბტროპიკული ტყეები ფარავდა. ხემენარეების მიერ დაკავებული ტერიტორიები ნახშირდაგროვებისთვის ხელსაყრელ გარემოს წარმოდგენდა. ამიტომ აქ პალეოცენური ასაკის არაერთი დიდი საბადო წარმოიშვა ასეთია ამერიკის შეერთებული შტატებისა და კანადის რამდენიმე ცნობილი ნახშირბანი აუზი, რომლებიც პალეოცენურ წყებებთან არის დაკავშირებული (ჩრდილო და სამხრეთ დაკოტას, მონტანის, აიდახო, ვაიომინგის, იუტას და სხვ.). ეოცენურ ეპოქაში ჰაობებისა და ტბების ფართობები შემცირდა და კონტინენტურ პირობებში ქვიშიან-თიხიანი ნალექების დაგროვება დაიწყო.

ჩრდილო ამერიკის კონტინენტის დასავლურ ნაწილში, წყნარი ოკეანის სანაპირო ზოლის გასწვრივ გადაჭიმულ გეოსინკლიურ როფში, ისევე როგორც გვიან ცარტულში, პალეოცენში ნალექდაგროვება გეოსინკლიური რეგიმის პირობებში მიმდინარეობდა – მძლავრ ტერიგენულ წყებებთან ერთად, აუზში ვულკანოგენური კომპლექსები და სილიციუმით გამდიდრებული ქანები გროვდებოდა. სანაპირო ქედების აგებულებაში პალეოცენის ქრილის ქვედა ნაწილი წარმოდგენილია ანდეზიტური და ბაზალტური შედგენილობის ლავების, ტუფოგენური ქვიშაქვებისა და გაკავებული არგილიტების 4000 მ-მდე სისქის სერიით. ზევით მოდის კიდევ უფრო მძლავრი (5000 მ-მდე) კომპლექსი, რომლის უდიდესი ნაწილი ქვიშაქვების, ტუფოქვიშაქვებისა და ალგეირითული ტუფების მორიგობით არის წარმოდგენილი. პალეოცენის ქრილს აგვირგვინებს კონგლომერატების დიდი სისქის წყება. კონგლომერატების დაგროვება პალეოცენის დასასრულს კორდილიერების ახეებისა და მათი დენუდაციის ინტენსიური პროცესებზე მეტყველებს. აღმოსავლეთისაკენ ზღვის სანაპირო ზოლის ნალექების ნაცელად პალეოცენის ქრილი 1000 მ-მდე სისქის კონტინენტური ნალექებით არის წარმოდგენილი – ფერადი (მეტწილად წითელი) ქვიშაქვებისა და თიხების დასტებით, რომელთა შორის ქვანახშირის ფენებიც არის. ჩრდილო ამერიკის კონტინენტური პლატფორმის არქტიკულ ტერიტორიაზეც პალეოცენური სისტემა მეტწილად კონტინენტური ფაციესის ქანებით არის წარმოდგენილი. ზღვიური პალეოცენი მხოლოდ გრენლანდიის აღმოსავლური ნაწილის გფარგლებშია ცნობილი. ადრე შესამეული აქ მარჩხი ზღვის სანაპირო ზოლის ფაციესებით არის წარმოდგენილი. ზოგ უბანზე კი ბაზალტური შედგენილობის ლავური განფენებიც აღინიშნება.

გოდვანისის ნაწილები. პალეოგენში სამხრეთის სუპერკონტინენტი – გოდვანა, ერთიანი კონტინენტის სახით უკვე აღარ არსებობს, მაგრამ კანონზოურის დასაწყისისთვის მისი დანაწევრება ჯერ კიდევ არ არის დასრულებული. გონდვანისის დანაწევრების პროცესი პალეოგენშიც გრძელდებოდა. ამ მხრივ აღსანიშნავია აფრიკის კონტინენტის აღმოსავლურ ნაწილში წარმოქმნილი დიდი მასშტაბის აზეების ზოლი, რომლის თალურ ნაწილთანაც დაკავშირებულია სუბმერიდიანულად 5000 კმ-ზე გადაჭიმული გრაბენების ზონა ლიმპოპოდან (მოზამბიკის ტერიტორიიდან) თურქეთის სამხრეთამდე გრაბენული სტრუქტურები ამჟამად დაკავებული აქვს მეწამულ ზღვას, მკვდარ ზღვას, აღენის ყურეს, რუდოლფის, ალბერტის, ტანგანიკისა და ნიასას ტბებს (სურ. 145). ამავე სტრუქტურასთან არის დაკავშირებული ტრაპული ეულკანიზმის ინტენსიური გამოვლინება და ბაზალტური შედგენილობის ლავების ამოფრქვევა. ამ დროს არის წარმოშობილი მაღალი ეულკანური მთები აფრიკის კონტინენტის აღმოსავლეთში: კილიმანჯარო, კენია, მერუ, კირისიმბო რიფტული ზონის განვითარება კიდევ უფრო ინტენსიურად მიმდინარეობდა ნეოგენში. აფრიკა-არაბეთის რიფტული ზონიდან 2000 კმ-ით დასავლეთით კიდევ ერთი – ლივია-რეინის მერიდიანული რიფტული ზონა გადაჭიმული. ის ევროპის კონტინენტზე, მდ. რეინის აუზში იწყება და სამხრეთით აფრიკის ჩრდილოურ ტერიტორიაზე ჩადის ტბამდე გაიდვენება. პალეოგენის პირველ ნახევარში ჯერ კიდევ არსებობს კავშირი ავსტრალიასა და ანტარქტიდას შორის. მოგვიანებით კი ეს ორი კონტინენტიც ავტონომიურად ვითარდება, ისევე როგორც გონდვანისის სხვა ნაწილები. თუმცა, გონდვანისის სუპერკონტინენტის დანაწევრებით წარმოქმნილი ყველა კონტინენტური მასივისთვის ერთი საერთო ნიშანი მაინც თვალსაჩინოა – ყველა მათგანი აზეებელი იყო და ზღვა მხოლოდ მათ პერიფერიულ ნაწილებზე ვრცელდებოდა დროგამოშვებით. ყველაზე ერცელი იყო აფრიკის კონტინენტის ჩრდილოეთში არსებული მარჩხი ეპიკონტინენტური აუზი, რომელშიც სამხრეთული, სითბოსმოყვარული მოლუსკური ფაუნა და მსხვილი ფორამინიფერები (ორბიტოლიდები და ნუმულიტიდები) ბინადრობდნენ. შედარებით მცირე ტერიტორიები იყო ზღვით დაფარული ინდოსტანის კონტინენტური მასივის დასავლურ პერიფერიაზე. მარჩხი ზღვის სანაპირო ფაუნის ქანებს – ქვიშებს, თიხებს, კარბონატულ შლამებს, დროგამოშვებით კონტინენტურ პირობებსა და ლავებში დაგროვილი ნალექებიც ცვლიდა. ოლიგოცენური ეპოქიდან ინდოსტანის ჩრდილო ნაწილში იმატებს კონგლომერატების როლი, რაც ჩრდილოეთიდან მოსაზღვრე ხმელთაშუა ზღვის ოროგენული სარტყელის დანაოქება-აზეების ინტენსიურ პროცესებთან და, შესაბამისად, დენუდაციის გაძლიერებასთან არის დაკავშირებული. ავსტრალიის ტერიტორიაზე ზღვიური პალეოგენი ცნობილია კონტინენტის სამხრეთ-დასავლურ პერიფერიებზე, სადაც ანტარქტიდიდან გამოცალკეების შემდეგ, პალეოგენის მეორე ნახევარში ზღვამ დაფარა სანაპირო დაბლობის ვიწრო ზოლი. აქ პალეოცენსა და ადრე ეოცენში დეტალური ნალექები (ქვიშები, ნახშირების ფენები განახშირებული ხეებით) გროვდებოდა, შუა ეოცენიდან ოლიგოცენამდე კი – ზღვიური, გლაუკონიტისანი ქვიშაქვებსა და მერგელების დაღეჭა მიმდინარეობს.

სამხრული ამერიკის უდიდესი ნაწილი პალეოგენური პერიოდის განმავლობაში აზეებულია და მისი ტერიტორიის მნიშვნელოვანი ფართობები ხმელეთს წარმოადგენს. კონტინენტის ცენტრალურ ნაწილში ნალექდაგროვება ტბებსა და ჭაობებში მიმდინარეობს, სადაც ალევროლითები, ქვიშები და თიხები გროვდება განახშირებული მცენარეულობისა და ტორფის ფენებთან ერთად. კონტინენტის სამხრული ნაწილი ეოცენურ ეპოქაში სამხრეთიდან წამოსულმა ზღვამ დაფარა, რომელშიც ზღვიური ფაუნის ქვიშებისა და თიხების დაღეჭვა მიმდინარეობდა. დროგამოშვებით ზღვა უკან იხედა და მაშინ ნახშირის ფენების შექცეული შრენარის დაგროვება იწყებოდა. ეოცენშივე სამხრეთ ამერიკის კონტინენტის დასავლურ სანაპირო ზოლში – ანდების გასწვრივ, ინტენსიურ ნალექდაგროვებას აქვს ადგილი. ამ დროსა წარმოქმნილი 10000 მ-მდე სიმაღლის ტერიგენული ნალექები, რომელთაც მოგვიანებით დანაოქება განიცადეს. ამავე დროს ანდების ცენტრალურ და დასავლურ ნაწილებში ქვიშისან-თიხისანი წყებები გროვდება ნახშირთან ფენებსა და ეულკანოგენური ქანების დასტებთან ერთად. აქ სელიმენტაციის პროცესი მიმდინარეობდა მათათაშუა და მთისწინა როფებში, გრაბენისებრ სტრუქტურებში, რომელთა ჩამოყალიბება ანდების დანაოქება-აზეების

პროცესებთანა დაკავშირებული. გრადენტების წარმოქმნას თან ახლავს საკმაოდ ინტენსიური ვულკანური ამოფრქვევებიც.

აფრიკა-არაბეთის კონტინენტზე, როგორც ვთქვით, პალეოგენის განმავლობაში ზღვას შედარებით ვრცელი ტერიტორია ეკავა. ტრანსგრესიის მაქსიმუმი ეოცენურ ეპოქაზე მოდის. აუზში მეტწილად კარბონატული ნალექები წარმოიქმნება – ფორამინიფერებიანი, არაიშვიათად ნუმულიტიანი კირქვები, აუზის პერიფერიულ ნაწილებში კი – კარბონატული თიხები, მერგელები და მერგელოვანი თიხები. ამავე დროს აფრიკის კონტინენტზე ჩამოყალიბებული ვრცელი დეპრესიების ფარგლებში სელიმენტაცია კონტინენტურია. აფრიკა-არაბეთის კონტინენტის აღმოსავლურ ნაწილში (ეთიოპია, არაბეთის ნახევარკუნძული) აღინიშნება ტრამული ვულკანიზმის ლოკალური გამოვლინებები, რაც თან სდევდა კონტინენტის ამ ნაწილში სუბმერიდიანული რიფტული სისტემის ჩასახვის პროცესებს.

3 ა ე ა. პალეოგენური პერიოდის პირველი ნახევარი დედამიწაზე თბილი კლიმატური პირობებით გამოირჩეოდა. ჰავა გაცილებით თბილი იყო, ვიდრე ამჟამად. გამოანგარიშებულია, რომ ადრე და შუა ეოცენში საშუალო წლიური ტემპერატურა ევროპის კონტინენტზე $+27^{\circ}\text{C}$ -ს შეადგენდა. ეს მაჩვენებელი მაქსიმალურია მთელი მეზოზოურისა და კაინოზოურისათვის. ზომიერად თბილი კლიმატური სარტყელი შორს ვრცელდებოდა როგორც ჩრდილოეთში, ისე სამხრეთში. ფოთლოვანი და წიწვიანი ტყეებით იყო დაფარული აზიის და ჩრდილო ამერიკის ტერიტორიების მნიშვნელოვანი ნაწილი. შერეული, წიწვიან-ფოთლოვანი ხეძეგნარები ხარობდნენ ახალი მიწის კუნძულებზე, შპიტბერგენზე, გრენლანდია და კანადის არქტიკული არქიპელაგის კუნძულებზეც კი. ჩრდილო პოლუსის ირგვლივ ამ დროს ჭერ კიდევ არ არსებობდა ყინულოვანი ფარი. მარადმწვანე მცენარეები იყო გაბატონებული ევროპის ტერიტორიაზე და აზიის სამხრეთში. ეს ტერიტორიები ტროპიკული და სუბტროპიკული კლიმატური სარტყლების ფარგლებში იყო მოქცეული. ამავე სარტყლების კარგ ინდიატორებს წარმოადგენენ ზღვის ბინადარი ორგანიზმების კომპლექსებიც. ტროპიკულ და სუბტროპიკულ სარტყლებში მოქცეული ხმელთაშუა ზღვის პალეოზოოგეოგრაფიული პროვინციისათვის ნიშნადობლივია მარჯნების, ნუმულიტიდების, სქელნიჟარიანი ორსაგდულიანებისა და გასტროპოდების სიმრავლე ეოცენურ ნალექებში. ამავე დროს ჩრდილოეთით და სამხრეთით არსებული პალეოზოოგეოგრაფიული პროვინციების ფაუნისტური კომპლექსები საგრძნობლად არის გაღარიბებული – ნალექებში ვეღარ ვხვდებით ნუმულიტიდების, მარჯნებისა და სხვა სტენოთერმული ორგანიზმების ნაშთებს.

ეოცენის დასასრულიდან დაიწყო აციება. საშუალო წლიური ტემპერატურა 7°C - 10°C -მდე დაეცა და, ამრიგად, თანამედროვე მაჩვენებლებს მიუახლოვდა. კიდევ უფრო აცივდა ოლიგოცენურ ეპოქაში – ამ დროს საშუალო წლიური ტემპერატურა მხოლოდ 5°C - 7°C იყო კლიმატური ზონების საზღვრები თანდათან უფრო მკაფიოდ გამოიკვეთა, ამასთან მათ ეკვატორის მიმართულებით გადაინაცვლეს. ამ დროიდანვე ანტარქტიდის კონტინენტზე ჩნდება მარადი თოვლისა და მყინვარების პირველი ლაქები.

ალპური ტექტონიკურ-მაგმატური ციკლი

კიმერიული (მეზოზოური) ტექტონიკურ-მაგმატური ციკლის უკანასკნელი, საკმაოდ ძლიერი, ლარაბული ოროგენეტიკური ფაზისის დასრულების შემდეგ (დაახლოებით 70 მლნ წ.) დაიწყო და შუა ეოცენის ბოლომდე, თითქმის 30 მლნ წელს გრძელდებოდა დედამიწის ქერქის გეოლოგიური ისტორიის კიდევ ერთი, შედარებით მშვიდი ეტაპი. ლუტეციური საუკუნის ბოლოს თრიალეთური ოროფაზისის გამოვლინებით დაიწყო ჩვენი პლანეტის ყველაზე ახალგაზრდა მთათა სისტემების დანაოჭება-აზევებისა და ზოგი, იმდროისათვის თითქმის მთლიანად პენეპლენად გადაქცეული ძველი მთების (კალედონიდების, პერციინიდების) გაახალგაზრდავების პროცესი – ალპური ტექტონიკურ-მაგმატური ციკლი (ეპოქა), რომელიც გეოლოგების ვარაუდით, ჭერაც არ არის დასრულებული. როგორც ჩანს, დედამიწის სიმშვიდის მომდევნო ეტაპი ჭერ კიდევ შორს – მილიონი წლების მიღმა, არის რამდენად შორის, არავინ უწყის!

ოროგენეზული ფაზისები	ნაოქა ოლქები და მათა სისტემები, სადაც მკაფიოა ოროგენეზის გამოვლინების ძლიერი კვალი
კავკასიური ¹ { პასადენური ვალახური როდანული	აღმოსავლური აზიისა და კალიფორნიის ნაოქა ოლქები. რიფტოგენეზის პროცესების გაძლიერება
(შუა პლიოცენ-პლეისტოცენი)	
ატიური (მიოცენის ბოლო)	ანდების ჩრდილო ნაწილი, ალპურ-ჰიმალაიური ოლქის დასავლური ნაწილი
შტირიული (შუა მიოცენი)	ინდონეზიის კ-ბი, კუნძულების მწკრივი სამზრ. ამერიკასა და ანტარქტიდას შორის.
საური (ოლიგოცენის ბოლო)	ალპები, კარპატები, კავკასია, კოპეტდალი, ჰიმალაი, პამირ-ალაი, ატლასის მთები, ბალკანები, მცირე აზიის მთები, ჰინდუკუში და სხვ.
პირენეული (გვიანი ეოცენის ბოლო)	პირენეები, ელინიდები, დინარიდები, კავკასია
თრიალეთური (ილირიული) (შუა ეოცენის ბოლო)	ელინიდები, დინარიდები, კავკასია

ოროგენეზული ფაზისი, რომელიც ლუტეციური საუკუნისა და გვიანი ეოცენის (პრიაბონული საუკუნის) მიჯნას უკავშირდება, თავდაპირველად ჰ შტილეს ოროფაზისების ნუსხაში პირენეული ფაზისის სახელით შევიდა. ამასთან ავტორი მას ორ ქვეფაზისად ყოფდა: პირველი ქვეფაზისი - I პირენეული ქვეფაზისი (შუა ეოცენისა და გვიანი ეოცენის მიჯნაზე) და მეორე - II პირენეული ქვეფაზისი (გვიანი ეოცენის ბოლოს - ოლიგოცენის წინ.) ჰ შტილეს პირველი პირენეული ქვეფაზისი 1949 წელს ცნობილმა ქართველმა მეცნიერმა-ტექტონისტმა პ. გამყარელიძემ მცირე კავკასიონის ჩრდილო-დასავლური ნაწილის - აჭარა-თრიალეთის ნაოქა სისტემის, გეოლოგიური აგებულებისადმი მიძღვნილ მონოგრაფიაში თრიალეთური ოროფაზისის სახელით აღწერა. ამით მან ხაზი გაუსვა შუა და გვიანი ეოცენის მიჯნაზე მცირე კავკასიონის გეოლოგიური განვითარების ალპური ეტაპისათვის ამ საკმარის ძლიერი ტექტონიკური მოძრაობების მნიშვნელობას. ამასთანავე, თავიდან იქნა აცილებული ის უხეხულობა, რომელსაც არაშეივითად იწვევდა შტილესეული ოროფაზისების ნუსხაზე ორი (I და II) პირენეული ქვეფაზისის (ფაქტიურად ფაზისის) არსებობა. მოგვიანებით ბერძენმა ტექტონისტებმა იგივე I პირენეული ქვეფაზისი ილირიული ოროფაზისის სახელით მოიხსენიეს ბალკანეთის გეოლოგიური აგებულებისადმი მიძღვნილ ნაშრომებში. მათაც ამგვარად გაუსვეს ხაზი მათი ქვეყნის გეოლოგიური ევოლუციის ამ ეტაპზე I პირენეული ქვეფაზისის გამოვლინებასთან დაკავშირებული დისტორიის პროცესები მნიშვნელობას. ამავე დროს, სრულიად მართებულად, პირენეულად იწოდება ის ოროფაზისი, რომლის გამოვლინებაც გეოქრონოლოგიურად ეოცენ-ოლიგოცენის მიჯნასთან არის დაკავშირებული, - სწორედ ამ დროს დასრულდა პირენეული გეოსინკლინის ოროგენეზული განვითარების გვიანოროგენული სტადია ამიერიდან ის ლაგუნურ-კონტინენტური ნალექდარკოვების არეც გადაიქცა.

¹ ვალახური ოროფაზისის სახელით ზოგი ტექტონიკი ყველა პოსტმიოცენურ მოძრაობას აერთიანებს სხვანი ატიურზე ახალგაზრდა სამ ფაზის გამოყოფენ: როდანულს (შუა პლიოცენი), ვალახულს (გვიანი პლიოცენი) და პასადენურს (პლეისტოცენი). ალბათ, უფრო მართებულია სამივეს ერთ ფაზისად გაერთიანება ნაკლებად რეალური ჩანს სულ რაღაც სამიოდე მლნ წლის განმავლობაში სამი კი არა, თუნდაც ორი ფაზისის გამოქნა. როცა ალბური ოროგენეზის დანარჩენი ხუთი ფაზისი 40 მლნ წელს მოიცავს. ატიურზე ახალგაზრდა ტექტონიკური მოძრაობების კვალი საკმარის მკაფიოა კავკასიაში. ცნობილმა რუსმა მეცნიერმა ვ. ხაინმა ისინი ერთ ოროფაზისად გააერთიანა და მას კავკასიური უწოდა.

პირენებზე რამდენადმე ახალგაზრდა ალპები — აქ, რამდენიმე გეოსინკლინურ როფში ადრე ოლიგოცენის განმავლობაში ჭერ კიდევ გროვდება ნორმული ზღვის ბინადარი ორგანიზმების — ნუბულიტიდების, მოლუსკების, ზღვის ზღარბების ნაშთების შემცველი ნალექები. ოლიგოცენის ბოლოს, ალპური ოროგენეზისის კიდევ ერთი ძლიერი, საეურთი ოროფაზისის გამოვლინებასთან დაკავშირებული ტექტონიკური მოძრაობების შედეგად, ალპებიც დენუდაციის არედ გარდაიქმნა. ამ დროიდან მოყოლებული მთელი ნეოგენის განმავლობაში ახალგაზრდა მთების ინტენსიური გადარეცხვის პროდუქტები მოლასების მძლავრი წყებების სახით გროვდებოდა პერიალპურ როფში, რომელიც ალპების ჩრდილო კალთებს რკალად უვლიდა საფრანგეთის, შვეიცარიის, ავსტრიისა და გერმანიის მოსაზღვრე ტერიტორიაზე.

ალპური ტექტონიკურ-მაგმატური ციკლის ოროგენეტული ფაზისების თანმიმდევრობა №19 ნუსხაზეა მოცემული. აქვეა მოკლე ჩამონათვალი იმ მათათა სისტემებისა, რომელთა დანაოქება-აზეების პროცესისთვის უმნიშვნელოვანესი როლი ითამაშა ამა თუ იმ კონკრეტულმა ფაზისმა.

ალპური ოროგენეტული ციკლის თითოეული ფაზისის ინტენსივობა და მნიშვნელობა კანონზო-ური ერის დასაწყისთვის არსებული გეოსინკლინური ოქებისა თუ ცალკეული როფებისთვის, როგორც უკვე დავინახეთ, პირინეებისა და ალპების მაგალითზე, განსხვავებულია. მაგრამ საბოლოო ჯამში, ყველა მთავანმა ჰპოვა ასახვა მთლიანად დედამიწის ქერქის სტრუქტურისა და პალეოგეოგრაფიული გარემოს დღევანდელი სახით ჩამოყალიბებაში (სურ. 146).

პალეოგენის ბოლოს საეური ფაზისის გამოვლინების შედეგად დანაოქება-აზეებს განიცდის არამარტო პირენები და ალპები, არამედ კარპატები, დინარიდები, კავკასია, ატლასის მთები, აპენინები, ბალკანეთის მთები, პონტიდები და ტაერიდები, კოპეტდალი, პამირი, პინდუსი, პიმალაი და სხვ. მიოცენის დასასრულთან არის დაკავშირებული ატიკური ფაზისის ძლიერი ტექტონიკური პროცესების გამოვლინება ანდების ჩრდილო ნაწილში და დასავლური ტეთისის ახალგაზრდა მათა სისტემების სტრუქტურებში. პლიოცენის ბოლოს (პლეისტოცენის წინ) ინტენსიურ ტექტონიკურ მოძრაობებს აქვს ადგილი აღმოსავლურ კალიფორნიაში და დასავლური წყნარი ოკეანის ოროგენული სარტყლის ჩრდილო ნაწილში — კავკასიური ფაზისის გამოვლინება ძლიერი იყო კორიაკის მთიანეთში, კამატკაზე, ალუტისა და კურილიის კუნძულებზე, სახალინსა და იაპონიის კუნძულებზე, ფილიპინებზე, ახალ გინეაზე, ახალი ზელანდიის კუნძულებზე. ამავე მოძრაობებმა ფაქტურად დაასრულა ალპების, ატლასების, აპენინების, დინარიდების, კარპატების, კავკასიის, პონტისა და ტაერის მთების, პამირის, პინდუსისა და პიმალაების საბოლოო სახით ჩამოყალიბება. როგორც უკვე ითქვა, მათი დანაოქება-აზეების პროცესები ეოცენში დაიწყო და ინტენსიურად გაგრძელდა მიოცენში, შტირიული ოროგენეტული მოძრაობების გამოვლინების დროს. ძლიერია ტექტონიკური მოძრაობები გვიან მიოცენშიც (ატიკური ფაზისი). დაბოლოს, მათი ახალგაზრდა მათა სისტემებად დღევანდელი სახით ჩამოყალიბების ხანგრძლივი პროცესი კავკასიურმა მოძრაობებმა დაავიროვეს.

არანაკლებ მნიშვნელოვანია ალპური დიასტროფიზმის როლი კონტინენტური პლატფორმების სტრუქტურაში მოხდარ იმ ცვლილებებში, რომელთაც ადგილი ჰქონდა მესამეულის განმავლობაში. მათა წარმოშობის, უფრო ზუსტად თუ ვიტყვით, ძველი, პენეპლენად ქცეული მთების გაახალგაზრდაების ინტენსიური პროცესები გამოვლინდა როგორც ტიპური კრატონების (კონტინენტური პლატფორმების), ისე ეპიპროტინული და ეპიკიმერიული კვაზიპლატფორმების ფარგლებში. თუმცა ამჟერად ეპიგეოსინკლინურ ოროგენეზისთან როდი გვაქვს საქმე. ალპური ოროგენეტული პროცესების შედეგად პლატფორმებზე ჩამოყალიბდა დიდი მასშტაბის თაღისებრ აზეებული, ეწ. ეპიპლატფორმული ოროგენები, რომელთა თაღურ ნაწილებში განვითარებულმა რღვევების სისტემამ გრანებისებრი სტრუქტურები წარმოქმნა. ეს სტრუქტურები ნამდვილ რიფტულ ზონებს წარმოადგენენ. ამგვარი რიფტული ზონების რიცხვს მიეკუთვნება ჩვენთვის უკვე ნაცნობი აფრიკა-არაბეთის გრანების მერიდიანული სისტემა, ბაიკალის ტბის ქვაბური, ლივია-რეინის გრანების ზოლი და სხვ. ჩამოთვლილი სტრუქტურების რიფტულ ბუნებაზე მეტყველებს არამხოლოდ მათი გრანებისებრი სტრუქტურა, არამედ ზოგი სხვა, კიდევ უფრო სარწმუნო, უტყუარ ფაქტებზე დამყარებული არგუმენტ: 1. გრანების ზონების გასწვრივ ახალგაზრდა (ნეოგენ-პლეისტოცენური)

ველკანიზმის გამოვლინება და მისი პროდუქტების ტუტე-ბაზალტური, რიფტებისათვის ნიშანდობლივი, ბუნება; 2. მეწამული (წითელი) ზღვის ფსკერის სიახლოვეს წყლის მაღალი ტემპერატურა (+60°C); 3. აქვე ზღვის მარილიანობის უაღრესად მაღალი მაჩვენებელი – ნორმული ზღვების 35-40%-ს ნაცვლად, 270%_ა და წყალში გახსნილი მარილების შედგენილობაში რკინის, ვერცხლის, ოქროს და ურანის მაღალი კონცენტრაცია. როგორც ირკვევა, ეპიპლატფორმული ოროგენული სარტყლებისა და რიფტული ზონების წარმოქმნის პროცესებს ადგილი ჰქონდა ბევრად უფრო ადრეც – მეზოზოურსა და პალეოზოურში, აგრეთვე პრეკამბრიულშიც.

აღბური ტექტოგენეზის ამ მოკლე მიმოხილვიდანაც კი შეიძლება ადვილად წარმოვიდგინოთ რამდენად მნიშვნელოვანი იყო კანონზოური ერის განმავლობაში დედამიწაზე მომხდარი პალეოტექტონიკური და პალეოგეოგრაფიული ცვლილებები. ნეოგენის დასაწყისისთვის საბოლოოდ დაიხურა ხმელთაშუა ზღვის ოროგენული სარტყელის აღმოსავლური ნაწილი. დასავლურ ნაწილში დანაოქება-აზევების ინტენსიური პროცესების შედეგად, რომელთაც ადგილი ჰქონდათ მიოცენური ეპოქის წინ (საეური ფაზისი) თანდათან ჩამოყალიბდა ახალგაზრდა, უმაღლესი მთათა სისტემები. ოლიგოცენშივე იწყება მათი დენუდაციის შედეგად წარმოშობილი უხვი კლასტური მასალის მთათაშუა და მთისწინა როფებში დაგროვება, მეტწილად, მძლავრი კონტინენტური მოლასების სახით. თუმცა, ზოგი ამ როფთაგან ჭერ კიდევ აუზია, ერთ შემთხვევაში ნორმულზღვიური, სხვა – მოწამულულ ლავუნას წარმოდაგენს. მათ შესახებ დეტალურად მოგვიანებით, ნეოგენური სისტემისადმი მიძღვნილ ნაკვეთში ვისაუბრებთ.

ნეოგენური სისტემა

ნეოგენური სისტემის გამოყოფა. ნეოგენური პერიოდი მოიცავს დროს ოლიგოცენური ეპოქის დასასრულიდან მეოთხეულის დასაწყისამდე. ფანეროზოული ეონის პერიოდებს შორის ის ყველაზე ხანმოკლეა, თუ შედევლობაში არ მივიღებთ მეოთხეულს, რომელიც, გეოლოგიური დროის მასშტაბებით თუ ვიმსჯელებთ, სულ ახლახან, რაღაც ორიოდ მილიონი წლის წინ დაიწყო. მიუხედავად იმისა, რომ მოიცენური და პლიოცენური ეპოქების ხანგრძლივობა საერთო ჯამში ორ ათეულ მილიონ წელს ოდნავ აღემატება, ამ დროის განმავლობაში დაგროვილი ნალექების და მოუკიდებელი სისტემის რანგში გაერთიანება იმთავითვე საკმაოდ დამაჭრებელი კრიტერიუმების გათვალისწინებით მოხდა. უპირველესი არგუმენტი, რომელიც გადაწყვეტი აძლევდა ჯერ ეოცენური, მოიცენური და პლიოცენური „ზოოლოგიური ეპოქების“ გამოყოფისთვის (პ. დეე, 1831; ჩ. ლაიელი, 1833), მოგვიანებით კი აუსტრიელი გეოლოგის მ. ჰორნესის (M. Hönes, 1853) თაოსნობით ამ ორი ეპოქის ნეოგენის სახელით გაერთიანებისთვის, იყო ნალექებში დატული მოლუსკური ფაუნის-ტური კომპლექსების სპეციფიკური, ეოცენისგან (s.l.) განსხვავებული ბუნება. როგორც ვიცით, ჯერ კიდევ ჩ. ლაიელმა, პ. დეეს იდეის გათვალისწინებით, გამოთვალა, რომ თუ ეოცენურ მოლუსკურ ფაუნაში თანამედროვე სახეთა ხვედრითი წილი 3,25%-ს შეადგენს, მოიცენში ის 18%-ს აღწევს, პლიოცენში კი თითქმის ნახევარია (49%). უახლესი მონაცემებით, მოიცენის (ბურდიგალურის, იგივე საყარაულოს) დასაწყისში აღინიშნება განსაკუთრებით მკვეთრი გარდატეხა მოლუსკური ფაუნის ტაქსონომიური დიფერენციაციის ევოლუციაში – თუ ოლიგოცენის დასასრულისთვის ორსაგ-დულიანების თანამედროვე სახეთა წილად მხოლოდ 6% მდის, ბურდიგალური საუკუნიდან ის 30%-მდე გაიზარდა.

შემდგომმა კვლევებმა, რომელთა მასშტაბები შორს გასცდა დასავლეთევროპული ქვეყნების საზღვრებს, ცხადდყო, რომ მოიცენური და პლიოცენური ეპოქების განმავლობაში კონტინენტებზე დაგროვილი ნალექები პალეოფაუნისტიკურის გარდა, ბევრი სხვა ნიშნითაც გამოირჩევიან როგორც პალეოგენური, ისე მეოთხეული სისტემისაგან. პალეოგენის დასასრულს (გვიანი ეოცენის მიწურულსა და მთლიანად ოლიგოცენურ ეპოქას) უკავშირდება დედამიწის გეოლოგიური ისტორიის ერთ-ერთი უმნიშვნელოვანესი გარდატეხის ეტაპი, რომელმაც გადაწყვეტი როლი შეასრულა მისი ქვეყნის თანამედროვე სტრუქტურული ქარგის ჩამოყალიბებაში. ნეოგენური პერიოდის განმავლობაში კი მხოლოდ შედარებით უმნიშვნელო სტრუქტურული, უფრო მეტად კი ეპიკონტინენტური აუზების პალეოგეოგრაფიული და პალეოეკოლოგიური პირობების ცვლილებებს ჰქონდა ადგილი. თუმცა, საბოლოო ჯამში ესაა საკმარისი აღმოჩნდა იმისათვის, რომ დაახლოებით ორი მილიონი წლის წინ – მეოთხეული პერიოდის დასაწყისიდან, მათი არსებობისათვის საკმაოდ ხელსაყრელ გეოლოგიურ გარემოში შესდგომოდნენ დედამიწის – მზის სისტემის გამორჩეული წევრის, ადამიანთა პლანეტად გადაქცევის ხანგრძლივ საქმეს მოაზროვნე ადამიანის შორეული წინაპრები – გვარი Homo-ს პირველ სახეს რომ წარმოადგენენ – Homo habilis, ანუ მარჯვე ადამიანები.

ნეოგენური სისტემის საზღვრები. ნეოგენური სისტემის ქვედა საზღვრის თაობაზე ზემოთ უკვე ვისაუბრეთ, როცა პალეოგენური და ნეოგენური სისტემების გამიჯვნასთან დაკავშირებულ პრობლემებს გავუცანი (გვ. 361) მართალია, ბოლო ათწლეულებში გამოკვეთებულ სტრატეგრაფიულ სქემებზე ნეოგენური სისტემის ქვედა საზღვარი, როგორც წესი, აქვითანიური სართულის საგებზე გადის, მაგრამ ეს მხოლოდ მეცნიერთა ერთი გჯუფის, ძირითადად პლაქტონური ფორამინიფერებისა და ნანოპლანქტონის ავტორიტეტული სპეციალისტებისა და აგრეთვე ზოგი სედიმენტოლოგის შეთანხმებით მიღებული ერთობლივი გადაწყვეტილებაა. საბოლოოდ, ერთნიშნად აღიარებული კრიტერიუმების საფუძველზე ნეოგენის ქვედა საზღვრის პრობლემა ჯერჯერობით გადაჭრილი არაა, რადგანაც თვით აქვითანიური სართულის საზღვრები, მოცულობა, რანგი და ადგილი არ არის გეოქრონოლოგიურ შეკლავზე უსტად გასაზღვრული. აქვითანიური სართულის (ისევე როგორც მის სინქრონულად მიჩნეული „სართულების“ – კავკასიურის, ევრაულის, უფლის-ციხურის და ა.შ.) მოცულობისა და საზღვრების დადგენა შესაძლებელს ქრისებში პლანქტონური ფორამინიფერებისა და ნანოპლანქტონური ზონების მიხედვით, პრაქტიკულად, შეუძლებელია. ნუსხა №20-ზე ნათლად ჩანს, რომ აქვითანიური სართულის ქვედა საზღვარი ერთ-ერთ უახლეს სტრატე-

გრათიულ სქემზე¹ 23,8 მლნ წლით არის დათარიღებული და გაივლის ნანოპლაქტონური ზონის – Triquetrorhabdulus carinatus-ის (NN1)-ზონის შიგნით. თვით NN1-ის საგები კი უფრო ჰევეით გადის, დაახლოებით 23 მლნ წ-ის დონეზე აქვიტანიურის ხანგრძლივობა იმავე სქემზე 3 მლნ წ-ს აღემატება – მისი სახურავი 20,52 მლნ წლით არის დათარიღებული და გადის NN2-ის (Discoaster druggii-ს ზონის) სახურავიდან ჰევეით, სხენებული ზონის შიგნით – თითქმის 2 მლნ წლით უფრო დაბალ დონეზე ამრიგად ნათელია, რომ ნანოპლაქტონური ზონების მიხედვით, თუნდაც აქვიტანიური სართული ნეოგენს მივაკუთვნოთ, მაინც ნეოგენური სისტემის ქვედა საზღვარს ზუსტად ვერ დავადგენთ. იმავე ნუსხაზე ისიც კარგად ჩანს, რომ ანალოგიური სურათთა პლანქტონური ფორამინიფერების ზონების შემთხვევაშიც. გეოლოგი აქვიტანიური სართულის საგებისა და სახურავის ზუსტად განსაზღვრას ვერც მიკროფორამინიფერების ზონებზე დაყრდნობით შეძლებს.

ამავე დროს საკმაოდ მკაფიო ბიოსტრატეგრაფიულ მიჯნას წარმოადგენს ბურდიგალური სართულის საგები (აქვიტანიური სართულის სახურავი) როგორც ზღვიური, ისე კონტინენტური ფაუნის ნალექების ქრილებში. ზღვის ბინადარი მოლუსკური ფაუნის ტაქსონომიური დიფერენციაციის ევოლუციაში მკვეთრი გარდატეხის დრო სწორედ ბურდიგალური საუკუნის დასაწყისს ემთხვევა-გაეიხსნათ, რომ ამ დროიდან მესამეულის აუზების მოლუსკური ფაუნისტური კომპლექსების შემადგენლობაში თანამედროვე ელემენტების ხედრითი წილი საგრძობლად მატულობს (30%-მდე, 6%-ის ნაცვლად). არანაკლებ თვალსაჩინოა ცვლილებები ამავე მიჯნაზე ხერხემლიანთა ფაუნისტურ კომპლექსებში. მაწორების აქვიტანიური ფაუნა, სპეცილისტების დასკვნით, ფაქტიურად, გალარბებული ოლიგოცენური კომპლექსია. მკვეთრი ცვლილება ამაჟერადაც ბურდიგალურიდან იწყება. თავისდროზე უკვე ეახსნათ, რომ ფრანგი პალეონტოლოგი ე. ვირე (გვ. 362) ამ ცვლილებას თეატრში სპექტაკლის მსვლელობის დროს დეკორაციების შეცვლას ადარებს.

ჭერჭერობით არც ნეოგენის ზედა საზღვარია საყოველთაოდ, ერთიანად აღიარებული კრიტერიუმების მიხედვით განსაზღვრული. ამჟამად არსებობს ნეოგენური და მეოთხეული სისტემების გამიჯვნის სამი გასხვავებული ვარიანტი:

ა. ამთავან უძველესია დიდი ხნის განმავლობაში ტრადიციულად მიღებული საზღვარი მესამეულსა და მეოთხეულს შორის, რომელიც მეოთხეული პერიოდისთვის ნიშნადობლივ ორ უზნიშნელოვანეს მოვლენაზე – გამყინვარების დასაწყისსა და ადამიანის გამოჩენაზე იყო დაფუძნებული; ამასთან, მეოთხეული პერიოდის ქვედა საზღვარს 0,7 მლნ წლით ათარიღებენ².

ბ. გასული საუკუნის მეორე ნახევარში საერთოდ ჰომინიდების ოჯახის, კერძოდ კი გვარი Homo-ის ევოლუციის მიმდინარეობის დადგენის თვალსაზრისით უაღრესად საინტერესო პალეონტოლოგიური და არქეოლოგიური მასალის აღმოჩენამ, ისევე როგორც ამ მასალის (პალეონტოლოგიურისა და ჭეის იარაღების) რადიოგეოლოგიური ასაკის განსაზღვრით მიღებულმა შედეგებმა, მნიშვნელოვანი კორექტივები შეიტანა ნეოგენისა და მეოთხეულის სტრატეგრაფიული დანაწილების და მათი – ამ ორი სისტემის, საზღვრის შესახებ მანამდე არსებულ, ტრადიციულ შეხედულებებში. სრულიად ახალ ფაქტობრივ მასალაზე დაყრდნობით (ამ მასალის თაობაზე მეოთხეული სისტემისადმი მიძღვნილ ნაკვეთში უფრო დეტალურად ეისაუბრებთ), ნეოგენური პერიოდის დასასრულს, ანუ, რაც იგივეა, მეოთხეულის დასაწყისს ამაჟამად 1,9-2,0 მლნ წლით ათარიღებენ. ასეთი რეკომენდაცია ჯერ 1948 წელს საერთაშორისო გეოლოგიური კონგრესის XVIII სესიის მიერ იქნა მიღებული, შემდეგ, 1972 წელს კვლავ დადასტურებული მონრეალის (XXIV) სესიაზე, 1982 წელს კი მოსკოვში INQUA-ს³ სესიის მიერ.

გ. დამოლოს, როგორც ვთქვით, არსებობს ნეოგენისა და მეოთხეულის გამიჯვნის მესამე ვარიანტიც. ზოგ დასავლეთევროპელ მეცნიერს მეოთხეულისა და ნეოგენის მიჯნა გეოლოგიური დროის შკალაზე კიდევ უფრო ჰევეით ჩააქვს – 3,3-3,4 მლნ წლის ნიშნულამდე. საზღვრის გავლების გადამწყვეტ არგუმენტად ისინი მიიჩნევენ ავსტრალიაპითეკებიდან გვარი Homo-ს გამოცალკეებისა და გვიანი ავსტრალიაპითეკების განვითარების დასაწყისს. ამ დროსვე იწყება არქტიკული ყინულოვანი

¹ სქემის ავტორები არიან ბერკრენი, ობრი, პოტინგერი და სხვ., 2004

² ამჟამადაც რუსეთში ოციცალურად 0,7 მლნ წელია დაკანონებული მეოთხეული პერიოდის დასაწყისად, ყოფილი სსრკ-ის საუწყებთაშორისო სტრატეგრაფიული კომიტეტის მიერ 1963 წელს მიღებული გადაწყვეტილების შესაბამისად.

³ INQUA – მეოთხეული პერიოდის შემსწავლელი საერთაშორისო კომისია

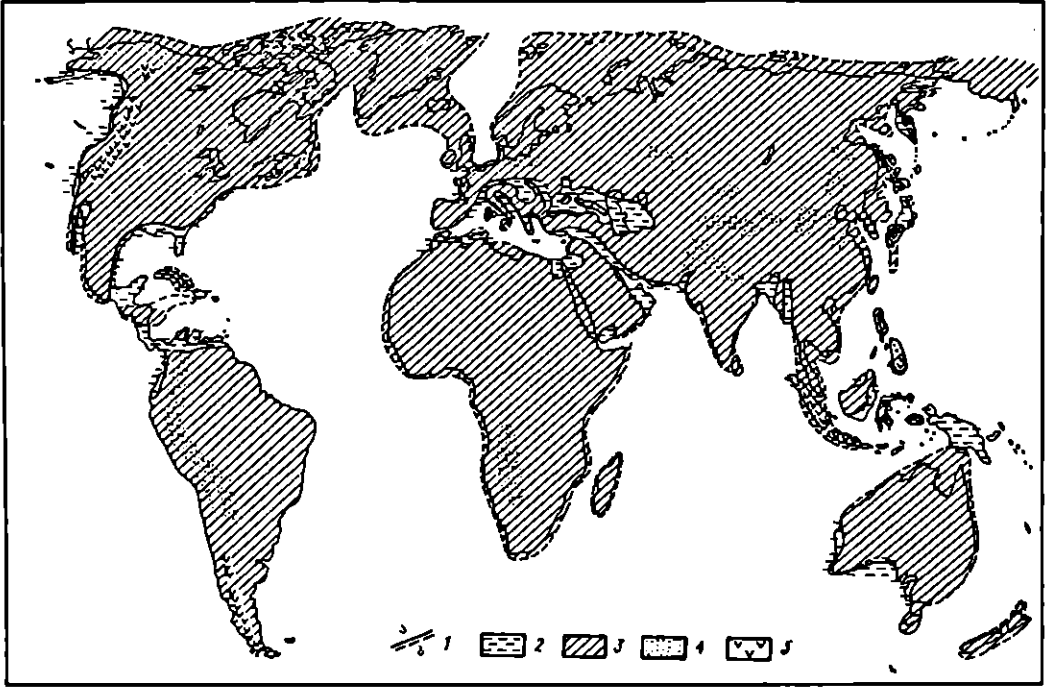
საფარის ფორმირება. ეს კიდევ ერთი, ხელშესახები კრიტერიუმია ნეოგენის და მეთოთხეული პერიოდის გამიჯვნისათვის. ნეოგენის ზედა საზღვრის ამ ვარიანტის აღიარების შემთხვევაში პლიოცენის უდიდესი ნაწილი მეთოთხეულში ექცევა.

ამჟამად ნეოგენური სისტემის ზედა საზღვრად მინც ყველაზე სარწმუნოდ მიჩნეულია 1,8-1,9 მილიონი წელი – დრო, როდესაც ჩნდება პირველი პრიმიტიული ქვის იარაღები, რომელთა შემოქმედი გვარი Homo-ს პირველი სახე – Homo habilis – მარჯვე ადამიანი, იყო ამ დროიდან იწყებენ არქეოლოგიები დროის ათელას, მათთვის ესა ოლდუვას¹, ან სხვაგვარად რიყის ქვის კულტურის ხანის დასაწყისი.

ნეოგენური პერიოდის პალეოგეოგრაფია და მიოცენური და პლიოცენური ნალექების სტრატეგრაფიული კვლევის სპეციფიკა. პალეოგენისა და ნეოგენის მიჯნაზე ორგანული სამყაროს ტაქსონომიურ დიფერენციაციაში მომხდარი ცვლილებები, რომელთაც ზემოთ მოკლედ შევხებით (მათ უფრო დეტალურად გვეცნობით ნეოგენური ეოცხალი ბუნებისადმი მიძღვნილ ნაკვეთში), და რომლებმაც იმთავითვე, ჭერ კიდევ XIX ს-ის ოციან წლებში მიიქციეს გეოლოგების ყურადღება, პირველ ყოვლისა ანარეკლია პალეოგეოგრაფიასა და პალეოეკოლოგიაში მომხდარი მნიშვნელოვანი გარდაქმნებისა, მიოცენურ ეპოქას რომ უძღვოდა წინ. გაეხსენათ, რომ ალპური ოროგენეზული ციკლის სამი უძლიერესი ფაზისის – თრიალეთურის (ილირიულის), პირენეულისა და საკურის, გამოვლინებასთან დაკავშირებული პალეოგეოგრაფიული ცვლილებები განსაკუთრებით მასშტაბური იყო ოროგენებში. არაერთი გეოსინკლინური ოლქი, რომლებიც მთელი მეზოზოურისა და პალეოგენის განმავლობაში ერთიანი ვრცელი ოკეანის ტეთისის ნაწილებს წარმოადგენდნენ, დაიხურა – დანაოქება-აზევება განიცადა და მათათა სისტემად გადაიქცა. მართალია, ზოგი გეოსინკლინური როფი მიოცენური ეპოქის დასაწყისში კვლავ აუზნა, მაგრამ, მეტწილად, ამჯერად უკვე ნორმული ზღვა კი არა, არამედ გაშლილ ზღვასთან სუსტად დაკავშირებული ლაგუნა. ოლიგოცენში დაწყებული რეგრესია ადრე მიოცენშიც გაგრძელდა – მიოცენსა და პლიოცენში კონტინენტების ტერიტორიის უდიდესი ნაწილი აზევებული იყო და დენუდაციას განიცდიდა. აღიარებულია, რომ ნეოგენი თანეროზოული ეონის ერთ-ერთი ყველაზე გეოკრატიული პერიოდია. აუზნები, რომლებშიც სელიმენტაცია მიმდინარეობს, მხოლოდ კონტინენტების პერიფერიულ ნაწილებს ფარავენ. ისინი, მეტ შემთხვევაში, თანამედროვე ზღებისა და ოკეანეების სხვადასხვა მასშტაბის უბეებს, ან გაშლილ ზღვასთან სუსტად დაკავშირებულ ლაგუნებს წარმოადგენენ. ნეოგენური პერიოდის განმავლობაში ზღვიური სელიმენტაციის უწყვეტი პროცესი, პრაქტიკულად, მხოლოდ ოკეანეებისა და გაშლილი შეღფური ზღვების ფსკერზე მიმდინარეობდა. მაგრამ რაკი პალეოგენის შემდგომ ნეოგენის განმავლობაში პალეოგეოგრაფიაში (ოკეანეებისა და ხმელეთის განაწილების საერთო სურათში) მნიშვნელოვანი ცვლილებები აღარ მომხდარა (სურ. 147), თანამედროვე ოკეანეებისა და ზღვების ფსკერზე დაგროვილი ნეოგენური ნალექები უშუალო დაკვირვებისათვის მიუწვდომელია². რაც შეეხება კონტინენტებს, როგორც უკვე ითქვა, ნეოგენში მათი დიდი ნაწილი დენუდაციის არეს წარმოადგენდა, ნალექდაგროვების პროცესები კი ამავე დროს განსაკუთრებით ინტენსიური იყო ახლად დანაოქებულ-აზევებულ მთათა სისტემებისა და კონტინენტური პლატფორმების მიჯნაზე ჩამოყალიბებულ მთისწინა როფებსა და მთათაშუა მსიკების (მიკროკონტინენტების) დაძირვის შედეგად წარმოქმნილ დეპრესიებში. ახლგაზრდა მთების ინტენსიური დენუდაციის შედეგად წარმოქმნილი კლასტური მასალა მთის მდინარეებსა თუ ღვარებს დიდი რაოდენობით ჩაქონდათ მთისწინა და მთათაშუა როფებში. ამიტომ არის, რომ ნეოგენური ასაკის წყებებში უპირატესია კლასტური, უბე- და მსხვილმარცვლოვანი ტერიგენული ქანების ხვედრითი წილი. ამასთან წყებების სისქე საკმაოდ დიდია – ასეული მეტრები, არაიშვიათად 1000-2000 მეტრი და მეტი. ნიშნდობლივია აგრეთვე ნალექების ცემენტაციის დაბალი ხარისხი, არაიშვიათად ფხვიერი ქანების მნიშვნელოვანი როლი, ისევე როგორც ხმელეთის ბინადარი ორგანიზმების (მათ შორის მოლუსკების, ხერხედიანების) და მცენარეთა ნაშთების სიმრავლე. ესა ტიპური კონტინენტური მოლასები, რომელთა გენეზისი ალპურ ოროგენეზულ ციკლთან არის დაკავშირებული.

¹ ოლდუვაი – ხეობა აღმოსავლურ აფრიკაში (ტანზანიის ტერიტორიაზე). სადაც პირველად იქნა აღმოჩენილი უძველესი (1,9 მლნ წ.) ქვის იარაღები

² საინტერესო მასალა ნეოგენური ნალექების შესახებ მოპოვებულია ღრმა ოკეანური ბურღვით, აგრეთვე კაბურღილებიდან, რომლებიც პრაქტიკული მიზნებისთვის შეღფური ზღვების ფსკერის კვლევას აწარმოებენ.

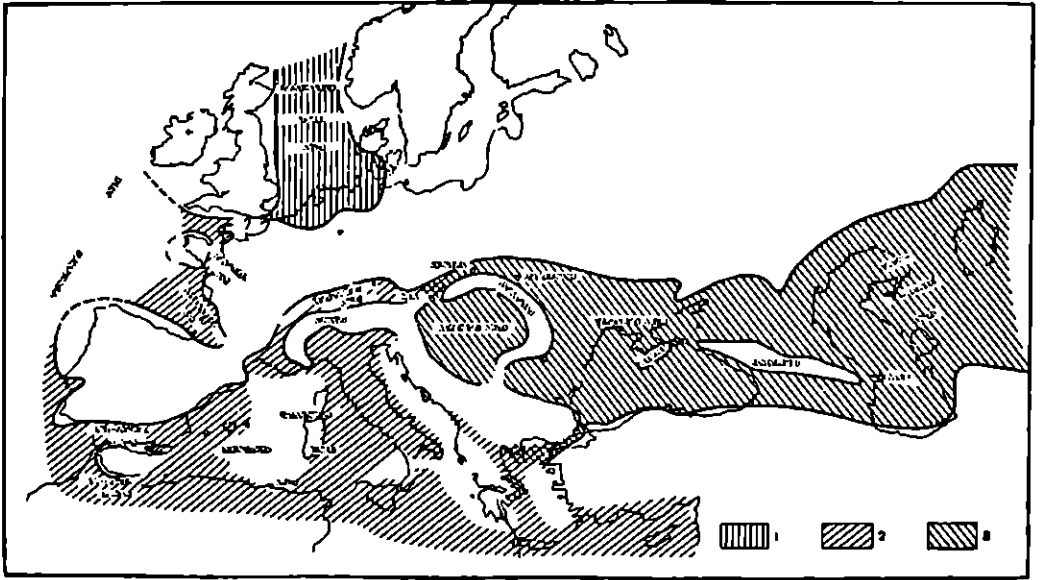


სურ. 147. შოთღლიოს სქემატური პალეოგეოგრაფიული რუკა მიოცენური ეპოქისთვის (გ. ნემკოვის და სხვ. მიხედვით, 1986).
 1 - წყლისა და ხმელეთის საზღვარი (ა-კონტინენტებზე, მ-თანამედროვე ზღვების აკვატორიაში); 2 - ზღვები; 3 - ხმელეთი; 4 - კონტინენტური ნალექდაგროვების ოლქები; 5 - ვულკანიზმის გამოვლინების მხარეები.

ნეოგენშივე საგრანობლად გაიზარდა სუბეარულ გარემოში დაგროვილი კონტინენტური ფაქციის ქანების ხვედრითი წილიც. ეს ყველაფერი არის ნეოგენური პერიოდის განმავლობაში დაგროვილი ნალექებისთვის საერთო, ნიშანდობლივი სედიმენტოლოგიური თავისებურებები, რომლებიც რელიეფის ინეერსიის პლანეტარული მასშტაბის პირობებში წარმოქმნილ ყველა მთისწინა თუ მთათაშუა როფში და ეპიკონტინენტურ შელფურ აუზებში მიმდინარე ნალექდაგროვის პროცესში მეტნაკლები ხარისხით გამოვლინდა. ამავე დროს, თითოეულ ამ აუზთაგანში თითქმის ორი ათეული მილიონი წლის განმავლობაში — მიოცენსა და პლიოცენში, ინდივიდუალური, მისთვის ნიშანდობლივი კანონზომიერებით იცვლებოდა პალეოგეოგრაფია, სედიმენტაციის პირობები და პალეოგეოლოგიური გარემო, შესაბამისად იცვლებოდა ფაუნისტური კომპლექსებიც. ამიტომაც, რომ ნეოგენური სისტემის ნალექების სტრატოგრაფიული კლასის უმთავრესი ამოცანების (სტრატოგრაფიული დანაწილება და კორელაცია) გადაჭრისას მკვლევარი გერდს ვერ აუვლის გეოლოგიური განვითარების კანონზომიერებათა სპეციფიკურ ნიშნებს, რომლებიც მიოცენური და პლიოცენური ეპოქების განმავლობაში თითოეული აუზისათვის ინდივიდუალურია, დანარჩენი აუზებისგან განსხვავებული. განსხვავება მეტწილად პალეოგეოლოგიური ხასიათისაა, რასაც კონკრეტული აუზის გაშლილ ზღვასთან (ან ოკეანესთან) კავშირის დონე განსაზღვრავს. მაგალითისთვის ვეროპის კონტინენტზე არსებული ნეოგენური აუზების განლაგების ზოგადი სქემა გამოვადგება. სურ. 148-ზე კარგად ჩანს, რომ ვეროპის კონტინენტზე შუა მიოცენში არსებული აუზები სამ განსხვავებულ ჯგუფს შეადგენენ: მკირე ფართი უკავია ჩრდილო გერმანიის, დანიის, ბელგია-პოლანდიისა და ინგლისის ტერიტორიაზე ჩრდილოეთის ზღვასთან თავისუფლად დაკავშირებულ აუზს. ის ფაქტურად, გაშლილ, ფართო უბეს წარმოადგენს, რომელშიც, ბუნებრივია, დაუბრკოლებლად ვრცელდებოდა ჩრდილოეთის ცივი წყლების ზეგაუვნა და მასთან ერთად ბორიული ფაუნის ელემენტები, განსაკუთრებით პლანქტონური ფორამინიფერები და ნანოპლანქტონი. პალეოგენის განმავლობაში, როგორც ვიცი, ამ აუზს დროგამოშეებით კავშირი ჰქონდა ატლანტურ ოკეანესთანაც, ამ დროს ლამინის გზით სამხრეთული ფაუნის ელემენტების, მათ შორის ნუმულიტების, პროქარეზის პირობები იქნებოდა ნეოგენში, პადგაუს აზეების შედეგად, ატლანტურ ოკეანესთან კავშირი, პრაქტიკულად შეწყდა. მხოლოდ ორ სტრატოგრაფიულ დონეზე (შუა მიოცენსა და ქვედა პლიოცენში) ჩნდება ატლანტური ოკეანის აუზთან ხანმოკლე კავშირის არსებობის კვალი. სამაგიეროდ, ატლანტურ ოკეანესთან ფართოდ არის დაკავშირებული ორი უბე: ბრეტანის და უფრო ვრცელი — აქეიტანიის აუზები, რომლებშიც ადვილად აღწევდა გაშლილი ზღვის სამხრეთული, ზომიერად თბილი წყლების ფაუნა.

შუა მიოცენში ატლანტურ ოკეანესთან ორი სრუტით იყო დაკავშირებული დასავლური ხმელთაშუა ზღვის ვრცელი აუზი — ტეთისის ნაშთი, და მისგან ახლად აზეებელი ალპების რკალით გამოყოფილი პერიალპური აუზი — ალპებიდან ჩრდილოეთით მდებარე მთისწინა როფში — ბაეარიისა და ავსტრიის ტერიტორიაზე, წარმოქმნილი ზღვის ვიწრო, წაგრძელებული ზოლი. აქედან აღმოსავლეთით ტეთისის (დასავლური ხმელთაშუა ზღვის) გავლენა ვეღარ აღწევდა იმ ეპიკონტინენტურ აუზამდე, რომელსაც უზარმაზარი ტერიტორია ეკავა აღმოსავლური ვეროპის სამხრეთში ალპებისა და კარპატების მთისწინა (ჩრდილოური) რუფებიდან შუა აზიის მთებამდე (არალის ზღვის ტერიტორიის ჩათვლით). ეს ვრცელი აუზი, რომელიც, მეტ შემთხვევაში, ფაქტურად, უზარმაზარ გამტანარებულ ლაგუნას წარმოადგენდა, გეოლოგიურ ლიტერატურაში პარატეთისის¹ სახელით არის ცნობილი, თუმცა-ღა მისი ცალკეული ნაწილები ნეოგენური პერიოდის განმავლობაში სხვადასხვაგვარად ვითარდებოდა. ამ ნიშნით პარატეთისის, პირველ რიგში ორ აუზად ჰყოფენ — დასავლური პარატეთისის და აღმოსავლური პარატეთისის. დასავლური პარატეთისი დროგამოშეებით მაინც განიცდის ტეთისის გავლენას. აღმოსავლური პარატეთისი კი ამავე დროს გამოიწვლია დასავლური ხმელთაშუა ზღვის აუზისაგან მისგან სამხრეთით აღმართული ახალგაზრდა მთებით — მკირე კავკასიონით, პონტიდებითა და ტავრიდებით, ბალკანებით, ელენიდებითა და დინარიდებით. შუა მიოცენში, როცა პარატეთისი საგრანობლად გაფართოვდა, ჩრდილოეთით წყლით დაიფარა ეოლინისა და პოდოლის მალღობები, თუმცა ჩრდილოურ (ბორიულ) აუზთან მას კავშირი ამ დროსაც კი არ ჰქონდა.

¹ პარატეთისი — ბერძ. პარა-სახლოვეს, გასწვრივ ტეთისი



სურ. 148. შუა მიოცენში ვერაპის კონტინენტზე არსებული აუზების სქემატური რუკა (მ. თინიუდან, 1952; ე. ოვისა და ა. ანდრუსოვის მიხედვით). 1 - ჩრდილოეთის აუზი; 2 - ატლანტიკასთან დაკავშირებული ორი აუზი (ბრეტან-ნორმანდიისა და აჭვიტანიის და დასავლური ხმელთაშუა ზღვა - მიოცენური ტეთისი); 3 - აღმოსავლური ვერაპის ლაგუნური აუზები (პარატეთისი).

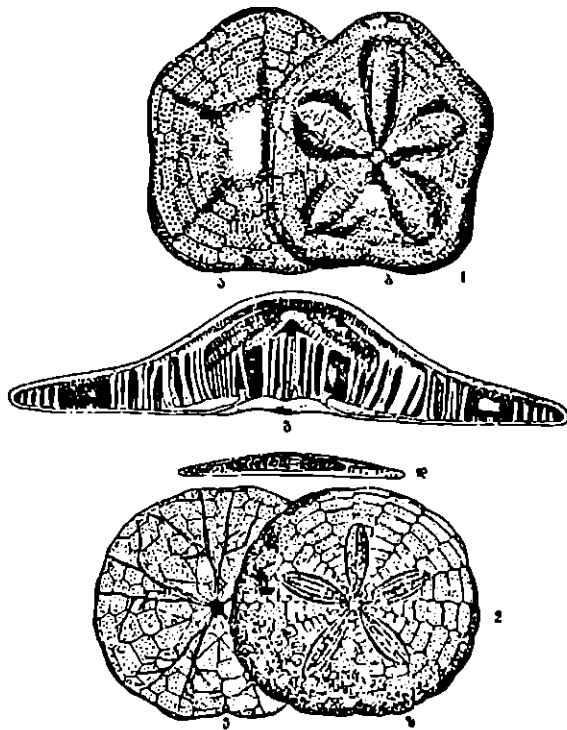
ნეოგენური სისტემის დანაწილება. ევროპის კონტინენტზე შუამიოცენური აუზების განლაგების ზოგადი სქემა, რომელიც აქვეა მოცემული (სურ. 148), არ წარმოდგენას პალეოგეოგრაფიულ რუკას, მაგრამ მინც გვაძლევს ნათელ წარმოდგენას იმის თაობაზე, რომ საქმე გვაქვს სულ ცოტა სამ პალეოზოოგეოგრაფიულ პროვინციასთან, განსხვავებული პალეოეკოლოგიური პირობებითა და, ბუნებრივია, შესაბამისი ფაუნისტური კომპლექსებით. სქემა მხოლოდ შუა მიოცენში არსებულ სიტუაციას ასახავს. შემდგომში ის არაერთხელ შეიცვალა ალპური ოროგენეტული ციკლის ბოლო ფაზისების (შტრიიულის, კავკასიურის) გამოვლინების შედეგად. ამასთან, ტექტონიკური მოძრაობები სხვადასხვაგვარად აისახა ცალკეული აუზების ეკოლოგიაზე და, სათანადოდ, ორგანულ სამყაროზეც. ამრიგად, ნეოგენური აუზების ამ ზოგადი მიმოხილვიდანაც ნათელია, რომ ნეოგენური ნალექების ქრილებში ფაუნისტური კომპლექსების ცვლას, მათ თანამიმდევრობას, უპირატესად, პალეოეკოლოგიური გარემოს გარდაქმნა განსაზღვრავს და არა იმდენად ცოცხალი ბუნების ევოლუციური განვითარების პროცესი, რომლის ეფექტურად, თავსაჩინოდ გამოხატული შედეგებისთვის ორიოდ ათეული მილიონი წელი მცირე დროა, მითუმეტეს მაშინ, როცა ეს შედეგები პალეოეკოლოგიაში არაერთგზის მომხდარი გარდაქმნის შედეგებით (იმიგრაცია, მიგრაცია, გარკვეული ტაქსონების გადაშენება და ა.შ.) არის შენიღბული.

ნეოგენური პერიოდის განმავლობაში კონტინენტებზე ნალექდაგროვების სპეციფიკური პირობების არსებობისა და ამ პირობებიდან გამომდინარე, ფაუნისტური კომპლექსების დროსა და სივრცეში (ლატერალურად) ცვლის თავისებურებათა გამო არის, რომ სტრატეოგრაფიული კლავის უპირველესი ამოცანების (დანაწილება და კორელაცია) გადაჭრისას, განსაკუთრებით იმ შემთხვევაში, როცა საქმე ერცელ რეგიონთან გვაქვს, პალეონტოლოგიური მეთოდის გამოყენება დიდ სიძნელეებს აწუხდება. სამაგიეროდ, დიდ მნიშვნელობას იძენს პალეოეკოლოგიური მეთოდი, განსაკუთრებით ერთ კონკრეტულ აუზში დაგროვილი ნალექების ქრილების დეტალური სტრატეოგრაფიული დანაწილებისა და კორელაციისათვის. ბევრად უფრო რთულია სხვადასხვა აუზების ნეოგენური წყებების პარალელიზაცია. ამის გამოა, რომ ნეოგენური სისტემის ერთიანი, საერთაშორისო გეოქრონოლოგიური შკალა საერთოდ არ არსებობს. საკმარისია ითქვას, რომ ამჟამად მხოლოდ ევროპის კონტინენტის სამხრეთის ნეოგენური აუზებისთვის, სულ ცოტა, სამი სტრატეოგრაფიულ სქემაა ოფიციალურად აღიარებული, თუმცა მათი ერთნიშნა კორელაცია ჯერაც მიღწეული არ არის.

საკუთრივ პარატეთისში რამდენიმე აუზი გამოიყოფა – თითოეული მათგანი მისთვის ნიშანდობლივი სედიმენტოლოგიური რეჟიმითა და ფაუნისტური კომპლექსებით და, შესაბამისად, ნეოგენური სისტემის სტრატეოგრაფიული დანაწილების სქემით, რომელიც, ფაქტურად, რეგიონალურ-სტრატეოგრაფიული ერთეულების ნუსხას წარმოადგენს. მათ ნეოგენურ ისტორიას მოგვიანებით გავეცნობით. ქვემოთ, ნუსხა №20-ზე სანიშნულად მოცემულია ნეოგენის სტრატეოგრაფიული დანაწილების სამი სქემა: ერთი აღმოსავლური პარატეთისისთვის, მეორე – დასავლური პარატეთისისთვის, მესამე – ხმელთაშუა ზღვის აუზისთვის¹.

¹ სქემების კორელაცია მოცემულია ხმელთაშუა ზღვის ნეოგენის რეგიონული კომპლექტის VI და VII კონგრესის (1976, 1979) მასალების მიხედვით.

ნეოგენური პერიოდის ცოცხალი ბუნება. ნეოგენური პერიოდის ნორმულ ზღვებსა და ანორმული მარილიანობის აუზებშიც მაკროფაუნის უმნიშვნელოვანეს ნაწილს მოლუსკების ორი კლასის — ლამელიბრანხიატებისა და გასტროპოდების წარმომადგენლები შეადგენდნენ. ეს განსაკუთრებით ფსკერის ბიოცენოზებზე ითქმის. ამავე დროს მიოცენური და პლიოცენური ეპოქების მოლუსკური ფაუნისტური კომპლექსები ბევრად უფრო მრავალფეროვანია, ვიდრე პალეოგენური პერიოდისა. გავიხსენოთ თუნდაც ის ფაქტი, რომ ბურდიგალური საუკუნის დასაწყისიდან აღინიშნება მკაფიო გარდატეხა ორსაგდულიანთა ტაქსონომიურ ლითერენციაციაში — ამ დროიდან თანამედროვე სახეთა წილი 6%-დან 30%-მდე გაიზარდა. ნორმული ზღვების მოლუსკებიდან შეიძლება დავასახელოთ ზოგი გვარი: *Nucula*, *Glycimeris*, *Cardita*, *Venus*, *Ostrea*, *Chlamys*, *Pecten*, *Turritella*, *Cerithium*, *Conus* და სხვ. მრავლად არის განამარხებული ორსაგდულიანებისა და მუცელთფეხიანების ნაშთები ისეთ წყებებშიც, რომლებიც მცირემარილიანსა და მტკნარ აუზებში, ან სულაც სუბტერულ გარემოში არის დეგროვილი. ასეთ ქანებში არაიშვიათად, მხოლოდ ორი თუ სამი გვარია უამრავი ინდივიდით წარმოდგენილი, რის გამოც ქანი ლუმპუნელის სახეს იღებს. ამგვარ ანორმულ გარემოში არსებობდნენ გვარები: *Unio*, *Planorbis*, *Congeria*, *Dreissena*, *Didacna*, *Prosodacna*, *Limnocardium*, *Helix*, *Viviparus* და სხვ.



სურ. 149. მიოცენური ზღვის ზღარბები (ლ. დავითაშვილიდან, 1949)
 1 — *Clypeaster glandiformis*: ა, ბ-ჯავშნის ქვედა და თხემის მხარე; გ-ჯავშნის ვერტიკალური ქრილი
 2 — *Scuella subrotundata*: დ-ჯავშნის ვერტიკალური ქრილი; ე-ქვედა მხარე; ზ-ზედა მხარე

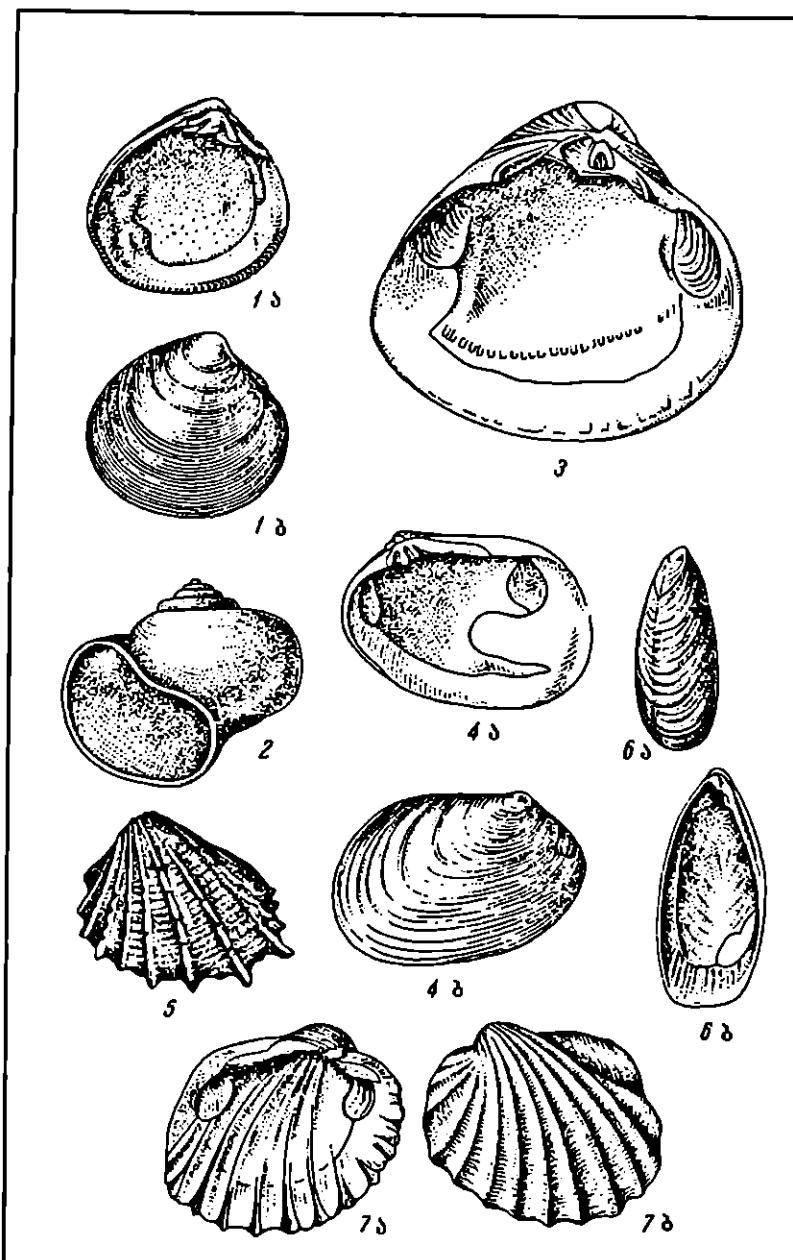
ნორმულ ზღვებში ბინადრობდნენ ჰექსაკორალებიც, მაგრამ მათი გავრცელების არეალი, პალეოგენთან შედარებით, მნიშვნელოვნად იყო შემცირებული. აციების პროცესის გამო, რაც ნეოგენში მიმდინარეობდა, რთვის შშენებელი ორგანიზმებისათვის ოპტიმალური ეკოლოგიური გარემოს როგორც ჩრდილოური, ისე სამხრული საზღვარი თანდათან გადაადგილდა ეკვატორის მიმართულებით და, ამრიგად, რთული კირქვების დაგროვება უფრო ვიწრო სარტყელთან იყო დაკავშირებული. რთვის შშენებლებად ნეოგენში ხაესკოველებიც გვევლინებიან. ნეოგენური ასაკის ბრიოზებისა და რთები ცნობილია, მაგალითად, ქერჩისა და ტამანის ნახევარკუნძულების ტერიტორიაზე. ნორმული მარილიანობის აუზების ნერტიულ წყლებში ბინადრობდნენ როგორც წესიერი, ისე არაწესიერი ზღარბები (Conoclypeus, Scutella, Clypeaster, Echinolampas, Fabularia და სხვ.), ღრუბლები, ბრაქიოპოდები.

რაც შეეხება მიკროორგანიზმებს, მსხვილი ფორამინიფერების ზოგმა ტაქსონმა პალეოგენისა და ნეოგენის მიჯნა ვერ გადალახა. ნეოგენურ ნალექებში არა გვხვდება ნუბულიტები, დისკოციკლინები, ასლინები, ალვეოლინები. სამაგიეროდ, ნეოგენის განმავლობაში მრავალრიცხოვანი გვარებით იყო წარმოდგენილი როგორც პლანქტონური, ისე ბენტონური მიკროფორამინიფერები. გაშლილ, ნორმულ ზღვებში უპირატესია პლანქტონური ფორმების ხედრითი წილი, პარატეთისის ანორმული აუზების ნეოგენურ ნალექებში ფსკერის ბინადარი მიკროფაუნის ნაშთები ქარბობს. ნეოგენური ნალექების სტრატиграფიული დანაწილებისთვის დიდი მნიშვნელობა აქვს ოქროსფერი წყალმენარებისა (კოკალიტოფორიდების) და დიატომების ნაშთებს.

მიკროფაუნის ზემოთ ჩამოთვლილი ტაქსონები ნეოგენური პერიოდის განმავლობაში თანდათანობით იძენდნენ თანამდროვე იერს. ისე რომ, პლიოცენის ბოლოს ფაუნისტური კომპლექსები მხოლოდ მცირედ თუ განსხვავდებოდნენ მეოთხეული ზღვების ბიოცენოზებისაგან.

ხერხემლიანთაგან ნეოგენურ ზღვებში ძელიანი თევზები იყვნენ გაბატონებული. ანორმული მარილიანობის აუზების ნალექებში კი მათი ნაშთები შედარებით იშვიათია. საკმაოდ ბევრია ხრტილიანი თევზებიც. მათგან გამსაკუთრებულ აღნიშვნას იმსახურებს მტაცებელი ეშაპების ერთ-ერთი წარმომადგენელი, 30-მეტრიანი გიგანტი — Megalodon, რომლის გახსნილი ყბების დიამეტრი 2 მეტრს აღწევდა. ნეოგენის დასაწყისიდან ჩნდებიან სელაპები და მორჩები, ხოლო პლიოცენში — დელფინები.

კიდევ უფრო საინტერესოა ხელეოთის ხერხემლიანთა ნეოგენური ისტორია, რადგან პალეოგეოგრაფიული და პალეოეკოლოგიური ცვლილებები ნეოგენური პერიოდის დასაწყისიდან მეოთხეულამდე ხმელეთზე უფრო მკვეთრად გამოვლინდა, ვიდრე ზღვებსა და ოკეანეებში. ნეოგენის დასაწყისიდან მნიშვნელოვანი განახლება განიცადა მწოვრების ფაუნამ — გადაშენდა არაერთი პალეოგენური ტაქსონი, სამაგიეროდ კი გაჩნდა ოჯახები და გვარები, რომლებიც თანამდროვე ფაუნაშიც არის წარმოდგენილი. სტეპებისა და სავანების ტერიტორიის გაფართოების, თანდათან აციების კვალად ხერხემლიანები იძულებულნი იყვნენ შეეუბნოდნენ როგორც ტყეებში, ისე ვრცელი სტეპებისა და ტყე-სტეპების პირობებში არსებობას. ნეოგენიდან თანდათანობით ჩნდება მტაცებელთა, ხორთუმიანთა, ჩლიქიანების თანამედროვე ოჯახები და გვარები. მიოცენში — დათვები, ჰიენები, კვერნები, მჩეები, მარტორკები, ხარები, ცხერები, თხები, მასტოდონტები და ა.შ.; პლიოცენიდან — სინდიოფალები, სპილოები, ჰიპოპოტამები, ირმები, ჰიპარიონი, რომელიც პლიოცენის დასასრულს თანამედროვე ცხენმა (Equus) შეცვალა მიოცენური მასტოდონტები — Tetrabelodon-ები ოთხი ეშვით იყვნენ აღჭურვილი. ორი ეშვი ჰქონდა გიგანტურ ხორთუმიანს — Dinotherium-ს, მაგრამ ეშვები უჩვეულო ფორმის იყო — ვალუნული იმგვარად, რომ მათი წვეროები უკან, ცხოველის მკერდისაკენ იყო მიმართული (სურ. 135. გვ. 379). საეარაულოა, რომ ამგვარი ფორმის ეშვები წერაქვის ფუნქციას ასრულებდნენ და ცხოველი მათ ნიადაგის სათხრელად იყენებდა. აფრიკის კონტინენტზე დინოთერგიუმები პლეისტოცენამდე არსებობდნენ. პლიოცენურ ეპოქაში სტეპებსა და ნახევარსტეპებში ნამდვილი აქლემები ბინადრობდნენ, ხოლო სავანებში — ეირაფები. უფრო ჩრდილოეთით — ცივი სტეპებისა და ტუნდრების სარტყელში, გაჩნდნენ პირველი ირმები, მათ შორის ყველაზე დიდი ზომის — Megaloceras.



სურ. 150. ნეოგენური პერიოდის მოლუსკური
ფაუნის ზოგი წარმომადგენელი:

- 1, ა და ბ – *Venus concensis* (შუა მიოცენი); 2 – *Spiralis tharchanensis* (შუა მიოცენი);
 3 – *Mactra vitaliana* (ზედა მიოცენი); 4, ა და ბ – *Tapes vitalianus* (ზედა მიოცენი);
 5 – *Cardium filtoni* (ზედა მიოცენი); 6, ა და ბ – *Congeria novorossiica* (ზედა მიოცენი);
 7, ა და ბ – *Limnocardium squamulosum*.

ნეოგენური პერიოდის განმავლობაში პრიმატების რიგის წარმომადგენლები მეტწილად ტყეებში ბინადრობდნენ, მაგრამ ისინი თანდათანობით გამოდიან ტყიდან და გაშლილი სივრცეების ათვისებას იწყებენ. გვიანი მიოცენის ნალექებში მიკლეულა მიამუნების – დროპითეკების ნაშთები. ისინი თანამედროვე შიმპანზეებს ჰკვანდნენ. ინდოეთისა და კენიის ზუდა მიოცენში აღმოჩენილია რამპითეკი, რომელიც ყბებისა და კბილების მორფოლოგიით ძალიან ახლოს დგას პლიოცენურ აესტრალოპითეკთან – პომინიზაციის პროცესის დაწყების უძველეს მაცნესთან.

რაც შეეხება ნეოგენური პერიოდის ხმელეთის მცენარეულობას, ის ერთხანს ჭერ კიდევ ინარჩუნებს პალეოგენური ფლორისთვის დამახასიათებელ ზოგ ნიშანს, თუმცა ამავე დროს, ნეოგენის დასაწყისიდანვე ჩნდება მცენარეთა ისეთი ასოციაციები, რომლებიც თანამედროვე მცენარეთა სამეფოშია წარმოდგენილი. კლიმატური პირობების შეცვლამ (აცივებამ) გამოიწვია მცენარეული საფარის მეტი დიფერენციაცია. სითბოსმოყვარული მცენარების – პალმების, დაფნის, ტუისებრთა არეალი თანდათან შევიწროვდა. მათი გავრცელების საზღვრები სულ უფრო და უფრო უახლოვდებოდა ეკვატორს. ზომიერ სარტყელში ფართო გავრცელება ჰქონდა ჭადარს, არყს, ტირიფს, ნეკერჩხალს, თხილს, ნაძვს, ფიჭვს, სოკს და ა.შ. ნეოგენში ჩამოყალიბდა ტყე-სტეპის, სტეპის, ტიგისა და ტუნდრის მცენარეული ასოციაციები.

ნეოგენური პერიოდის განმავლობაში ხერხემლიანთა ფაუნისტური კომპლექსების ცვლის პოცესს (დროსა და სივრცეში) მნიშვნელოვანწილად პალეოგეოგრაფიული ცვლილებები – კონტინენტებს შორის სახმელეთო კავშირების („ხიდების“) არსებობა-არარსებობა და პალეოეკოლოგია განსაზღვრავდა. ევოლუციური ცვლილებები მეტწილად გვარების, უფრო ნაკლებად ოჯახების, დონეზე აღინიშნება, ისიც უპირატესად მიოცენური ეპოქის განმავლობაში. პლიოცენური ეპოქის ხერხემლიანთა ფაუნა კი თითქმის ისეთივეა, როგორც თანამედროვე ოდონდ ცალკეული ტაქსონების არეალები იცვლება. გავრცელებას კი მიგრაციის შესაძლებლობები – სახმელეთო „ხიდების“ არსებობა, აგრეთვე კლიმატური პირობები განსაზღვრავდა. ჩრდილო ნახევარსფეროში მიოცენურ ეპოქაში ორი დამოუკიდებელი ზოოგეოგრაფიული პროვინცია არსებობდა: ჩრდილოამერიკული და ევრაზიული. გვიან მიოცენამდე ეს პროვინცია ერთიმეორისაგან ზღვით იყო გათიშული. ამიტომ თითოეული მათგანის ტერიტორიაზე არსებული ხმელეთის ბინადარი ხერხემლიანები მოკლებული იყვნენ მეორე კონტინენტზე გავრცელების შესაძლებლობას. ჩრდილოამერიკული ზოოგეოგრაფიული პროვინციის ფარგლებში ამ დროს საკმაოდ მდიდარი ენდემური ფაუნა არსებობდა. სწრაფ ევოლუციას განიცდიდნენ ცხენისებრნი. მაგრამ ხერხემლიანთა შორის არ იყვნენ წარმოდგენილი ხორთუმიანები, მაიმუნები, ხარები, ცხვრები, თხები, ანტილოპები, მწირი იყო მტაცებელთა ფაუნაც. ამავე დროს ევრაზიის კონტინენტზე, რომელიც ხმელეთის „ხიდით“ აფრიკის კონტინენტთანაც იყო დაკავშირებული, ხერხემლიანების ბევრად უფრო მრავალფეროვანი ტაქსონები არსებობდა.

მიოცენური ეპოქის მეორე ნახევარში ჩრდილო ამერიკისა და ევრაზიის კონტინენტებს შორის სახმელეთო „ხიდის“ წარმოქმნამ შესაძლებელი გახადა მიგრაცია და ამ ორ ზოოგეოგრაფიულ პროვინციას შორის გარკვეული ჯგუფების „გაცვლა“. ჩრდილოამერიკული პროვინციიდან ევრაზიული-საყენ მიგრაცია განიცადეს ჩლიქიანებმა, კერძოდ, ცხენისებრთა წარმომადგენლებმა და, პირიქით, ევრაზიიდან ჩრდილო ამერიკის კონტინენტზე შეაღწიეს ხორთუმიანებმა, მარტორქებმა, ნაირგვარმა მტაცებლებმა, ხარებმა და ა.შ.

მიოცენის განმავლობაში იზოლირებული იყო ჩრდილოამერიკული პროვინციიდან სამხრეთ ამერიკის კონტინენტიც. ის არქაული ფორმებით იყო დასახლებული – ჩანთოსნებით, მღრღნელებითა და ჩლიქიანებით, რომლებიც ევოლუციის დონით ჩრდილოამერიკულ ჩლიქიანებს ჩამორჩებოდნენ. მხოლოდ გვიან პლიოცენში, მას შემდეგ, რაც ამერიკის ორი კონტინენტი სახმელეთო „ხიდმა“ დააკავშირა, სამხრეთში შეაღწიეს უფრო მაღალორგანიზებულმა მანოვრებმა. ენდემური ფაუნიდან კი მხოლოდ მცირე ნაწილია გადარჩა – ლემურები, ქიანქველასამიები, ჯავშნიანები და ზოგი სხვ.

მაინც ყველაზე მეტად იზოლირებული აღმოჩნდა მთელი ნეოგენის განმავლობაში აესტრალიის კონტინენტი, რომლის ტერიტორიაზეც მხოლოდ ისეთი არქაული ტაქსონები ბინადრობდნენ, როგორცაა ჩანთოსნები და ერთგვასელიანები.

ნეოგენური ნალექების გაერკლება და ხასიათი. ნეოგენური ნალექების გაეწობა, ბუნებრივია, გულისხმობს ნეოგენური პერიოდის განმავლობაში არსებული ყველა იმ აუზის გეოლოგიური ისტორიის მიმდინარეობაში გარკვევას, რომლებიც პალეოგენის შემდეგ თანამედროვე კონტინენტების პერიფერიულ ნაწილებზე მარჩხი შელფური ზღვების, სხვადასხვა მასშტაბის უბეებისა თუ გაშლილ ზღვასთან სუსტად (შეზღუდვად) დაკავშირებული ლაგუნების, ან სულაც გაუდინარი წყალსაკავების (ტბების) სახითაა არსებობდნენ მიოცენის დასაწყისისთვის. ევროპის კონტინენტის პოსტპალეოგენური პალეოგეოგრაფიის ზოგად ქარგას უკვე გავეცანით და დერწმუნდით, რომ ამ ყველაზე მცირე კონტინენტის ფარგლებში ნეოგენური აუზების საერთო რაოდენობა ათს აღემატება ხაზგასმით ითქვა ისიც, რომ მიოცენსა და პლიოცენში ამ აუზთაგან თითოეული, პრაქტიკულად, ავტონომიურად ვითარდებოდა და, ცხადია, ყოველი მათგანისთვის ნალექდაგროვების პროცესის კანონზომიერებები, ფაქტებისა და ფაუნისტური კომპლექსების ცვლის სურათი ცალკე დახასიათებას მოითხოვს. მაგრამ გლობალური მასშტაბით ყველა ნეოგენური აუზის გაეწობა დაწვრილებით სახელმძღვანელოს მოცულობის შესაძლებლობებს ბევრად გადაჭარბებდა ამიტომ მხოლოდ ევროპის კონტინენტთან დაკავშირებული ზოგი ნეოგენური აუზის მტნაკლებად დეტალურ დახასიათებას დაეჭრდებით. მათ მაგალითზე მიოცენური და პლიოცენური ეპოქების სედიმენტაციური პროცესების პალეოგეოგრაფიული და პალეოგეოლოგიური ცვლილებების სპეციფიკის გაეწობა გავვიადვილებს ყველა დანარჩენი კონტინენტის ნეოგენური ისტორიის ზოგად კანონზომიერებებში გარკვევას.

ევროპის კონტინენტის ტერიტორიის უდიდესი ნაწილი, როგორც ვიცით, ოლიგოცენური რეგრესიის შემდეგად საბოლოოდ დატოვა ზღვამ და ნეოგენური პერიოდის დასაწყისისთვის ის ხმელეთს წარმოადგენდა. წყლით დაფარული შედარებით მნიშვნელოვანი ტერიტორიები მხოლოდ კონტინენტის საშრეთში დარჩა. რაც შეეხება ევროპის ჩრდილოეთსა და ცენტრალურ – ეპიპროცინულ, ნაწილს, სადაც პალეოგენური პერიოდის განმავლობაში ოთხ, საკმაოდ ვრცელ ეპიპლატფორმულ აუზში (პარიზის, ბელგიის, ლონდონ-ჰემპშირის, გერმანიის) მიმდინარეობდა სედიმენტაცია, ნეოგენში კონტინენტზე შექრილი ერთი უბელა არსებობდა ოლიგოცენური რეგრესიის შემდეგ ხმელეთად ქცეული ეპიპროცინული ევროპის ტერიტორიაზე ჩრდილო ზღვიდან გაერკლებული უბე ადრე მიოცენში მხოლოდ დანიისა და გერმანიის ტერიტორიის ნაწილს ფარავდა ქვედა მიოცენი ყველაგან აქ რამდენიმე ათეული მეტრის სისქის ქვიშაქვებითა და ნიჟარებიანი ქვიშებით არის წარმოდგენილი. შუამიოცენური ტრანსგრესიის დროს ჩრდილო ზღვის უბე გაუართოვდა მან დაფარა ჰანოვერის ჩრდილო ნაწილი და, როგორც ჩანს, პოლანეთის ტერიტორიაზეც გაერკელდა აქედან მისი ერთი ტოტი დაუკავშირდა კარპატების აუზის დასავლურ ნაწილს და, საერაუდოდ, სწორედ ამ გზით მოხდა ენის აუზში ჩრდილოური ფორმების იმიგრაცია ამავე დროს ზღვით დათერა პოლანდიის ტერიტორია – შუა მიოცენური იქ გლავკონიტიანი ქვიშაქვებით არის წარმოდგენილი. ზღვა არის ბელგიის ტერიტორიაზეც. ბელგიის შუამიოცენურ ნალექებში ბოროულ ფაუნისტურ კომპლექსთან ერთად ისეთი საშრეთული ფორმების საკმაოდ დიდი რაოდენობით (22%-მდე) არსებობა, რომლებიც აქტივნიური აუზის ნეოგენში ბუროგალურიდან ჩნდებიან და ჰელეციოტურშიც გადადიან, მოწმობს, რომ შუა მიოცენში ლამანის სრუტე ამერკად გახსნილია (ადრე მიოცენში მის ადგილას ხმელეთი იყო) და ამ გზით მიმდინარეობს საშრეთული ფაუნის წარმომადგენელთა პროქრავზი ჩრდილოეთისაკენ.

ჩრდილო გერმანიაში ადრემიოცენური ნალექები ჰამბურგის რეგიონშია შემორჩენილი და, როგორც უკვე ითქვა, ისევე როგორც დანიაში, აქაც ნიჟარებიანი ქვიშებითა და ქვიშაქვებით არის წარმოდგენილი. შუამიოცენური ტრანსგრესიული ზღვა ჩრდილო გერმანიის მხოლოდ მცირე ნაწილს ფარავდა. ეს სწორედ ის აუზია, რომელიც აღმოსავლეთით პოზნანსა და სილეზიაშიც გაერკელდა და კარპატების გზით ენის აუზს დაუკავშირდა. ჩრდილო გერმანიის დანარჩენი ტერიტორია ევავა ვრცელ, დაჭარბებულ სანაპირო ველებს. ნეოგენური ნალექები აქ წარმოდგენილია ლაგუნური, ტბიური, დელტური ფაქტების ნალექებით. იმ დროს ჩრდილო გერმანიის ტერიტორიაზე საერაუდოდ, ისეთივე პეიზაჟი იყო, როგორიც ამჟამად მისისიპის ქვემო დინებაზე და მიმდებარე სანაპირო ველებზე, მექსიკის ყურისა და ფლორიდის სანაპირო ზოლში დომინირებს. თბილი და ნოტიო კლიმატის პირობებში აქა-იქ არსებული ტბები, მტნარი ლაგუნები, ესტუარები თუ დაჭარბებული ტყის მასივები ნახშირების დაგროვებისთვის ხელსაყრელ გარემოს წარმოადგენდა. ამგვარადაა წარ-

მოქმედი ჩრდილო გერმანიის ნეოგენურ ნალექებთან დაკავშირებული ლიგნიტის ფენები, რომელთა სისქე ზოგჯერ 100 მეტრსაც კი აღწევს. ლიგნიტის ფენები ფართოდ არის გავრცელებული მდ. რეინის ქვემო დინებაზე არსებულ ვაკე დაბლობებზე, საქონიაში, ბრანდენბურგში, პომოკში, აგრეთვე პოლონეთში (პომერანია და სილეზიაში). ლიგნიტების უდიდესი ნაწილი მიოცენურია, თუმცა ნახშირები შესამეული ნალექების ქრილში უფრო ძველი, ოლიგოცენურ ნალექებთანაც არის დაკავშირებული. ლიგნიტები აღინიშნება უფრო ახალგაზრდა, პლიოცენური, ნალექების ქრილშიც. თუმცა, პლიოცენში დაწყებული აციება დამლუპველი აღმოჩნდა სითბოსმოყვარული ხემცენარეებისათვის და პლიოცენის ბოლოს ტყეებიც მოისპო.

შუა მიოცენის ბოლოს და გვიან მიოცენში კვლავ რეგრესიაა. ზღვამ თანდათან დატოვა გერმანიის უდიდესი ნაწილი. პლიოცენში კი არამხოლოდ მთლიანად გერმანია, დანიაც ემერსიას განიცდის. ზღვა ფარავს მხოლოდ კ. სილტს (დანიის დასავლეთით). სამაგიეროდ, ამჟერად ჩრდილოეთის ზღვამ მცირე ტერიტორია დაიკავა აღმოსავლურ ინგლისში – ესექსის, სუფოკლისა და ნორფოკის ფარგლებში, სადაც პლიოცენური ასაკის ნალექები წარმოდგენილია ე.წ. კარვით – ნიჟარებიანი ქვიშებით (ინგლისელების Crag ფრანგების falun-ის ანალოგიურია და ეწოდება ნიჟარების ნაშბურვეებით მდიდარ ქვიშებს).

ნეოგენში ხმელეთად იქცა პარიზის სინკლიზაც, რომლის შნიშენელოვანი ნაწილი პალეოგენში ზღვით იყო დაფარული. მხოლოდ ნორმანდიისა და ბრეტანის ტერიტორიაზე ატლანტური ოკეანის ორ მცირე უბეშია მიმდინარეობს ნეოგენში ნალექდაგროვება. აქედან სამხრეთით ატლანტური ოკეანის კიდევ ერთი, ოდნავ უფრო ვრცელი უბე ფარავდა აქტივანიის სინკლიზის დასავლურ ნაწილს. მისი აღმოსავლური ნაწილი კი, რომელიც მანამდე პალეოგენურ ზღვას ეკავა, ნეოგენში კონტინენტური სელიმენტაციის არედ იქცა დასავლური ევრაპის ცენტრალური – ეპიპროკინული კაზიპლატფორმის დანარჩენი ტერიტორია, განსაკუთრებით პოლსომეტრიულად უფრო მაღალი უბნები, ნეოგენურ პერიოდში დენუდაციის არეს წარმოადგენდა, საიდანაც მდინარეებსა და ღვარებს კლასტური მასალა ჩაქონდათ დელტებში და ალუვიურ ვაკეებზე, ტყით დაფარულ ვრცელ მასივებს რომ წარმოადგენდნენ.

ჩრდილო ზღვასთან დაკავშირებული ნეოგენური აუზების ნალექების პარალელიზაცია ხმელთაშუა ზღვის ოლქის ნეოგენთან უაღრესად რთულია. საქმე იმაშია, რომ ჩრდილოური ნეოგენის უდიდესი ნაწილი მეთოხეულით არის დაფარული და უშუალო დაკვირვებისთვის მიუწვდომელია. მხოლოდ იშვიათი, თითოორი, ფრაგმენტული ბუნებრივი გაშიშვლების, სამთო გამონახუშევრებისა და ქაბურღილებით მოპოვებულ მწირ მასალაზე დაყრდნობით ქრილების დეტალური სტრატოგრაფიული დანაწილება, მითუმეტეს შორეული კორელაცია, რთულ პრობლემას წარმოადგენს. გასათვალისწინებელია ის გარემოებაც, რომ ჩრდილოური ნეოგენის ქრილებში ზღვიური ქანების ხევირითი წილი უმნიშვნელოა. შესაბამისად, შეზღუდული იყო სამხრეთული ფაუნისტური ელემენტების ჩრდილოეთისკენ გავრცელების შესაძლებლობებიც.

ნეოგენური პერიოდის ნალექდაგროვების შეუდარებლად უფრო ვრცელი ტერიტორიები ევრაპის კონტინენტის სამხრეთშია – იმ ვრცელი აუზის ფარგლებში, რომელიც მთელი მეზოზოურისა და პალეოგენის განმავლობაში ნორმული ზღვიური სელიმენტაციის არეს წარმოადგენდა. ალპური ტექტონიკური-მაგმატური ციკლის სამი ძლიერი ოროფაზისის გამოვლინების შედეგად დასავლური ტეთისის სტრუქტურასა და პალეოგეოგრაფიაში მომხდარი შნიშენელოვანი ცვლილებების თაობაზე ზემოთ უკვე ვისაუბრეთ ზოგადად. ახლა შეიძლება უფრო დეტალურად გავცენოთ ზოგი ნეოგენური აუზის ისტორიას, პირველ რიგში ტეთისის უშუალო მეშვეილრედ მიჩენეული ზღვის განვითარების შნიშენელოვან ეტაპებს მიოცენური და პოლიოცენური ეპოქების განმავლობაში. მიუხედავად იმისა, რომ ეს აუზი ოდესღაც უზარმაზარი ოკეანის დახურვასგადარჩენილ, მცირე ნაშის-ლა წარმოადგენს, გეოლოგები მას მაინც ტეთისის სახელით მოიხსენიებენ.

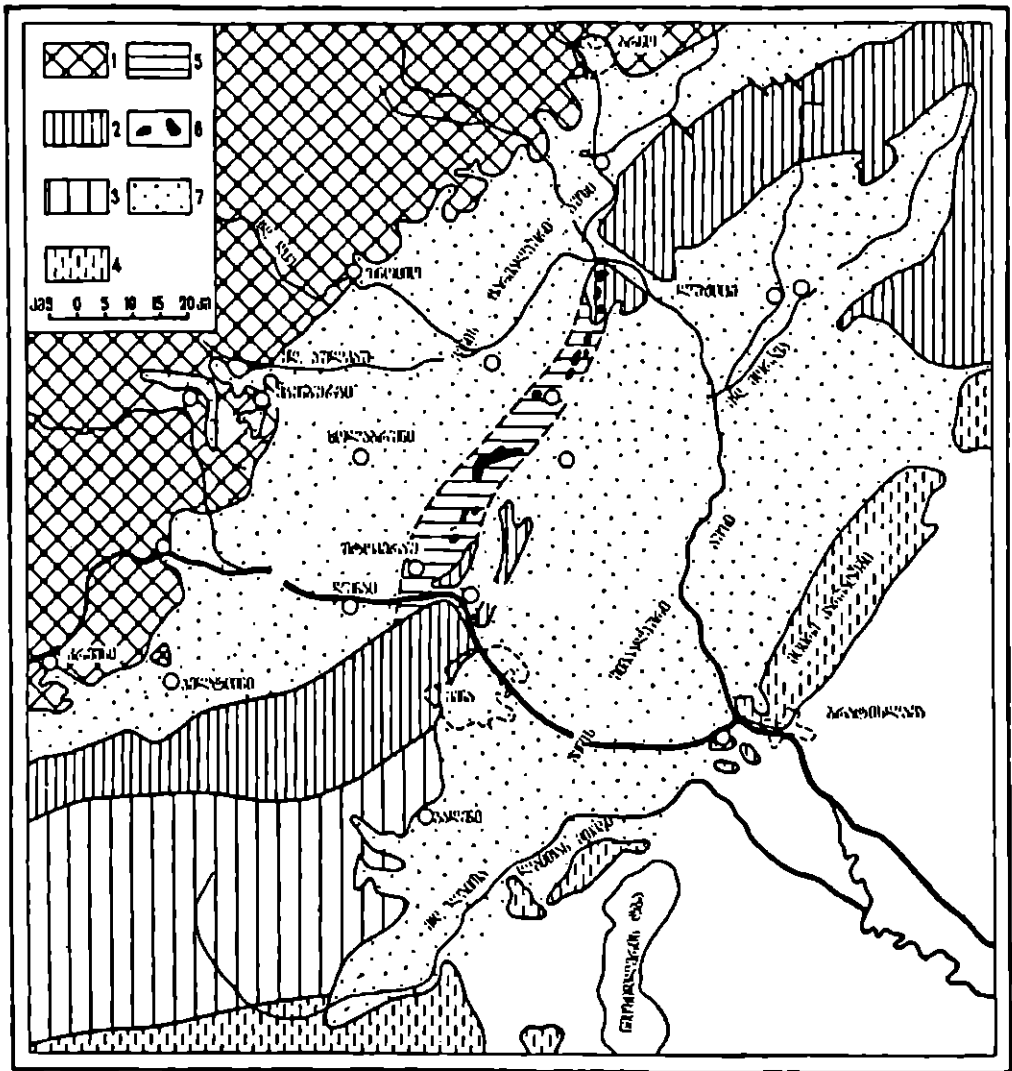
ოლიგოცენური რეგრესიის შედეგად ტეთისსა და ატლანტურ ოკეანეს შორის კავშირი საგრძობლად შეიზღუდა, რადგან ნეოგენური პერიოდის დასაწყისისთვის ესპანეთის ტერიტორიის უდიდესი ნაწილი ხმელეთად იყო გადაქცეული. მხოლოდ მის სამხრეთ-დასავლეთში დარჩა სრუტე-ბეტური კორდილიერების მთისწინა რიფის გასწვრივ – ე.წ. სუბ-ბეტური სრუტე. მეორე – მისგან სამხრეთით, სიმეტრიულად მდებარე ერ-რითის სრუტე – ერ-რითის მასივის მთისწინა რიფში (მაროკოს ტერიტორიაზე). ხსენებული ორი სრუტე ერთიმეორისაგან გამიჯნული იყო

ჰიბრალტარის მასივით. ჰიბრალტარის სრუტე იმდროს წყარ არ არსებობდა, ისევე როგორც ევგოსის ზღვა და დარდანელისა და ბოსფორის სრუტეები.

ნეოგენის დასაწყისიდან ნორმული ზღვიური სელიმენტაცია მიმდინარეობდა ალპების მთისწინა ქროფში - პე რ ი ა ლ პ ე რ ა უ ზ შ ი, რომელიც უშუალოდ აგრძელებდა ნეოგენურ ტეთისსა და ქრონის აუზიდან ვენამდე ვრცელდებოდა. ტეთისსაგან ბალკანებითა და დინარიდებით იყო გამოყოფილი ცენტრალური ევროპისა და რუსეთის ბაქნების საზღვრებში არსებული ვრცელი სელიმენტაციური ოლქი - პ ა რ ა ტ ე თ ი ს ი, ერთიმეორესთან სრუტეებით დაკავშირებული ჩამდნობე აუზის ერთობლიობას რომ წარმოადგენდა თუმცა მოიკენისა და პლოცენის განშლვაში ისინი სხვადასხვაგვარად ვითარდებოდნენ, პარატეთისის ნეოგენური ისტორიის მსვლელობაში მინც შეიძლება გარკვეული საერთო ტენდენციების დანახვა, რომლებიც თითოეულ აუზში მისთვის ნიშნადობლო შედგებში გამოვლინდებოდა იგივე ტენდენციები თავისებურად აისახა ტეთისის ნეოგენური ისტორიის მსვლელობაზე. ყველა შემთხვევაში ნათლად გაირჩევა ერთიმეორის მომდევნო სამი სტადია, თითოეულისთვის ნიშნადობლივი პალეოგეოგრაფიული და პალეოეკოლოგიური ცვლილებებით. სამივე სტადიამ ყველა აუზში ჰპოვა ასახვა, თვით ტეთისშიც კი, თუმცა არაერთნაირი შედეგებით თითოეულ მათგანში.

პ ი რ ვ ე ლ ი ს ტ ა დ ი ა უშუალოდ მოჰყვა ოლიგოცენურ რეგრესიას. მასთან არის დაკავშირებული ერთ-ერთი ყველაზე ნიშნადობლივი პალეოტრუქტურული და პალეოგეოგრაფიული გარდაქმნა, რომელიც მკაფიოდ აისახა ხმელთაშუა ზღვის ოროგენის დასავლურ ნაწილში. ნეოგენური პერიოდის დასაწყისი აქ მოლასური რაფების ჩამოყალიბებით ხასიათდება ტეთისის აუზიდან დასავლეთით ადრე მოიკენში არსებული ორი რაფი ზემოთ უკვე ეახსენეთ - ერთი სუბ-ბეტური პირენეის ნახევარკუნძულის საზღვრებში (ესპანეთის ტერიტორიაზე), ბეტური კარდილიერების ჩრდილო კალთების გასწვრივ; მეორე - აფრიკის კონტინენტზე (მაროკოს ტერიტორიაზე) - ერთი მთისწინა რაფი. უკვე ვიცნობთ ტეთისის აუზის გაგრძელებაზე აღმოსავლეთით არსებულ პერიალპურ რაფსაც, რომელიც რკალად ერტყა ახლადანხვევებულ ალპებს საფრანგეთის საზღვრეთ-აღმოსავლური ნაწილიდან (რონის აუზიდან) და შვეიცარიის, ბავარიისა და ავსტრიის საზღვრებში ვენამდე ვრცელდებოდა.

ჩეხეთის (ბოჰემის) ძველი კრისტალური მასივის საზღვრეთ-აღმოსავლური კალთების გასწვრივ არსებული ე.წ. გ ა რ ე ა ლ პ ე რ ა უ ზ ი თ პერიალპური ზღვა დაკავშირებული იყო კ ა რ პ ა ტ ე ბ ი ს მ თ ი ს წ ი ნ ა რაფთან, რომელიც ახალგაზრდა კარპატების რკალს გარე მხრიდან შემოაქვლიდა და რუმინეთამდე ვრცელდებოდა (სურ. 151). კარპატების რკალის შიგნით მოქცეული ტერიტორია პ ა ნ ო ნ უ რ (უ ნ გ რ ე თ ი ს) რ ო ფ ს ეკავა მას საზღვრითიდან დინარიდები ემიჯნებოდა. კარპატების საზღვრეთ-აღმოსავლურ კალთებსა და ბალკანებს შორის, რუმინეთის საზღვრებში, კიდევ ერთი - დ ა ც ი უ რ ი რაფი, არსებობდა. დობრუჯის მასივი მისგან აღმოსავლეთით, ნეოგენში კუნძულს წარმოადგენდა. კავკასიასა და ტურის მთებს შორის საკმაოდ ვრცელი პ ო ნ ტ უ რ ი (ე ე ქ ს ი ნ უ რ ი) აუზი იყო გაშლილი. კასპიისპირეთისა არალისპირეთის ტერიტორიაზე, კავკასიასა და რუსეთის ბაქანს შორის, კიდევ ერთი ნეოგენური აუზი არსებობდა, რომელიც ჩრდილოეთით სარატოვამდე აღწევდა. თითოეული ჩამოთვლილ აუზთაგანი მეზობელ აუზებთან სრუტეებით იყო დაკავშირებული. სრუტეები მეტ შემთხვევაში ახალგაზრდა (ალპურ) მთათა სისტემებს შორის არსებულ უნაგირებზე გადიოდა. ტექტონიკური მოძრაობების შედეგად აუზებს შორის არსებული სრუტეები იხურებოდა, ან, პირიქით, ფართოვდებოდა. შესაბამისად იცვლებოდა აუზების ჰიდროლოგიური რეჟიმი (აუზის ფართობი, სიღრმე, მარილიანობა და ა.შ.). ყველაზე ვრცელი იყო ალპებსა და კარპატებს შორის არსებულ დადაბლებულ რელიეფიან (უნაგირასთან) დაკავშირებული სრუტე - ე.წ. ვენის აუზი (სურ. 151). მისი ჩრდილო ნაწილი უშუალოდ აგრძელებს პერიალპურ აუზს და ბოჰემის მასივის საზღვრეთ-აღმოსავლური კიდის გასწვრივ ჩრდილო კარპატების ნეოგენურ აუზს (მთისწინა რაფს) ემბის. ვენის აუზის ამ ნაწილს ე.წ. ზიულსა გ ა რ ე ა ლ პ ე რ ა უ ზ ი უწოდა. ვენის აუზის საზღვრეთ-აღმოსავლურ ნაწილს უკავია უშუალოდ ალპების გაგრძელებაზე არსებული დებრესია, რომელიც ალპებსა და კარპატებს შორის არის წარმოქმნილი და ამ ო რ ალპურ მთათა სისტემას ერთიმეორისაგან აცალკევებს. ესაა ვენის აუზის ის ნაწილი, რომელიც ე.წ. ზიულსა შ ი გ ა ა ლ პ ე რ ა უ ზ ი ს სახელით აღწერა, რადგან ის უშუალოდ აგრძელებს ალპებს. შიგაალპური აუზი თავისუფლად იყო დაკავშირებული პანონურ აუზთან.



სურ. 151. ვენის აუზის სტრუქტურული სტრუქტურული რუკა (გ. ლეონოვის მიხედვით, 1973)
 1 - ბოქმის (ჩეხეთის) მასივის პრეკამბრიული და პალეოზოური;
 2 - ალპებისა და კარპატების ფლიშური ნალექები; 3 - ალპების ჩრდილო
 კირქვიანი ზონა; 4 - ცენტრალური ალპების, ლათიას მთისა და მკირე
 კარპატების ზონა; 5 - ვაშბერგის ზონა; 6 - ვაშბერგის ზონის
 მეზოზოური კლიპენები; 7 - ვენის აუზის მესამეული.

პერიალპური აუზი, როგორც ვთქვით, ტეთისის უშუალო გაგრძელებას წარმოადგენდა, ამიტომ ტეთისის გავლენა მასში დაუბრალოებლად ვრცელდებოდა. პერიალპური აუზიდან აღმოსავლეთით არსებული აუზები უკვე პარატეთისს მიეკუთვნებიან – კარპატების მთისწინა და კარპატების-შიგა – პანონური აუზები, აგრეთვე ვოლინოპოდოლიის ფილაქანი და სკითური ფილაქნის დასავლური ნაწილი – დასავლურ პარატეთისს, ხოლო ზემოთ ჩამოთვლილ აუზთაგან ყველა დანარჩენი – აღმოსავლურ პარატეთისს. პარატეთისის აუზების ორ ჯგუფად გაყოფა ითვალისწინებს იმ ფაქტს, რომ თითოეული ჯგუფის გეოლოგიური განვითარება გვიან შესამეულში სხვადასხვაგვარად მიმდინარეობდა. ამის გამო მთლიანად პარატეთისისათვის ნეოგენის ერთიანი სტრატეგრაფიული სქემის დადგენა ეერ ხერხდება. ამის თაობაზე უკვე ვისაუბრეთ ნეოგენური სისტემის სტრატეგრაფიული დანაწილებისა და უმთავრესი პრობლემებისადმი მიძღვნილ ნაკვეთში (გვ. 419). აქვე ისიც უნდა შევნიშნოთ, რომ საზღვარი დასავლურ პარატეთისსა და აღმოსავლურ პარატეთისს შორის სტაბილური არ იყო – ნეოგენის განმავლობაში ის არაერთხელ შეიცვალა ტექტონიკური მოძრაობების კვალად. ზოგი მკვლევარისთვის ეს ფაქტი საკმარის არგუმენტს წარმოადგენს ცენტრალური პარატეთისის გამოყოფისათვის, თუმცა ეს მხოლოდ გარდამავალი, ცვალებადი სელიმენტოლოგიური რეჟიმის ზონა იყო ერთმეორისაგან მკაფიოდ განსხვავებულ ორ ისეთ ბუნებრივ პალეოგრაფიულ და პალეობიოგეოგრაფიულ ერთეულს შორის, როგორც იყო დასავლური და აღმოსავლური პარატეთისი.

ახლა უკვე შეიძლება გავეცნოთ ტეთისისა და პარატეთისის ზოგი უმთავრესი აუზის ნალექდაგროვებისა და პალეოეკოლოგიის თავისებურებებს ნეოგენური ისტორიის პირველ, მოლასური როფების ჩამოყალიბების სტადიაზე. ტეთისის აუზი ადრე- და შუა მიოცენის განმავლობაში, როგორც უკვე ვიცით, ნორმულ ზღვას წარმოადგენდა. ის სუბ-ბეტური და ერთიან სრუტეებით იყო დაკავშირებული ატლანტურ ოკეანესთან. მეზეტის ძველი მასივიდან საშრეთით მდებარე სუბ-ბეტური დეპრესია, სადაც ახლა მდ. გვადალკვიური მიედინება, ნეოგენური ნალექებით არის ამოვსებული. ამ ნალექების შესწავლა ცხადყოფს, რომ თითქმის მთელი მიოცენის განმავლობაში აქ არსებობდა სრუტე, რომელიც ტეთისს ატლანტურ ოკეანესთან აკავშირებდა სრუტეც საეარაუდოდ, გვიანი მიოცენის დასაწყისში – ტორტონულ საუკუნეში დაიხურა. ამას მოწმობს გრანადას მიდამოებში არსებული ტორტონული ასაკის კონგლომერატები, აგრეთვე მათი სინქრონული თაბაშირანი ნალექები მურსიას და კარაენკას მიდამოებში. როგორც ვარაუდობენ, დაახლოებით ამ დროსვე (შესაძლოა, ცოტა მოგვიანებით) მოხდა ერთიან მასივის საშრეთით არსებული სრუტის დახურვა. ყოველ შემთხვევაში, მესინური საუკუნის დასაწყისისთვის ორივე სრუტე დახურული იყო, რის გამოც ტეთისი მოსწყდა ატლანტურ ოკეანეს. თვით სრუტეების დასავლური ნაწილი მცირე უბეების სახით-ღა იყო შექრილი სუბ-ბეტურ და ერთიან როფებში.

ადრე და შუა მიოცენში ნორმულ ზღვას წარმოადგენდა ტეთისის უშუალო გაგრძელება – ალპების მთისწინა როფის ტერიტორიაზე არსებული პერიალპური აუზი. გაშლილი ზღვის (ტეთისის) გავლენა აქ მიოცენში ვენის აუზამდე (მის გარეალპურ ნაწილამდე) ვრცელდებოდა, თუმცა ოლიგოცენური რეგრესიის მომდევნო ტრანსგრესიამ აქამდე მხოლოდ გვიან მიოცენში მოაღწია. მიოცენის დასაწყისისთვის საკუთრივ ალპების გეოსინკლინი აღარ არსებობდა. მის ადგილას უკვე აზვეებული იყო ახალგაზრდა ალპების ძირითადი სტრუქტურა. სამაგიეროდ, ზღვამ თანდათანობით დაიკავა მდ. რონის აუზის, შვეიცარიისა და ბაეარიის დაბლობების ტერიტორია აუზში მიოცენის განმავლობაში მოლასების¹ დაგროვება მიმდინარეობდა. ტეთისიდან ზღვის ტრანსგრესია ყველაზე ადრე რონის აუზში გაერეკვდა. ადრეპეტიტანიური ემერსიის შემდეგ ზღვის მცირე მასშტაბის ინგრესია გვიან აქტივანიურში მოხდა. ამ დროს ზღვამ დაიკავა მხოლოდ მარსელიისა და მონპელიეს სანაპირო ზოლი. ბურდიგალური საუკუნის დასაწყისიდან ზღვა სწრაფად ვრცელდება საფრანგეთის ტერიტორიის სიღრმეში, ისე რომ, პლეციტური საუკუნეში მან მთლიანად დაუარა რონის აუზი და დასავლეთით საფრანგეთის ცენტრალური მასივის კალთებამდე მიიღწია. პერი-

¹ ფრანგ. Mollase – რბილი, მოშვებული, დასუსტებული. საეიასა და საფრანგეთის შვეიცარიაში ხალხურ სიტყვიერებაში ასე უწოდებენ ქარსთან და გლაუციონთან კარბონატულ ქვიშაქვებს. ქანი შედარებით რბილია, ადვილად იჭრება და ფართოდ იყენებენ სამშენებლო ჯად. გეოლოგებმა ამ ხალხურ ტერმინს უფრო მოკლებითი შინაარსი შესძინეს (იხ. გვ. 99. სქოლიო)

ალბური აუზის ის ნაწილი, რომელიც შევიცარიის ფარგლებშია, ზღვამ გვიან ბურდიგალურში დაიკავა. მანამდე კი, გვიანი ოლიგოცენიდან მოყოლებული, აქ მოლასები გარედებოდა — თავდაპირველად მტკნარი ლაგუნური აუზის ფაციესის ქანები ნიშანდობლივი მოლუსკური ფაუნისა და მწოვრების ნაშთებით. შემდეგ, აღმაველ ქრილში მათ მოსდევს ეწ. ლოზანის მოლასები — ფოთლების აღნაბეჭდებით მდიდარი, ტბიური თიხიანი ქვიშაქვები, რომელთა ასაკი გვიანოლიგოცენურად არის განსაზღვრული. მათზე განლაგებული ნალექები წარმოდგენილია ზღვიური მოლასებით — ორსაგდულიანების (*Cardium commune*, *Pecten subbenedictus* და სხვ.) ნაშთებით მდიდარი ქვიშაქვებით. ამრიგად, აქ აქტიური რეგრესიის შედეგად ნორმული ზღვიური სელიმენტაციის რეჟიმი მხოლოდ ბურდიგალურიდან მყარდება და პლეეცენურ საუკუნეშიც გრძელდება.

ბავარიისა და ავსტრიის დაბლობებზე მიოცენური მოლასების დიდი ნაწილი მეოთხეულის ალუვიური ნალექებით არის დაფარული, მაგრამ ის ფაქტობრივ მასალა, რაც გეოლოგებისთვის არის ხელმისაწვდომი, ნათელყოფს, რომ ეს ვრცელი დაბლობები მთლიანად ჰქონდა დაკავებული მიოცენურ ზღვას. ჩრდილოეთით ის შეარკვევად კალთებამდე და იურის მთების აღმოსავლურ დაბლობებამდე აღწევდა. ზღვა ვრცელდებოდა ჩებეთის მასივის მთისძირებამდე. მიოცენის დასაწყისში ნალექები აქაც ისეთივეა, როგორც შევიცარიის ბურდიგალური ასაკის მტკნარი წყლის მოლასები. შემდეგ, აღმაველ ქრილში, მტკნარი წყლის მოლასებს მოჰყვება ღრმა ზღვის ნალექები — ქარსიანი ცისფერი მერგელები, რომლებიც ღრმა აუზისთვის ნიშანდობლივი, უაღრესად თხელნიჟარიანი მოლუსკების ნაშთებს შეიცავენ (*Pecten denudatus*, *Solenomya dodderleini* და ნაუტლოიდების ერთი სახე — *Aturia aturi*). ამგვარ ქანებს ადგილობრივი (ზემო ავსტრიის) მოსახლეობა შლირს (*Schlier*) უწოდებს. ავსტრიელი გეოლოგები შლირის სახელით აღწერენ მკრეივ, არაქალაქური თიხიან-მერგელოვანი, მომწვანო-ნაცრისფერი და ბუჭი ნაცრისფერი შრეებიანი ქანების წყებებს, რომლებშიც, როგორც წესი, ქვიშაქვის თხელი შუაშრეებიც არის წარმოდგენილი, ზოგჯერ საკმაოდ მრავლად. როგორც ვარაუდობენ, შლირის ფაციესის ნალექების დაგროვება აუზის ცენტრალურ ნაწილში უფრო ადრე, გვიანი ბურდიგალურიდან დაიწყო.

პერიალბური აუზი ქ. ვენის მერიდიანამდე სამხრეთიდან ალპების რკალით იყო შემოსაზღვრული. ვენიდან აღმოსავლეთით კი ალპების ბარიერი აღარ არსებობდა — მის ჩრდილო-აღმოსავლურ გაგრძელებაზე წარმოქმნილი დადაბლება (უნაგირა) ერთიმეორისაგან თიშავდა ალპებსა და კარპატებს. ესაა ჩვენთვის უკვე ცნობილი ვენის აუზი — ახალგაზრდა, გარდიგარდმო ტექტონიკური დებრესია, რომელიც ალბური ნაოჭა სისტემის ფარგლებშია მოქცეული. მისი ჩრდილო-დასავლური სზღვარი ჩებეთის მასივის სამხრეთ-აღმოსავლურ კიდეზე მიუყვება. სამხრეთ-აღმოსავლეთიდან კი მის საზღვარს მცირე კარპატების, ჰაინბურგისა და ლაითას მთის მასივების ზოლი წარმოადგენს (სურ. 151). ამჟამად აუზის სამხრეთ-დასავლურ ნაწილს მდ. დუნაი კვეთს, დანარჩენი კი დუნაის მარცხენა შენაკადის — მდ. დიეს ქვემო დინებისა და მისი შენაკადების აუზის მნიშვნელოვან ნაწილს შეადგენს. ქ. ვენიდან ჩრდილოეთით, მდ. დუნაის მარცხენა მარეზე იწყება რთული ტექტონიკური სტრუქტურა — ეწ. ვაშბერგის ზონა, რომელიც ჩრდილო-აღმოსავლეთით მდ. დიეს ხეობამდე ვრცელდება. ვაშბერგის ზონა წარმოადგენს მიჯნას, რომლითაც ვენის აუზი ორად არის გაყოფილი. მისგან ჩრდილო-დასავლეთით არის გარეალბური აუზი რომელიც ალპების ტექტონიკური სტრუქტურის გარეთ მდებარეობს. ის უშუალოდ აგრძელებს პერიალბურ როფს, რომლისგანაც სანტ-პელტიენის რაიონში ჩებეთის ძველი მასივის შევრილით (ქიმით) არის გამოყოფილი. ვაშბერგის ზონიდან აღმოსავლეთ-სამხრეთ-აღმოსავლეთით ალპებსა და კარპატებს შორის არსებული დებრესია ვენის შიგაალბურ აუზს ეკავა.

ვენის აუზის ნეოგენური ნალექები ფაციესურად საკმაოდ მრავალფეროვანია. ამასთან წყებები მეტწილად აუშლელია, თითქმის პირიზონტულად განლაგებული (ვაშბერგის ზონის ზოგი მცირე ტექტონიკური დებრესიის გამოკლებით). ცვალებადი ფაციესები, ნალექების პირიზონტული განლაგება ვენის აუზის თანამედროვე ნაკლებად დანაწევრებული რელიეფის პირობებთან ერთად საკმაოდ ართულებს ნეოგენური ნალექების ქრილებზე დაკვირვებას, მათ დეტალურ სტრატეგრაფიულ დანაწილებას და კორელაციას არათუ მეზობელი, ან შორეული აუზების ნეოგენის ქრილებთან, არამეზობელ, თვით ვენის აუზის ფარგლებშიც კი. ერთი რამ სრულიად ნათელია — მიოცენური ნორმული ზღვა ვენის აუზში პერიალბური როფის გზით ვერ შემოვიდოდა. ვენის გა-

რეალურ აუზში ნორმული ზღვა იყო აქვიტანიურ საუკუნეშიც და უფრო გვიან — ბურდიგალურ-შიც. არ უნდა დაგვავიწყდეს, რომ ამ დროს ბავარიისა და ავსტრიის დაბლობებზე მტნარი წყლის მოლასები გროვდებოდა. დასავლეთიდან — ტეთისიდან წამოსული ტრანსგრესიული ზღვა აქამდე ჯერ კიდევ არ იყო მოსული. ამრიგად, ვენის გარეალურ აუზში ნორმული ზღვის გავრცელების მხოლოდ ერთი — აღმოსავლური, გზა რჩება. ვარაუდობენ, რომ ვენის გარეალურ აუზში ზღვა შემოვიდა კარპატების მთისწინა რაფიდან ნორმული ზღვის გარდიგარდმო ტრატის სახით, რომელიც მტრე კარპატების ჩრდილო-დასავლური კიდის გასწვრივ მდებარეობდა. ამრიგად, ვენის აუზი ადრე და შუა მიოცენში ნორმულ ზღვას უკავშირდებოდა არა პერიალური აუზის, არამედ კარპატების მთისწინა მოლასური რაფის მეშვეობით, რომელშიც, თავის მხრივ, გაშლილი ზღვის გავლენა აღმოსავლური ტეთისიდან, სავარაუდოდ, ორი სრუტით ვრცელდებოდა — ერთი ჰელენიდების, მეორე დინარიდების მხრიდან — დაკიური აუზის გაელით.

ზღვიური აქვიტანიური და ბურდიგალური მხოლოდ ვენის გარეალურ აუზშია წარმოდგენილი. ნალექები მარჩხი ზღვისაა — ქეიშიანი და ქეიშიან-კირქვიანი, ფაუნით საკმაოდ მდიდარი. პელეციურ საუკუნეში ზღვამ დაიკავა შიგაალური როფიც. აუზის ცენტრალურ ნაწილში ღრმა ზღვის ფაციესის ქანების, ჩვენთვის უკვე ცნობილი შლირის დაგროვება მიმდინარეობდა. აუზის პერიფერიებზე შლირის სინქრონული წყებები ლიგნიტის ფენებისა და მტნარი წყლის მოლუსკების ნაშთების შემცველი ქანებით არის წარმოდგენილი. ზღვიური ფაციესები გროვდება სერავალიურ და ტორტონულ საუკუნეებშიც — ტიპური ღრმა ზღვის ნალექები აუზის ცენტრალურ ნაწილში, ნიშნადობლივი მოლუსკების (*Ancillaria glandiformis* და სხვ.) ნაშთებით, ლათას მასივის სიხლოვეს კი — ლითონაშნიუმებითა და ბრიოზებით მდიდარი ზოოგენური კირქვები, რომლებშიც მრავლადაა აგრეთვე კარგად სკულპტირებული ორსაგდულაინები (სპონდილუსები, პეკტინიდები), აგრეთვე ზღვის ზღარბები.

გვიანი მიოცენიდან, ძირითადად მესინური საუკუნიდან (ზოგ რაფში ცოტა უფრო ადრეც ტორტონულიდან) იწყება დასავლური ხმელთაშუა ზღვის ნეოგენური ისტორიის მეორე სტადია, რომელიც შუამიოცენური ტრანსგრესიის მაქსიმუმს მოჰყვა. აუზებში სელიმენტაციური და ბიონომიური პირობების შეცვლა, კერძოდ, მკაფიოდ გამოხატული ემერსის ტენდენცია, დაკავშირებული იყო ტექტონიკურ მოძრაობებთან, რომელთა გააქტიურებასაც გვიან მიოცენში ჰქონდა ადგილი — ალპური ტექტონიკურ-მგებატური ციკლის კიდევ ერთი ძლიერი, ატიკური ფაზისის გამოვლინების პროცესში. ამ დროს მიმდინარეობს ალპების, კარპატებისა და ალპურ-ჰიმალაური ოროგენის დასავლური ნაწილის (ხმელთაშუა ზღვის ოლქის) და სხვა ალპიდების ინტენსიური ახვეების პროცესი, რასაც არაშეიათად თან ახლავს მასების ჰორიზონტული გადაადგილება, ხშირად საკმაოდ მასშტაბური. ბუნებრივია, ოროგენული მოძრაობების ამგვარ გააქტიურებასთან დაკავშირებული იყო შესამჩნევი პალეოგეოგრაფიული ცვლილებებიც, რაც თითოეული აუზის ბიონომიურ პირობებზეც აისახებოდა, პირველ რიგში წყლის მარილიანობაზე.

გვიან მიოცენში, დაახლოებით 9 მილიონი წლის წინ გააქტიურებული ტექტონიკური მოძრაობების ერთ-ერთი მნიშვნელოვანი შედეგი ხმელთაშუა ზღვის ოლქში — საუთარიუ ტეთისის აუზში მომხდარი მკვეთარი პალეოგეოგრაფიული და პალეოეოლოგიური ცვლილებები იყო იმდენად მკვეთარი, რომ ტეთისის ნეოგენური ისტორიის ამ სტადიას არაშეიათად „მესინურ კრიზისს“ უწოდებენ. კრიზისის ერთ-ერთი მიზეზი იყო ერთიანობის და სუბ-ბეტური მასივების ახვეება, რასაც, მოჰყვა იმ ორი სრუტის დახურვა, ტეთისის ატლანტურ ოკეანეთთან რომ დაკავშირებდა ემერსია განიცადა ერთიანობისა და სუბ-ბეტური სრუტეების მხოლოდ აღმოსავლურმა ნაწილებმა დასავლეთით კი, ატლანტური ოკეანის მხარეს, შემორჩა ორი მტრე უბე ნორმული ზღვიური სელიმენტაციით. თვით ტეთისი გადაიქცა უზარმაზარ, ღრმა ლაგუნად, რომელშიც სხელი და შშრალი ელიტის პირობებში, ინტრასიური აორსკლვების შედეგად ევაპორიტების დაგროვება დაიწყო ხმელთაშუა ზღვის აკვტორიაში და მიმდებარე ხმელეთის ტერიტორიაზე განხორციელებული ბერლვის (უპირავე ქაბურდლით) მასალაზე, რომ მთელი მესინური საუკუნის განმავლობაში (2 მლნ-მდე წელი) აუზში მრავალი ასეული მტრის სიმბლერის ევაპორიტები დაილექა ამასთან უბეტური

ფაქტია ისიც, რომ ხმელთაშუა ზღვაში (მესინური ლაგუნაში) წყლის დონე მსოფლიო ოკეანის დონეზე დაბალი იყო.

ემერსის ტენდენციის გაძლიერება გვიან მიოცენში მკაფიოდ ჩანს პერიალბურ აუზშიც. შვეიცარიისა და ბავარიის როფებში ეს პროცესი ტორტონული საუკუნიდან უკვე იგრძნობა. შვეიცარიის მთისწინა როფში ადრე და შუა მიოცენის განმავლობაში, როგორც გეპსლოვს, ნალექდაგროვება სუბაქვატური იყო — ჯერ ქვედა მტკნარი წყლის მოლასები გროვდებოდა, შემდეგ კი — ბურღი-გალურის ბოლოს და ჰელვეციურის დასაწყისში, დასავლეთიდან (ტეთისიდან) წამოსულმა ზღვამ აქამდე მოაღწია და ახლა უკვე ზღვიური მოლასების დაღეჭვა დაიწყო ტორტონულის ბოლოს ნეოგენის პრილში ზღვიური ფაციესები აღარ ჩანს. ემერსის ტენდენცია აქაც ელინდება და იწყება ზედა მტკნარი წყლის მოლასების დაგროვება. ალპებთან მიახლოების კვალად მოლასური ნალექები სულ უფრო და უფრო მსხვილმარცვლოვანი ხდება და ბოლოს მტკნარი აუზის მოლასებს დელტური ფაციესის დიდი სისქის ნალექები ეკლის. ალპებიდან მდინარეების მიერ ჩამოტანილი კლასტური მასალა მდინარეთა შესართავებში გროვდებოდა და წარმოიქმნებოდა კონგლომერატების მძალური წყებები, რომლებიც ალპების წინამთებში ამჟამად შეეულ კარნიზებს ქმნიან. გაშიშვლებების ზედაპირზე მტკიცედ შეცემენტებული ქანების ცემენტი ადვილად იფიტება და უფრო მდგრადი ქვარგვალები ლურსმნების თაეების შთაბეჭდილებას ტოვებენ. ამიტომ არის, რომ ადგილობრივი მოსახლეობა ამგვარ ქანებს ნაგელფლუს (Nagel — ლურსმანი, Fluß — კარნიზი, შეეული კედელი) უწოდებს.

მართალია, ბავარიისა და აესტრიის დაბლობებზე შუამიოცენური ზღვიური მოლასები, შვეიცარიის როფისაგან განსხვავებით, უფრო ღრმა ზღვის პირობებში გროვდებოდა (გავიხსენოთ შლორის ფაციესები), მაგრამ გვიანი მიოცენის ტექტონიკური მოძრაობების კვალი აქაც მკაფიოდ ჩანს — ტორტონულის შემდეგ აქაც ემერსიაა და ხმელთაშუა ზღვასთან კავშირის ეს გზა ვენის აუზისთვის საბოლოოდ არის დახურული. მიუხედავად ამისა, ვენის შიგაალბურ აუზში, როგორც უკვე ვიცით, ზღვიური ფაციესებით წარმოდგენილი არის ჰელვეციური. ზღვიური სელიმენტაცია სერავალიურ და ტორტონულ საუკუნეებშიც არ შეწყვეტილა. მაგრამ ამჟერად ნალექებში დატულ ფაუნაში ჩნდება აღმოსავლური ხმელთაშუა ზღვის ზედა მიოცენის მოლუსკური ფაუნისტური კომპლექსისთვის ისეთი ტიპური ფორმები, როგორიცაა *Pirinella pincta*, *P. disjuncta*, *Cerithium rubiginosum* — (პარატეთისის ზედა მიოცენში გავრცელებული ცერიითუმები), უფრო ახალგაზრდა — მიოცენური ნალექებიდან ცნობილი *Tapes gregaria*, *Trochus pinctus*, *Ervilia podolica* და სხვ. ეს ფაუნა ვენის შიგაალბურ აუზში მხოლოდ პარატეთისიდან შეიძლება გავრცელებულიყო მიოცენის ბოლოს — პლიოცენის დასაწყისისთვის ვენის შიგაალბური აუზი, რომელიც მანამდე ფართოდ იყო დაკავშირებული პანონური აუზთან, ფაქტურად ამ უკანასკნელის გაგრძელებას წარმოადგენდა ამჟერად, ის საბოლოოდ მოსწყდა დასავლური ხმელთაშუა ზღვის აუზს და ნეოგენის ბოლომდე დასავლური პარატეთისის ჩრდილო-დასავლურ ნაწილს შეადგენდა მანამდე, ეიდრე არ დასრულდა ვენის შიგაალბური როფის დაძირვის პროცესი. ზღვა ვენის აუზში ამიერიდან აღარ დაბრუნებულა თუმცა, სუბაქვატურ სელიმენტაციას პლიოცენშიც აქვს ადგილი — ნეოგენის პრილს იქ მტკნარი წყლის (ტიბიური) ქვიშების შრენარი აგვირგვინებს, რომელსაც პალუდინებიანი ქვიშაქვების წყებასაც უწოდებენ, რადგანაც ქანებში მრავლადაა მტკნარი წყლის მოლუსკების — პალუდინების ნაშთები. გამტკნარებულია პლიოცენში პანონური და დაციური აუზებიც. ორივე აუზის პლიოცენურ ფაუნისტურ კომპლექსს შეადგენენ უნიოები და დრეისენები. აქაც განსაკუთრებით მრავლადაა პალუდინები.

ამრიგად, ვენის აუზი ნეოგენის განმავლობაში წარმოადგენდა თავისებურ შუალედურ რგოლს დასავლურ ხმელთაშუა ზღვასა და პარატეთისის შორის. ამიტომაც, რომ ვენის აუზის ნეოგენური ნალექების ზუსტი კორელაცია ტეთისისა და პარატეთისის ნეოგენის პრილებთან საკმაოდ რთულია. ეს კარგად ჩანს ნუსტა №20-ზე, რომელზეც ნეოგენური სისტემის სტრატეგრაფიული დანაწილების სამი განსხვავებული სქემიდან ერთ-ერთი ვენის აუზის ნეოგენური ნალექების თავისებურებათა გათვალისწინებით არის შექმნილი.

დასავლური ხმელთაშუა ზღვის აუზის ნეოგენური ისტორიის მესამე სტადია განსაკუთრებული სიკბადით ტეთისის გეოლოგიური ისტორიის მსვლელობაში აისახა. დაახლოებით 7 მილიონი წლის

წინ დასრულდა „მესინური კრიზისი“ – აღსდგა ტეთისის კავშირი ატლანტურ ოკეანეთთან, თუმცა ამჟამად არა ძველი გზით, არამედ ჰიბრალტარის სრუტით, რომლის გახსნა ტექტონიკურმა პროცესებმა (დიზენქტიური დისლოკაციების სისტემის წარმოქმნამ) გამოიწვია. ამ გზით დაიწყო ატლანტური ოკეანიდან წყლის მოდიდება ხმელთაშუა ზღვაში და მისი დონის სწრაფი აწევა. თანდათანობით იკლო მარილიანობამ და ის საბოლოოდ ნორმულ ზღვიურ მაჩვენებელს გაუთანაბრა.

რაც შეეხება პერიალპურ, კარპატებისა და კავკასიონის მთისწინა რიფებს, აგრეთვე ზოგ მთათაშუა რიფს (იბერიკარპატების, ამიერკავკასიის და სხვ.), ევკელან იქ პლოცენის განმავლობაში ნალექდაგროვების ინტენსიური პროცესი მიმდინარეობს. რიფებში გროვდება მძლავრი (ცილომეტრების რიგის) კონტინენტური მოლასები – მდინარეებისა და ღვარების მიერ ჩამოტანილი მრავალფეროვანი მსხელი- და საშუალომარცვლოვანი კლასტური მასალა, ახალგაზრდა მთების ინტენსიური დენუდაციის პროდუქტები. კონტინენტური მოლასების აგებულებაში განსაკუთრებით დიდია კონგლომერატების (ნაგელფულს) ხედრითი წილი. კონტინენტური მოლასების დაგროვება მიმდინარეობს ალმოსავლური პარატეთისის დახურვის შედეგად დანაოქებულ-აზვევებული მთათა სისტემების ფარგლებშიც – ზაგროსის, კაპეტდალის, პამირის, პინდუსის, ყარაყორუმის, ჰიმალაების და მრავალ სხვა რიფში.

საგანგებოდ უნდა შეეჩერდეთ ალმოსავლური პარატეთისის ნეოგენური ნალექების დახასიათებაზე. ნუსხა №20-ზე, რომელზეც ნეოგენური სისტემის სტრატეგრაფიული დანაწილების ერთიმეორისაგან გასხვავებული სამი ვარიანტია მოცემული, ნათლად ჩანს რამდენად განსხვავებულა ალმოსავლური პარატეთისის ნეოგენში გამოყოფილი სტრატეგრაფიული ერთეულების, განსაკუთრებით სართულების, არა მარტო ნომენკლატურა, არამედ თითოეული მათგანის მოცულობა და საზღვრები. ბუნებრივია, ამგვარი განსხვავების მიზეზი პარატეთისის ნეოგენური ევოლუციის სპეციფიკაა. ალმოსავლური პარატეთისის ნეოგენური ისტორიის მოკლე მიმოხილვაც კი თვალნათლივ დაგვანახებს, რომ ტექტონიკური მოძრაობები, რომელთაც გვიან შესამეულში ჰქონდათ ადგილი, ამ უზარმაზარი აუზის სხვადასხვა უბანზე თავისებურად აისახა ჰიდროლოგიური რეჟიმის ცვალებადობასა და, შესაბამისად, ფაუნისტური კომპლექსების მონაცელოზაზე. ამის გამო იყო, რომ ისტორიულად, იმთავითვე, ნათელი გახდა პარატეთისის ნეოგენური ნალექების სტრატეგრაფიული დანაწილების რეგიონალური სქემის შექმნის აუცილებლობა. მე-19 საუკუნის ბოლოს მე-20 საუკუნის დასაწყისში, ფაქტურად, უკვე არსებობდა ამგვარი სქემის მკვიდრი საფუძველი, რომლის შექმნაში განსაკუთრებული ღვაწლი რუსი მეცნიერის ნ. ანდრუსოვის სახელთანაა დაკავშირებული. ალმოსავლური ევროპის სამხრეთში – უკრაინიდან და მოლდავეთიდან უსტურტამდე გადაქიმულ უზარმაზარ ტერიტორიაზე განვითარებული ნეოგენური ნალექების მრავალზონივი კვლევით (ლითოლოგიური, პალეოგეოგრაფიული, პალეოეკოლოგიური, პალეობიოლოგიური) მოპოვებულ ემპირიკურ ფაქტობრივ მასალაზე დაყრდნობით, ნ. ანდრუსოვმა შექმნა ნეოგენის სტრატეგრაფიული დანაწილების სქემა. მის მიერ გასული საუკუნის დასაწყისში გამოყოფილი შეიდი სართული (თარხნული, ჩოკრაკული, კარაგანული, კონკური, მეოტური, კიმერიული და აღჩაგული) ალმოსავლური პარატეთისის ნეოგენისთვის ამჟამად მიღებულ სტრატეგრაფიულ სქემაშია შეტანილი (იხ. ნუსხა №20).

მართალია, პარატეთისის ისტორიას გეოლოგები, როგორც წესი, ადრე ნეოგენიდან იწყებენ, მაგრამ ამ უზარმაზარ ლაგუნის ჩამოყალიბება, უდავოდ, ოლიგოცენიდან დაიწყო. ამ დროიდან – ადრე ოლიგოცენიდან, ალმოსავლური ევროპის სამხრეთში, აგრეთვე ამიერკავკასიასა და კასპიურსაგან მხარეში უკვე არსებობდა ვრცელი, ნახევრად ჩაკეტილი, გოგირდ-წყალბადით მოწამლული აუზი, რომელშიც მთელი ოლიგოცენური ეპოქისა და ადრე მიოცენის განმავლობაში გროვდებოდა ნალექების მძლავრი (2000 მ და მეტ) კომპლექსი – ე.წ. მაიკოპური სერი. მაიკოპური სერიის სპეციფიკური ფაციესური ნიშნები, როგორც სელიმენტოლოგიური, ისე პალეონტოლოგიური, ეკვს არ ტოვებს, რომ ნალექდაგროვება მიმდინარეობდა მოწამლულ, ღრმა ლაგუნაში. აუზის მოწამლულობის უტყუარი ინდიკატორია ქანებში დატული სპეციფიკური ფაუნისტური კომპლექსი, რომლის შემადგენლობაში არ არის ფსკერის ბინადართა ნაშთები, მართალია, მცირე რაოდენობით, მაგრამ მეტწილად ნექტონია (თევზები, ან მათი ქერცლები) მაკროფაუნაიდან წარმოდგენილი. იმის გამო, რომ ქანები, მეტ შემთხვევაში, არაკარბონატულია, მწირია პლანქტონური ფორამინიფერების

ფაუნა და ნანოპლანქტონი. ამრიგად, ჯერ კიდევ ნეოგენამდე, შემდეგ კი ადრე მიოცენში ეს ვრცელი აუზი წარმოადგენდა მოწამლულ ლაგუნას, რომელსაც მხოლოდ სუსტი კავშირი ჰქონდა გაშლილ ზღვასთან.

შუა მიოცენში აღმოსავლური პარატეთისის აუზი გაფართოვდა – მან უფრო ვრცელი ტერიტორია დაეფარა აღმოსავლური ვეროპის სამხრეთში, აღმოსავლეთით კი თურანის დაბლობამდე მი-აღწია. ამ დროს უფრო თავისუფალი კავშირი დამყარდა ტეთისთან და ამიტომ აუზის დასავლურ ნაწილში მარილიანობა ნორმული ზღვის მარილიანობის დონეს გაუტოლდა. პარატეთისის აღმოსავლური ნაწილი კი შუა მიოცენში ძლიერ გამტენარებულ აუზს წარმოადგენდა.

გვიანი მიოცენის დასაწყისში ებერსის ტენდენციამ, რომლის შესახებ ზემოთ ვისაუბრეთ, აღმოსავლურ პარატეთისშიც იჩინა თავი. გაეიხსენოთ, რომ ამ დროს ჩაკეტილ, მარილიან ლაგუნად გადაიქცა ტეთისი. პარატეთისმა, რომელიც იმთავითვე მოწყვეტილი იყო ბოროული (ჩრდილოური) ზღვებისაგან, ამჯერად ხმელთაშუა ზღვასთანაც დაკარგა კავშირი – ტექტონიკური მოძრაობების მორიგი გააქტიურების შედეგად ჩაიკეტა ბალკანებსა და ჰელენიდებზე გაშავალი სრუტეები, რომლებიც მას გაშლილ ზღვასთან აკავშირებდნენ. ამრიგად, პარატეთისი გადაიქცა უზარმაზარ ჩაკეტილ აუზად სელიმანტაქიისა და ფაუნისტური კომპლექსების ტაქსონომიური დიფერენციაციის სრულიად ავტონომიური რეჟიმით. აქედან მოყოლებული აუზის ფართობი თანდათან მცირდება – ფრანგი სელიმენტოლოგის შ. პომეროლის სიტყვებით რომ ვთქვათ, ის „თანდათან პატარავდება შაგრანის ტყავივით“. ისე რომ მეოთხეულის დასაწყისისთვის ოდესღაც უზარმაზარი ლაგუნისაგან ერთიმეორისაგან სრულიად იზოლირებული ოთხი ტბაღა დაჩაზა: ბალატონისა უნგრეთში – პანონური აუზის ის მცირე ნაწილი, რაც დაშრობას გადაურჩა, ევკსინური აუზის ნაშთი – შავი ზღვა, რომელიც ხმელეთის ტყეობიდან მეოთხეულის დასაწყისში წარმოქმნილმა რღვევებმა ნაწილობრივ მანც იხსნა, და პარატეთისის კიდევ ორი მემკვიდრე – კასპიისა და არალის ჩაკეტილი აუზები, ტიპური ტბები, რომლებმაც მათი დიდი ფართობის გამო ზღვის ტიტული დაიმსახურეს (თუმცა, არალის ზღვას, რომლის ფართობი თანდათან იკლებს, ტბის რანგში ჩამოკვეთების რეალური საფრთხე ემუქრება). კასპიისა და შავი ზღვის პალეოგეოგრაფია და პალეოეკოლოგია შემდგომაც – მეოთხეული პერიოდის განმავლობაში არაერთხელ შეიცვალა. ამის თაობაზე მეოთხეული სისტემისადმი მიძღვნილ ნაკვეთში უფრო დეტალურად ვისაუბრებთ.

მ ა გ მ ა ტ უ რ ი პ რ ო ც ე ს ე ბ ი . ოროგენეტიკული ფაზისების გამოვლინებას, რომელთა შესახებ ჩვენ უკვე ვისაუბრეთ, როცა ალპურ ტექტონიკურ-მაგმატიურ ციკლს ვეცნობოდით, ისევე როგორც პალეოგენში, ნეოგენშიც თან ახლდა ეულკანური პროცესების გააქტიურება, ხშირ შემთხვევაში საკმაოდ ძლიერი. მძლავრი ეულკანური ამოფრქვევები დაკავშირებულია როგორც ახალგაზრდა მთათა სისტემებთან, ისე კუნძულთა რკალებთან, რიფტულ სისტემებთან, მთათაშუა მასივებთან და ძველ კრისტალურ ტექტონებთანაც კი. ეულკანიზმის გააქტიურება აღინიშნება ყველა კონტინენტზე, აგრეთვე ოკეანეების აქტიური სარტყლების გასწვრივ.

ხმელთაშუა ზღვის სარტყელში ნეოგენური ეულკანური ამოფრქვევები საკმაოდ ძლიერი იყო აზინებში, დინარიდებში, ჰელენიდებსა და კავკასიაში, თურქეთის ტერიტორიაზე, ზაგრაისის ქედზე (სამხრეთ-დასავლურ ირანში). ნეოგენურია იალბუზის და ყაზბეგის ჭგუფის ეულკანური ლაგები კავკასიონზე, ეულკანი ეტნა კ. სიცილიაზე და ა.შ. ნეოგენში ძლიერ ეულკანურ ამოფრქვევებს ადგილი ჰქონდა საფრანგეთის ცენტრული პლატოს ტერიტორიაზე იქ ჯერ ოლიგოცენში აღინიშნა ეულკანიზმის გააქტიურება. შემდეგ უკვე ადრე პლიოცენში კვლავ განახლდა ამოფრქვევები – ლავური განფენები განლაგებულია დანაღვე ქანებზე, რომელთა პონტური ასაკი პალეონტოლოგიური მასალით არის დადგენილი. ცნობილი კანტალის მასივის პლიოცენური ლაგებისა და ტუფების სისქე 1000 მ-ს აღწევს. ძლიერი ამოფრქვევები იყო გვიანი პლიოცენის განმავლობაშიც. ამ დროს, როგორც ფრანგი გეოლოგები ვარაუდობენ, ბაზალტური ლაგები მრავალი ამომყვანი ყელიდან ამოფრქვევდა.

ეულკანური აქტიუობა დაკავშირებული იყო კიბლაების სისტემასთან. აქ განსაკუთრებით აღსანიშნავია ინტრუზიული მაგმატიზმის ძლიერი გამოვლინება და გრანიტოიდული ბათოლიტების შემოქრა. მძლავრ ამოფრქვევებს ჰქონდა ადგილი ჩრდილო ამერიკის კორდილიერებში. ადრე და შუა

მიოცენში ბრიტანეთის კოლუმბიის ტერიტორიაზე ანდეზიტებისა და ბაზალტების 1700 მ-მდე სისქის ლავურმა ნაკადებმა 500 ათასი კმ² ტერიტორია დაფარეს. ნეოგენური ვულკანური აქტივობა აღინიშნება მექსიკის ტერიტორიაზეც. ძლიერი ამოფრქვევებია გვიან მესამეულში ანდებშიც, განსაკუთრებით ჩადილა ნაწილში. ამოფრქვევებს ადგილი ჰქონდა ავსტრალიის კონტინენტის სამხრეთ-აღმოსავლურ ნაწილში და ანტარქტიდაში. ნეოგენური ვულკანიზმი ინტენსიური იყო ალპებების, კურილის, იაპონიის, ფილიპინების, ინდონეზიის კუნძულებზე და ა.შ.

აფრიკის კონტინენტზე ინტენსიური ვულკანური ამოფრქვევები დაკავშირებულია რიფტულ სისტემასთან – ოლიგოცენში დაწყებული ვულკანური აქტივობა აქ ნეოგენშიც გრძელდებოდა.

ნეოგენური პერიოდის ჰავა. ნეოგენური პერიოდის კლიმატის თაობაზე საიმედოდ დოკუმენტირებული მსგელობისათვის გეოლოგიას შეუდარებლად უფრო მეტი ფაქტობრივი მასალა მოეპოვება, ვიდრე ადრე მესამეულის, მითუმეტეს მეზოზოურის პერიოდების კლიმატის შესახებ. მიოცენური და პლიოცენური ეპოქების განმავლობაში კონტინენტებზე დაგროვილი ნალექების უდიდესი ნაწილი დენუდაციური პროცესებით განადგურებას გადაურჩა ქანებში განამარხებულ ხმელეთის მცენარეულობისა და ხერხემლიანთა მრავალრიცხოვანი ნაშთებითურთ. სწორედ ისინი აწვდიან მდიდარ, საკმაოდ ზუსტ ინფორმაციას გეოლოგებს იმდროინდელი კლიმატური სარტყლებისა და პალეობიოგეოგრაფიული პროვინციების საზღვრების სიერცესა და დროში ცვალებადობის შესახებ. ამავე თვალსაზრისით, არანაკლებ საყურადღებოა ეპიკონტინენტურ აუზებში, ლავუნებსა თუ ტბებში დაგროვილი ქანების ისეთი სპეციფიკური ფაციესური ნიშნები, როგორცაა ევაორიტების როლი ნალექების ჭრილში, ნახშირის ფენების შემცველობა, ნორმული ეპიკონტინენტური ზღვების ნალექებში კარბონატების (ოალითური, რიფოგენული, ფორამინიფერებიანი კირქვების) არსებობა და ხედრითი წილი, მოლუსკების ნივარების სისქე და ა.შ. ამგვარი მასალის შესწავლით, პალეოკლიმატის მკვლევარები ასაბუთებენ, რომ მიოცენური ეპოქის დასაწყისიდან დედამიწაზე მნიშვნელოვანი ცვლილებები აღინიშნება. კონტინენტების ტერიტორიის უდიდესი ნაწილის ხმელეთად გადაქცევამ და აცივების უწყვეტმა პროცესმა, რასაც პლანეტარული მასშტაბი ჰქონდა, მკაფიო ასახვა ჰპოვა ჩვენ პლანეტაზე კლიმატური ზონების განაწილების საერთო ქარგაზე. ეპიკონტინენტური ზღვების ფართობის შემცირებამ კლიმატი უფრო მეტად კონტინენტური გახადა, სეზონური ტემპერატურული მჩვენებლები კი – უფრო კონტრასტული. მიოცენის განმავლობაში თანდათან ვიწროვდებოდა ტროპიკული სარტყელი – მისი საზღვრები სულ უფრო და უფრო უახლოვდებოდა ეკვატორს. მათი, ამ საზღვრების, დადგენა ეწყობა ერთის მხრივ ორგანული სამყაროს თავისებურებებს (რიფისშენებელი ორგანიზმების, ორბიტოიდილების, სქელნიფარიანი მოლუსკების არსებობისა და გეოგრაფიული გავრცელების ფაქტებს), ხმელეთზე სითბოსმოყვარული ფაუნისტური და ფლორისტული კომპლექსების გავრცელების თაობაზე არსებულ მონაცემებს. ამას ემატება პალეოტემპერატურების დადგენის სპეციფიკური მეთოდებით წარმოებული კვლევის მონაცემები¹. ამ გზით დადგენილია, რომ მიოცენური ეპოქის მარჩბ აუზებში მოლუსკური ფაუნის საცხოვრებელი გარემოს ტემპერატურა +20⁰-ზე დაბალი არ იყო. თვით ტროპიკული სარტყელის ფარგლებში ხმელეთზე გაიჩნევა, როგორც ნესტიანი, ისე არიდული კლიმატური ოლქები, აგრეთვე ზომიერად ნოტიო პროვინციები. არიდულ ოლქებში ევაორიტები, ვოლური ქვიშები და თაბაშირით მდიდარი წითელი ფერის ქანები გროვდებოდა. ზომიერად ნოტიო ჰავის პირობებზე მიუთითებს მიოცენის ჭრილებში წითელი ფერის გამოფიტვის ქერქისა და დიდი სისქის ლატერიტული ქანების არსებობა ცენტრალური და სამხრეთ ამერიკის, აფრიკისა და ავსტრალიის ჩრდილოეთ ტერიტორიაზე.

მოლუსკების მიმართულებით იცვლება როგორც მცენარეულობა, ისე ნალექდაგროვების პირობები. ფლორისა და ფაუნის შემადგენლობაში ჩნდება სიცივის მოყვარული ფორმები, აგრეთვე ისეთი სახეები, რომლებიც კარგად გვუყვებიან სითბო-სიცივის მონაცელობას. მცენარეული საფარის

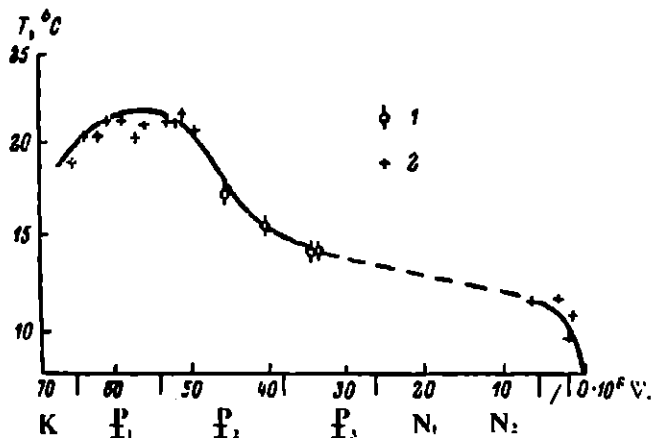
¹ პალეოტემპერატურული რეჟიმის დადგენისათვის სპეციალისტები წარმატებით იყენებენ ორგანიზმულ კალციტში არსებული ფანგბადის იზოტოპების რაოდენობრივი ანალიზის მეთოდს. ამას გარდა, დადგენილია პალეოტემპერატურული შეკლა სხვადასხვა ჭვლევის ორგანიზმების კარბონატული ნივარის შედგენილობაში Ca/Mg შეფარდების ცვალებადობის გეოგრაფიული განიხილვა და აუზის სიღრმის ცვლის კვლად. განსაზღვრა წარმოებს როგორც ტიპური ანალიზის, ისე რენტგენომეტრიის გზით.

შემადგენლობაში მარადმწვანე და ფართოფოთლოვანი, სითბოსმოყვარული ფორმების ნაცვლად ჩნდება შერეული ფლორისტული კომპლექსი – წიწვიანების გვერდით აქ უკვე მნიშვნელოვანია ფოთოლცვენია მცენარეთა ხეჯდრითი წილი.

მიოცენის განმავლობაში ტემპერატურული რეჟიმი რამდენადმე მაინც ცვალებადი იყო. ოპტიმალური (თბილი) კლიმატური პირობები დამყარდა შუა მიოცენში, მაგრამ მხოლოდ მცირე დროის განმავლობაში. მალე კვლავ განახლდა აცივების პროცესი, რაც უპირველესად პოლარულ და ზომიერ განედებზე გამოვიწინა – საგრძობლად გაფართოვდა ყინულის საფარი ანტარქტიდაზე. ჩრდილო ნახევარსფეროს კონტინენტებზე კი მთის მყინვარები გაჩნდა. მიოცენის დასასრულისთვის ტემპერატურამ საგრძობლად დაიწია – იანერის საშუალო ტემპერატურა – 10° -დან – 12° -მდე იყო, ივლისისა $+16 - +18^{\circ}\text{C}$.

აცივება გავრძელდა პლიოცენურ ეპოქაშიც. გვიან პლიოცენში აცივების შედეგად ზომიერი სარტყლის ზღვებისა და ხმელეთის ბიოტიდან გაჭრა სითბოსმოყვარული ფლორისა და ფაუნის ელემენტები. წიწვიან-ფართოფოთლიანი ტყეების ადგილი წიწვიან-უიწროფოთლიანმა მცენარეულობამ დაიკავა. სამხრეთ ნაწილში გაფართოვდა სტეპების ლანდშაფტური ზონა, ჩრდილო ზოლში კი ტაიგა ტყე-ტუნდრამ შეეცალა. პლიოცენის დასასრულისთვის თითქმის მთელი ანტარქტიდა ყინულის სქელი ფენით იყო დაფარული. მთის მყინვარები გაჩნდა არგენტინის სამხრეთში. ჩრდილო ნახევარსფეროში, პირველი მყინვარები გაჩნდა ისლანდიაში. ცოტა უფრო ადრე – დაახლოებით 4 მლნ წლის წინ, ყინულოვანი საფარის პირველი ჩანასახი ყალიბდება ჩრდილო პოლუსის სიახლოვეს.

ამრიგად, აცივება, რომელსაც ცარტული პერიოდის დასასრულს ჰქონდა ადგილი, კანონზოთრის დასაწყისიდან კვლავ დათბობა მოჰყვა. დათბობის პროცესის მაქსიმუმში პლეოცენის ბოლოს აღინიშნება შემდეგ კვლავ იწყება აცივება, რომლის საბოლოო, მაქსიმალური გამოვიწინება პლეისტოცენის დიდი გამყინვარება იყო. სურ. 152-ზე კარგად ჩანს უკანასკნელი 70 მლნ წლის განმავლობაში ზღვების წყლის ზედა ფენაში პალეოტემპერატურების ცვლის კანონზომიერი სურათი. გრაფიკი შედგენილია წყნარი ოკეანის ჩრდილო-დასავლურ ნაწილში „გლომარ-ჩილენჯერის“ მიერ ღრმა ოკეანური ბურღის დროს ორი კაბურღილიდან მოპოვებულ ქვიერ მასალაში ფანგბადის იზოტოპების კვლევის შედეგების გათვალისწინებით.



სურ. 152. კანონზოთრის განმავლობაში პალეოტემპერატურების ცვალებადობის გრაფიკი წყნარი ოკეანის ჩრდილო-დასავლურ ნაწილში (ა. ლოსიუნის მიხედვით, 1974; ა. მონინიდან, 1977). 1 – კაბურღილი N44, ჩრდილო განედის 19° ; 2 – კაბურღილი N47, ჩრდილო განედის 32° .

მეოთხეული სისტემა

კინოზოოურისადმი მიძღვნილი ნაკვეთის დასაწყისში ჩვენ მხოლოდ ზოგადად შევხებთ დედამიწის ქერქის ხანგრძლივი გეოლოგიური ისტორიის ბოლო, ყველა დანარჩენ პერიოდზე ბევრად უფრო ხანმოკლე მონაკვეთის — მეოთხეულის განმავლობაში დაგროვილი ნალექების დამოუკიდებელი სისტემის სტატუსით გამოყოფის სამართლიანობის არგუმენტებს. მიუხედავად იმისა, რომ მეოთხეულს ხანგრძლივობით ცარცულის, იურულის თუ სხვა პერიოდების შემადგენლობაში გამოყოფილი არაერთი უმცირესი გეოქრონოლოგიური ერთეული — ფაზაც კი აღემატება, ის მაინც იმსახურებს დამოუკიდებელ პერიოდად (სისტემად) გამოყოფას. ამჭერად უფრო ლიტურად გავეცნობით მეოთხეული სისტემის ფაქტებს სპეციფიკას, სტრატиграფიული კლავის სრულად განსხვავებულ მეთოდებს და სტრატиграფიული დანაწილების კრიტერიუმებს და დაეინახავთ რამდენად მართებულა ჩვენი პლანეტის გეოლოგიური ისტორიის ამ ხანმოკლე მონაკვეთის პერიოდის, ხოლო ნალექების ძალზე მცირე სისქის კომპლექსების — სისტემის რანგში აღიარება. თანეროზოულს დანარჩენი სისტემისაგან მეოთხეული სისტემის განსხვავება იმდენად არსებითია, რომ უკვე დიდი ხანია გეოლოგთა გამოყოფა საგანგებო მენიფერული დისკიპლინა -- მეოთხეულის გეოლოგია, რომელიც კლავის სპეციფიკური მეთოდებით აწარმოებს მხოლოდ მეთისეული სისტემისთვის ნიშანდობლივი პრობლემების კლავს.

მეოთხეული სისტემის გამოყოფა. მესამეულზე ახალგაზრდა ნალექების დამოუკიდებელ, მეოთხეულ სისტემად გამოყოფას, ჩვეულებრივ, ფრანგი მეცნიერი ე. დენუაიეს დასახურებდა მიიწინევერ. ფაქტიურად, სწორედ მან, 1825 წელს წამოაყენა წინადადება მესამეულზე ახალგაზრდა ნალექების მეოთხეულის სახელით გაერთიანების თაობაზე. მოგვიანებით, 1829 წელს გამოქვეყნებულ ნაშრომში, ე. დენუაიე შეეყვანა დაქაბუთებინა ცარცის შემდგომი ნალექების ორ, ერთნაირ რანგის სტრატиграფიულ ერთეულად განაწილების მათიებულობა. ბდ. სენის აუზის მესამეული ნალექები — ე.ი. საკუთრივ პარიზის აუზის პალეოგენი და ქვედა მიოცენი. აეტორმა მესამეულში დატოვა, უფრო ახალგაზრდა წარმონაქმნები კი „მეოთხეული ნალექების“ სახელწოდებით გაერთიანა. ამრიგად, ე. დენუაიეს „მეოთხეულში“ აღმოჩნდა ისეთი მეოთხეული (თანამედროვე გაგებით), პლიოცენი მთლიანად და კიდევ ზედა და შუა (ნაწილობრივ) მიოცენი. ისე რომ, გეოლოგიური დროის შეაღაზე ე. დენუაიეს „მეოთხეულის“ და მესამეულის მიჯნა მეოთხეული პერიოდის ქვედა ასაკობრივი საზღვრის ნიშნულის ნებისმიერ თანამედროვე ვარიანტზე (0,7; 2; 3,3 მლნ წ.) ბევრად უფრო დაბალ დონეზე ხედება. მისი ხანგრძლივობა — სულ ცოტა 10-12 მლნ წელი გამოდის და 5-ჯერ მაინც აღემატება საერთაშორისო გეოლოგიური კონგრესისა და მეოთხეულის კლავის საერთაშორისო ასოციაციის მიერ დადგენილ 2 მლნ წელს.

ე. დენუაიეს შეედომა სულ მალე, დაახლოებით ერთი წლის შემდეგ (1830 წ.), მისი თანამებამეღემ მარსელ დე სერრემ (Marcel de Serre) გამოასწორა, რომელმაც მეოთხეულის მოცულობა დილუვიუმის მოცულობამდე შეამცუა. ხოლო, რაც შეეხება თვით დილუვიუმს, ამ ტერმინის აეტორი გერმანელი სასულიერო პირი — ლირსი მამ ვ. ბაკლანდი არის (W. Backlund). 1822 წელს ასე უწოდდა მან თანამედროვე შლამისა და ტორფნარით დაფარულ რიყნარს, რომელიც თავდაპირველად ბიბლიოური წარღვნის პროდუქტად მიჩნდა, მოგვიანებით კი აღიარა ამ ნალექების მყინვარული წარმოშობა. დილუვიუმზე ახალგაზრდა, წარღვნის შემდეგ დაგროვილი ნალექები ვ. ბაკლანდმა ალუვიუმის სახელით გაერთიანა.

ე. დენუაიეს კიდევ ერთი შეედომა იმაში მდგომარეობდა, რომ ის მეოთხეულ სისტემას არღუიონს პირველელის, მეორეულის და მესამეულის (ანუ პალეოზოურის, მეზოზოურისა და კინო-

¹ თუმცა, ზოგი მკვლევარი მე-20 სთს მერე ნახევარზე კი ემაჯემ აყენებს მეოთხეულის ასეთ მღალი სტატუსის სამართლიანობას. მაგალითად, რუსმა მეცნიერმა ვ. ზუბოკოვმა (1971) მეოთხეული პერიოდის ნაცვლად „უბალსი ეტაში“ მიიჩნია უფრო შესატყვის სახელწოდებდა, მაგრამ ამ გაურკვეველმა რანგმა აღიარება ვერ მყოვა.

² სხვათაშორის, ბაკლანდი იმასაც მიუთითებდა, რომ დილუვიუმშია დაკული პირველი ადამიანების ნაშთები. იმ დროს, დათარიღების ზუსტი მეთოდების არ არსებობის პირობებში, ასეთი ამკარად მღდარი დასკვნა ემეზობტანდა იყო მიღებელი.

ზოურის) რანგის ერთეულად მიიჩნევა ამრიგად, ე. დენუაის პრიორიტეტი მეოთხეული სისტემის გამოყოფის ისტორიაში მხოლოდ ნომენკლატურით თუ შემოიფარგლება.

მხოლოდ მცირედ თუ განსხვავდება ჩ. ლაიელის მიერ 1839 წელს პლეისტოცენის სახელწოდებით გაერთიანებული პოსტპლიოცენური ნალექების სტრატиграფიული და ასაკობრივი დიაპაზონი მეოთხეული სისტემის ამჟამად მრავალმხრივ არგუმენტირებული, საერთაშორისო მასშტაბით (რუსეთის გარდა) აღიარებული მოცულობისგან. პლეისტოცენის გამოყოფას ჩ. ლაიელმა ამჟრადაც ზღვის მოლუსკური ფაუნის შემადგენლობაში თანამდროვე და გადაშენებულ სახეთა პროცენტული შეფარდება დაუდო საფუძვლად. მისი გამოანგარიშებით, პლეისტოცენში თანამდროვე სახეთა ხვედრითი წილი 90%-ს შეადგენს და მხოლოდ 10% თუ მოდის იმ ფორმებზე, რომლებიც თანამდროვე ზღვებში აღარ ბინადრობენ. საყურადღებოა, რომ ჩ. ლაიელმა ამ კრიტერიუმის გათვალისწინებით პლეისტოცენში მოაქცია იტალიის ტერიტორიაზე, აპენინის ნახევარკუნძულის ჩრდილო-დასავლურ ნაწილში განვითარებული კალაბრიული ნალექები. ამჟამად სწორედ კალაბრიულის საგები (1,9 მლნ. წ.) არის მიჩნეული ყველაზე უფრო მკაფიო, არგუმენტირებულ მიჯნად ნეოგენსა და მეოთხეულს შორის.

საბოლოოდ მინც მესამეულის შემდგომი პერიოდის (სისტემის) სახელწოდებად მეოთხეული დამკვიდრდა. თუმცა, როგორც მეოთხეულის სინონიმი ზოგჯერ ანთროპოცენული გაიხილვებოდა, განსაკუთრებით რუსულენოვან გეოლოგიურ ლიტერატურაში. ტერმინის ავტორია რუსი მეცნიერი ა. პავლოვი, რომელმაც 1919 წელს მესამეულის შემდგომი პერიოდისთვის ადამიანის წარმოშობის ფაქტის განსაკუთრებული მნიშვნელობის ხაზგასმისათვის მას ანთროპოცენული¹ უწოდა. რუსეთში ამჟამადაც ოფიციალურად ორივე ტერმინი – მეოთხეული და ანთროპოცენული, სინონიმებად არის აღიარებული.

მეოთხეული სისტემის საზღვრები. უკლებლივ ყველა სხვა დანარჩენი პერიოდის საზღვრებისაგან განსხვავებით, ადამიანს ხელეწიფება თუნდაც წამის სიზუსტით განსაზღვროს მეოთხეული პერიოდის ზედა საზღვარი – მას ხომ დღელამეში 24 საათი, ანუ 86.400 წამი ემატება. და მინც, ვერავინ იწინასწარმეტყველებს როდის დასრულდება მეოთხეული. მხოლოდ ერთი რამ ძალუძს ადამიანს – ისუჯოს, რომ კანონზოური ერა აზოურმა არ შეეცალოს, გამოიჩინოს გონიერება და არ დაუშვას საბედისწერა შეცდომა.

რაც შეეხება მეოთხეულის ქვედა საზღვარს, ის დღემდე არ არის ერთნიშნად დადგენილი. ნეოგენისა და მეოთხეულის გამოქვანასთან დაკავშირებულ ზოგ პრობლემას ჩვენ უკვე გავეცანით ნეოგენური სისტემისადმი მიძღვნილ ნაკვეთში. ამ ორ სისტემას შორის საზღვრის დადგენის ერთნიშნად აღიარებული კრიტერიუმების თაობაზე საბოლოო შეთანხმება სარეგიონთაშორისო დონეზე დღემდე მიღწეული არ არის. მართალია, გასული საუკუნის ოცდაათიანი წლებიდან მოყოლებული პრობლემის გადაჭრის გზების ძიებას რამდენიმე საერთაშორისო ორგანიზაციის (საერთაშორისო გეოლოგიური კონგრესის, მეოთხეულის კვლევის საერთაშორისო ასოციაციის და სხვ.) არაერთი სესია, სიმპოზიუმი, თუ საგანგებო პროექტები მიეძღვნა, მაგრამ ამჟამადაც მეოთხეული სისტემის ქვედა საზღვრის რამდენიმე რეგიონული ვარიანტი მოქმედებს. მათგან ყველაზე პოპულარული სამია: ა. რუსეთში ოფიციალურად არის აღიარებული საბჭოთა კავშირის საუწყებოთაშორისო სტრატиграფიული კომიტეტის მიერ 1963 წლიდან დაკანონებული 0,7 მლნ წლის მიჯნა; ბ. მეოთხეული სისტემის ქვედა საზღვრის მეორე ვარიანტი ემყარება რამდენიმე საკმაოდ დამჭერებელ, მკაფიო არგუმენტს: დასავლურ ევროპაში კალაბრიული სართულის ნალექებში არქტიკული იმიგრანტების – მოლუსკებისა და ბენტონური მიკროფორმინიფერების არსებობის ფაქტს, მეოთხეული ასაკის ოკეანურ ნალექებში ფართოდ გავრცელებული *Globorotalia truncatulinoides*-ის გამოჩენას, ოლდუვის (რიყის ქვის) კულტურის ხანის დასაწყისს და ზოგ სხვას. სწორედ ეს დონე, როგორც ვიცით, საერთაშორისო გეოლოგიურმა კონგრესმა და INQUA-მაც ოფიციალურად აღიარეს მეოთხეულის ქვედა საზღვრად; გ. მკვლევართა გარკვეულ ჯგუფს კიდევ უფრო ქვევით – 3,4 მლნ წლის ნიშნულამდე გადააქცეს ნეოგენისა და მეოთხეულის მიჯნა. მათთვის ერთ-ერთი არგუმენტი პირველი ჰომინიდების გამოჩენაა. გარდა ამისა, ამავე დონეზე იწყება ოკეანურ ნალექებში *Globorotalia miocenica*-ს

¹ ანთროპოცენი – (ბერძ. anthropos ადამიანი + ბერძ. genos – დაბადება)

ზონა. დიდი ხნის (საუკუნეზე მეტის) განმავლობაში მეოთხეულის ქვედა საზღვრის დადგენისათვის მეტწილად შემდეგ მოვლენებს მიიჩნევენ: 1. ანთროპოლოგიურს — პირველი ადამიანის გაჩენას; 2. პალეოკლიმატოლოგიურს — დიდი გამყინვარების პირველი სტადიის დასაწყისს; 3. ცივი ზღვების ფორამინიფერებისა და მოლუსკური ფაუნის გამოჩენის დროს სამხრეთის თბილი აუზების წყლებში. მაგრამ დროთა განმავლობაში გაირკვა, რომ ამ მოვლენათა დასაწყისი სინქრონული სულაც არ არის: ავსტრალიაში — პირველი პომინიდების, ნაშთები მიკლენულია 4 მლნ წელზე უფრო ძველ ნალექებში; მკვეთრი აცივება დაახლოებით 9 მლნ წლის წინ — ე.ი. გვიან მიოცენში დაიწყო; რაც შეეხება ცივი ზღვების ბინადართა იმიგრაციის პროცესს სამხრეთის თბილ ზღვებში, ამ პროცესის დასაწყისი ყველა აუზში სინქრონული სულაც არ იყო. როგორც ვთქვით, ამჟამად ყველაზე უფრო დამაჯერებლად მრავალმხრივ არგუმენტირებული (არქეოლოგიურად, პალეოკლიმატოლოგიურად, პალეომაგნეტოზმის მონაცემებით, ბიოსტრატиграფიულად) არის კალაბრიულის საგები, გეოქრონოლოგიურად 1,87 — 1,9 მლნ წელი. კალაბრიული საუკუნის დასაწყისის მოასწავებს ჩრდილოატლანტიკური იმიგრანტების, მათ შორის *Arctica (Cyprina) islandica*-ს გამოჩენა ხმელთაშუა ზღვის წყლებში (1,9 — 2 მლნ. წ.). ცოტა მოგვიანებით მის გვერდით ჩნდება ფორამინიფერების ერთ-ერთი ჩრდილოური სახე *Hyalinea baltica*. ამ ორი სახის იმიგრაცია მოწმობს, რომ ზღვის წყლის ზედა ფენაში ზაფხულის საშუალო ტემპერატურა 24°-დან 15°-მდე დაეცა. სხენებულ ორ სახესთან ერთად ნალექებში, რომელთა ასაკი 1,25 მლნ წ-ია, ჩნდება კიდევ ერთი ფორამინიფერი — *Globorotalia truncatulinoides* კიდევ ერთი ფაქტია ყურადსაღები — ამავე დონეზე ოკეანეების ნეოგენ-მეოთხეული ასაკის ნალექების კრისტალიზაციის ნაშთების კომპლექსებიდან ქრებიან დისკალტერები. ამრიგად, ამ კრიტერიუმების საფუძველზე მეოთხეული სისტემის ქვედა საზღვრის დადგენა დაახლოებით 2 მლნ წლის დონეზე შესაძლებელია ოკეანეებშიც, ნორმულ ზღვებშიც და ხმელეთზეც.

მეოთხეული სისტემის ფაციაციების სპეციფიკა და სტრატოგრაფიული კვლევის მეთოდები. როგორია მეოთხეული სისტემის ის უმნიშვნელოვანესი თავისებურებები, რომლებიც მას ფანეროზოული გეოფუნის ყველა დანარჩენი სისტემისაგან განასხვავებს და აუცილებლად მოითხოვს დედამიწის ქერქის ყველაზე ახალგაზრდა წარმოქმნების სპეციფიკური მეთოდებით შესწავლას — ისტორიულ-გეოლოგიური კვლევის ჩვენთვის უკვე კარგად ნაცნობი მეთოდების პარალელურად კვლევის ახალი, კიდევ რაღაც სხვა ხერხებით ბოლო ორი მილიონი წლის განმავლობაში მიმდინარე გეოლოგიური პროცესების კანონზომიერებებში გარკვევას და მათ ბუნებრივ პერიოდიზაციას რომ გავვიადვილებს?

დაიწყოთ იმით, რომ მეოთხეული პერიოდის მცირე ხანგრძლივობის გამო გეოლოგიური ისტორიის მიმდინარეობის ერთიანი, მწყობრი სურათის დადგენისათვის აუცილებელია ნალექების შეუდარებლად იმაზე უფრო დეტალური სტრატოგრაფიული დანაწილება, ვიდრე ფანეროზოულის ყველა სხვა სისტემისთვის იყო საკმარისი. გავისხნოთ, რომ იურული და ცარცული სისტემების შემადგენლობაში გამოყოფილი თითოეული ზონის ასაკობრივი დიამაზონი დაახლოებით მეოთხეული პერიოდის ხანგრძლივობის ეკვივალენტურია (ისიც იმ შემთხვევაში, თუ მეოთხეულის დასაწყისად 1,8 — 2 მლნ წელს მივიღებთ და არა 0,7 მლნ-ს). ასეთი ხანმოკლე დროის კიდევ უფრო დეტალური დანაწილებისათვის კლასიკური ბიოსტრატოგრაფიული მეთოდები საკმარისი არ არის. ამიტომ აუცილებელი ხდება სტრატოგრაფიული კვლევის კიდევ უფრო ზუსტი ხერხების ძიება.

თავისებურია მეოთხეული ნალექების გენეტიკური ტიპები და დადამიწის ზედაპირზე მათი გავრცელების გლობალური კანონზომიერებები. მეოთხეული ასაკის წარმონაქმნები ფარავს თანამედროვე კონტინენტების ზედაპირის უდიდეს (თითქმის 80%) ნაწილს. განსაკუთრებით დიდია სუბაქტური (ალპეიური, ტბიური, ჭაობისა და პროლუვიური), მყინვარული (ფლუვიოგლაციალური და ტბიურგლაციალური) ნალექების გავრცელება. ძალზე არათანაბარია მყინვარული ნალექების განაწილება — ანტარქტიდის კონტინენტზე მეოთხეული ნალექების მთელი კომპლექსი მყინვარული წარმონაქმნისაა. ჩრდილო ამერიკის კონტინენტზე მყინვარული წარმონაქმნებით ტერიტორიის (კანადისა და ჩილილოური არქიპელაგის ჩათვლით) ნახევარია დაფარული. ევრაზიის კონტინენტზე კი მყინვარული ნალექებით დაკავებულ ფართობს წილად საერთო ტერიტორიის 20% მოდის.

მთლიანად, გლობალური მასშტაბით, დედამიწის ზედაპირის ნახევარზე მეტი დაფარულია მეოთხეული ასაკის ბათიალური და აბისური ტერიგენული, ორგანოგენული, ქემოგენური და ვულკანოგენური ნალექების ერთიანი ფენით. ამას ემატება შეღვის ტერიგენული და მარინოგლაციალური — აისბერგების, შეღფური და კონტინენტური მყინვარების მიერ ზღვაში შეტანილი ტერიგენული მასალის დაგროვების შედეგად წარმოქმნილი, ნალექები. ამგვარი გენეზისის მეოთხეულ ნალექებს განსაკუთრებით დიდი გავრცელება აქვთ კანადის, ალასკისა და ევრაზიის ჩრდილოეთის მოსაზღვრე შეღფური ზღვების ფსკერზე. ესაა მეტწილად თიხები, ქვიშები, ზოგჯერ გამკვრივებული, რომლებიც უხვად შეიცავენ ხეივანის, კაქარის, კვარცხალისა და ლოდების ჩანართებს. თანამედროვე ზღვებისა და ოკეანეების ფსკერზე გაშლილი მეოთხეული, ცხადია, მიუწვდომელია უშუალო დაკვირვებისათვის და მათ კვლევას დიდი სირთულეები ახლავს. მხოლოდ ბოლო ათწლეულების ტექნიკურმა მიღწევებმა ნაწილობრივ მაინც გახალა ხელშესახები ზღვებისა და ოკეანეების ფსკერიდან მოპოვებული უღარესად საინტერესო ფაქტობრივი მასალა, მაგრამ ჯერჯერობით, ეს მხოლოდ ზღვაში წვეთია და მეოთხეული სისტემის კვლევის უმთავრეს, უშუალო ობიექტს მაინც კონტინენტების მეოთხეული წარმონაქმნები შეადგენს.

თვით კონტინენტზე სუბაქვატური ნალექების გავრცელება ძალზე შეზღუდულია და მეტწილად უკავშირდება ტბიური აუზების სანაპიროებს (მტკნარი, ან პირიქით, მარილიანი აუზების ფაციესის ქანების სახით), ან ცალკეული ზღვების სანაპიროების გასწვრივ არსებული ტერასების ვიწრო ზოლს. ამრიგად, მეოთხეული ისტორიის შესახებ ინფორმაციის ძირითად წყაროს კონტინენტური ნალექები წარმოადგენენ. მათი გავრცელება კი, ფაქტობრივად, საყოველთაოა, რადგან თვით მცირე სისქის მეოთხეული ასაკის წარმონაქმნებიც კი დენუდაციური პროცესების ხანმოკლე ზემოქმედებას მთლიანად თუ არა, ნაწილობრივ მაინც გადაურჩნენ და დღემდე მოიტანეს ინფორმაცია ბოლო 1,5 – 2 მილიონი წლის განმავლობაში დედამიწის ზედაპირზე, ატმოსფეროსა და ორგანულ სამყაროში მიმდინარე პროცესებზე.

მეოთხეული წარმონაქმნები მეტწილად ფხვიერია, შეუცემენ ტეხელი (ქვიშები, თიხები, რიყნარი), იშვიათ შემთხვევაში გამკვრივებული. დიაგენეზისის პროცესების ზეგავლენა მათ, პრაქტიკულად, არ შეეხება. სახეცელი (მეტამორფიზებული, ისიც მხოლოდ სუსტად) ქანები კი მხოლოდ ეულკანურ ოლქებშია. ნალექების სისქე, ჩვეულებრივ, უმნიშვნელოა (ერთეული მტკნარის რიყნარს), მხოლოდ მთისძირებისა და აკუმულაციური დეპრესიების ფარგლებში ცოტა უფრო მეტი — რამდენიმე ასეული მეტრი, გამონაკლის შემთხვევაში — 1000მ-მდე.

კონტინენტებზე მეოთხეული ნალექების უდიდესი ნაწილი სუბაქვატური ფაციესის ქანებით არის წარმოდგენილი, სუბაქვატური ნალექების ხედრითი წილი უმნიშვნელოა. ზემოთ უკვე ვახსენეთ ზღვიური ნალექების გავრცელების შეზღუდული ტერიტორიები თანამედროვე ზღვების აბრაზიული ტერასების ფარგლებში, თანამედროვე ხმელეთის სანაპირო ზოლში. მცირეა ტბიური და ქაობების, აგრეთვე მდინარეთა ხეობებში შექრილი ინგრესიული ზღვების ნალექების გავრცელება. ამავე დროს მეოთხეული ასაკის კონტინენტური ნალექები თანამედროვე შეღფური ზღვების ფსკერზეც არის დადგენილი, მარჩბი ეპიკონტინენტური ზღვების დონის არაერთგზის დაწვეისა და ემერსიის დროს რომ გროვდებოდა უშუალოდ ნორმული ზღვიური ფაუნით დაბასათებული ნალექების ზედაპირზე. მათი მორიგეობა ზღვიურ ნალექებთან მეოთხეული პერიოდის განმავლობაში ზღვის დონის ცვალებადობის უტყუარი ინდიკატორია.

განსაკუთრებულ აღნიშვნას იმსახურებს მეოთხეული ნალექების კიდევ ერთი, მკაფიოდ გამოხატული თავისებურება — ხშირი ფაციესური ცვლილებები, როგორც სივრცეში (ლატერალურად), ისე დროში, რაც ლანდშაფტური პირობების (სელი-მენტაციური გარემოს) ხშირი ცვლის ანარეკლია.

დაბოლოს, საგანგებოდ უნდა შეგვიხსენოთ მეოთხეული წარმონაქმნების ფაციესური მრავალფეროვნების ფაქტზე, რაც თავისი ერთი შევლებითაც კი ცხადად ჩანს თანამედროვე კონტინენტების ნებისმიერი რეგიონის მეოთხეული ნალექების თითქმის უწყვეტი საფარის ამსახველი თოლოლოგიურ რუკებზე. კონტინენტური ფაციესების მრავალფეროვნება ჩვენთვის მოულოდნელი სულაც არ უნდა იყოს. ამის თაობაზე ფაციესებისადმი მიძღვნილ ნაკვეთში უკვე ვისახებრეთ (I

წიგნი, გვ. 41). იქვე ისიც ითქვა საზგასმით, რომ გეოლოგიური წარსულის კონტინენტებზე დაგროვილი ნალექების მხოლოდ უმნიშვნელო ნაწილი თუ გადაურჩა ხანგრძლივი დროის განმავლობაში მოქმედ დენუდაციურ პროცესებს და დღევანდელამდე მიაღწია. გაეიხსენოთ, რომ გეოლოგებისათვის ფანეროზოული ეონის (მეოთხეულის გამოკლებით) კონტინენტური ნალექებიდან, პრაქტიკულად, ხელმისაწვდომია მხოლოდ მყინვარული, უდაბნოური, იშვიათად დელტური და ქაობის (ნახშირის შემცველი) ფაციესები. შეუდარებლად უფრო მრავალფეროვანია მეოთხეული სისტემის ნალექების გენეტიკური ტიპები, რომლებიც მეოთხეულის გეოლოგიის კვლევის ობიექტს წარმოადგენენ. ამაში ნალექების გენეტიკური ტიპების უბრალო ჩამონათვალის გაცნობაც კი დაგვარწმუნებს:

1. წყალგამყოფებზე არსებული გამოფიტვის პროდუქტების ფენა, გამოფიტვის ქერქი - ელუვიონი

2. ფერდობების ნალექები ანუ დელუვიონი, მთისძირებში დაგროვილი მასალა, რომელიც ლეარების მიერ არის ჩამოტანილი.

3. ფერდობების ნალექების მეორე გენეტიკური ტიპი - კოლუვიუმი ანუ გრავიტაციული წარმოშობის ფერდობის ნალექები - ნახვავი და სიბშიძის ძალით გადაადგილებული კლასტური მასალის დაგროვებით წარმოქმნილი ტიპი.

4. ალუვიონი - მდინარის კალაპოტის გასწვრივ და ქალის ტერასაზე დაგროვილი ნალექები; მდინარეების შესართავში დაგროვილი პროლუვიონი - არაიშვიათად საკმაოდ დიდი მასშტაბის გამოტანის კონუსები.

5. ტბიური ნალექები - დიდი თუ მცირე (დროებითი წყალსაცავების გამოკლებით) ტბების ნალექები, მათ შორის ისეთი მასშტაბური აუზებისა, ვრცელი აკვატორიის გამო უფრო ზღვიური სელიმენტაციის რეჟიმით რომ გამოირჩევიან (მაგ.: კასპიისა და არალის ზღვები).

6. მყინვარული ნალექების გენეტიკური ტიპი, რომელშიც გამოიყოფა საკუთრივ გლაციალური ნალექების ჯგუფი (სხვადასხვაგვარი მორენები), ფლუვიოგლაციალური (მყინვარულ-მდინარეული), ლიმნოგლაციალური (მყინვარულ-ტბიური) ნალექები - ეწ. ფენოვანი თიხები (ეარეები) და მარინოგლაციალური (მყინვარულ-ზღვიური) ნალექების ჯგუფი - კონტინენტური მყინვარების მიერ შეღწეულ ზღვებში შეტანილი კლასტური (მორენული) მასალა.

7. ეოლური ქანების გენეტიკური ტიპი - სხვადასხვაგვარი ქვიშები და ეოლური წარმოშობის ლიოსები.

8. ცალკე გენეტიკურ ტიპებს შეადგენენ ვულკანური აქტივობის ზონების ტერიტორიაზე დაგროვილი ეულკანოგენური ქანები.

9. მეოთხეული ასაკის ქემოგენური ქანების თავისებურ გენეტიკურ ტიპს მიეკუთვნებიან მიწისქვეშა წყლების გეოლოგიური მოქმედების პროდუქტები: კირტუფები და ტრავერტინები, აგრეთვე გამოქვაბულებში დაგროვილი კლასტური და ნაღენი ქემოგენური მასები.

10. ბიოგენური ქანების გენეტიკური ტიპი (ტორფი) დაკავშირებულია მეოთხეული პერიოდის ჰუმიდურ სარტყელთან.

11. დაბოლოს, სრულიად სპეციფიკური, მხოლოდ მეოთხეულ სისტემაში ცნობილი ნამპარხი ყინული, რომელიც თანამედროვე კონტინენტების ჩრდილო ტერიტორიებზე - ციმბირისა და ჩრდილო ამერიკის ვრცელ ფართობზე ზედაპირიდან გარკვეულ სიღრმეზეა განლაგებული. მუდმივი მზარდობის ასეთი ფენა მეოთხეული პერიოდის დიდი გამყინვარების პირობებშია ჩამოყალიბებული. ამის უტყუარი საბუთია ყინულში საკმაოდ კარგად შემონახული ნაშთები იმ ცხოველებისა, რომლებიც მეოთხეულ პერიოდში ციმბირის ტერიტორიაზე ბინადრობდნენ (მამონტები, ბეწვით შემოსილი მარტორქები და ა.შ.).

ზემოთ ჩამოთვლილი გენეტიკური ტიპის ყველა წარმონაქმნი, პრაქტიკულად, პორიზონტულად არის განლაგებული, არაიშვიათად ერთიმეორის გვერდით - გამსხვავებული ასაკის ქანები, მეტწილად კი - სხვადასხვა ჰიქსომეტრიულ სიმაღლეზე, მაგრამ არა ერთიმეორეზე განლაგებული. აქვე ისიც უნდა დავიძინოთ, რომ მეოთხეული პერიოდის კონტინენტური ნალექების უდიდესი ნაწილი თითქმის ხელუხლებლად არის შემონახული და ზედაპირზე გამოშვებული, ისე რომ, უშუალო დაკვირვებისათვის ისინი ადვილად ხელმისაწვდომნი არიან.

მეთოდური სისტემის სტრატეგიათა კვლევის მეთოდები. ასეთია, ზოგადად, მეთოდური სისტემის ქანების გენეტიკური ტიპები. მეთოდური ნაღველების ფაქტორული თანხებულებებმა, რომელთა შესახებაც ზემოთ ვისაუბრეთ, ასახვა ჰპოვა მეთოდური სისტემის ისტორიულ-გეოლოგიური კვლევის მეთოდების სპეციფიკაში. ბუნებრივია, მეთოდურის სტრატეგიათა, პირველყოფისა, ჩვენთვის უკვე კარგად ცნობილი იმ უმთავრეს პრინციპებს ემყარება, რომელზეც ფანეროზოული ჯგუფის ყველა დანარჩენი სისტემის ისტორიულ-გეოლოგიური კვლევა დაფუძნებული. ამგვარად გადასაკრულია სტრატეგიათა კვლევის ორი უპირველესი ამოცანა: ნაღველების ფაქტორული ანალიზის და დათარიღების გზით ცალკეულ რეგიონებში მეთოდურის განმავლობაში მიმდინარე გეოლოგიური პროცესების ბუნებრივი პერიოდიზაცია და გლობალური კორელაცია. საბოლოო ჯამში, სტრატეგიათა უნდა ჩამოყალიბოს მეთოდური პერიოდის განმავლობაში მიმდინარე გეოლოგიური პროცესების ბუნებრივი პერიოდიზაციის საერთაშორისო გეოქრონოლოგიური შკალა.

ფანეროზოული ეონოთემის ყველა დანარჩენი სისტემის სტრატეგიათა კვლევის ამოცანების გადაჭრისათვის გეოლოგი წარმატებით იყენებს ერთის მხრივ ფიციესური ანალიზის მეთოდს, მეორეს მხრივ – გეოლოგიურ მოვლენათა დათარიღების რამდენიმე მეთოდს – განლაგების წესით დაწყებული და რადიოგეოლოგიური მეთოდებით დამთავრებული. გავისხნით, რომ მათ შორის ყველაზე ზუსტი, საიმედო და ამასთან პრაქტიკულად, საყოველთაო, ბიოსტრატეგიათა კვლევის მეთოდებია. ყველა მათგანს მიმართავენ მეთოდური სისტემის სტრატეგიათა კვლევის დროსაც, მაგრამ, მეტ შემთხვევაში, უტილობლად მეთოდურის კვლევის სპეციფიკური მეთოდების პარალელურად. ამას მოითხოვს მეთოდური ნაღველების ფაქტორული მრავალფეროვნება, დროსა და სივრცეში მათი ძალიან სწრაფი ცვლა, ნაღველების განლაგების განსაკუთრებული პირობები, მთლიანად მეთოდური პერიოდის მკირე ხანგრძლივობა და ა.შ.

დაიწყეთ იმით, რომ განლაგების წესს – ნაღველების შეფარდებით ასაკის დაგენის ამ უმარტივეს გზას, გეოლოგი მეთოდური ნაღველების კვლევისას ვერ მიმართავს იმ უზრალო მიზეზის გამო, რომ სხვადასხვა ასაკის მეთოდური ქანები ან ერთიმეორის გვერდით გეზედება, ან, უკეთეს შემთხვევაში, სხვადასხვა პიფსომეტრულ სიმაღლეზე განლაგებული – რაც უფრო ძველია ქანების კომპლექსი, მით უფრო მაღალ დონეზე ის განლაგებული, შესაბამისად სულ უფრო და უფრო დაბალ პიფსომეტრულ დონეებს უკავშირდება ახალგაზრდა წარმოქმნები. მეთოდური ნაღველების დათარიღების მორფოლოგიურ მეთოდს კვერთ ჩვენ ყველა დაუბრუნდებით და დეტალურად გავეცნობთ მას ზღვიური, ალვიური და მყინვარული (მარინული) ნაღველების მაგალითზე.

ბიოსტრატეგიათა კვლევის კლასიკური მეთოდები, რომლებიც ფანეროზოული ჯგუფის სხვა სისტემების დეტალური დანაწილების უპირველეს დასაყრდენს წარმოადგენენ და დაფუძნებული არიან ორგანული სამყაროს, პირველ რიგში ნორმული ზღვების მოლუსკური ფაუნის განვითარების ისტორიის კვლევით მოპოვებულ ფაქტობრივ მასალაზე, მეთოდური სისტემის დეტალური სტრატეგიათა კვლევისათვის საკმარისი არ არის. უმცირესი რანგის სტრატეგიათა კვლევის ერთეულების – ზონების, დაღვევის დროის ინტერვალი ან მთლიანად აღებულ მეთოდური პერიოდის ხანგრძლივობას უტოლდება, ან მის უდიდეს ნაწილს. ასეთი მოკლე დროის განმავლობაში უხერხელო ორგანიზმების არცერთ ტაქსონს – გვარსა და სახესაც კი, არ განუცდია რამდენადმე მკაფიო ცვლილება, რაც მეთოდურ ნაღველებში ზონაზე მკირე სტრატეგიათა კვლევის ერთეულების დადგენის საფუძველი შეიძლება გამზარაიყო რამდენადმე სწრაფი იყო მოლუსკური და ოსტრაკოდების ფაუნის ევოლუციური განვითარების ტემპი ზოგ ანორმული მარლიანობის აუზში. ამგვარ აუზებში დაგროვილი ნაღველების სტრატეგიათა კვლევის დანაწილების სქემა შედარებით დეტალურია, მაგრამ გაუდინარი, იზოლირებული აუზების ფაუნისტურ კომპლექსებში, როგორც წესი, საკმარის დიდია ენდემური ფორმების ხვედრითი წილი. ამიტომ ამგვარი აუზის ნაღველებისთვის შექმნილი სტრატეგიათა კვლევის სქემა მხოლოდ ლოკალური ღირებულების მქონეა და მისი კორელაცია სხვა ანალოგიური აუზების, მითუმეტეს მეთოდური სისტემის ნორმული ზღვების ნაღველების სტრატეგიათა კვლევის სქემებთან, პრაქტიკულად, შეუძლებელია.

მეოთხეული პერიოდის კონტინენტური ნალექების სტრატეგრაფიული დანაწილებისათვის განსაკუთრებით ღირებულება ხმელეთის მწიფების ნამარხი ფაუნა, რადგანაც მეოთხეულში მწიფართა კლასის ევოლუციის ტემპი რამდენადმე უფრო სწრაფი იყო. სწორედ მწიფების გარკვეული რიგების – ცხენისებრთა, ხორთფეხანების, მლრღნელების, ხარების, მარტორქების და ა.შ., ევოლუციური განვითარების საფუძველზეა შექმნილი ევრაზიის კონტინენტის ვრცელი, ჩრდილოეთი ტერიტორიის მეოთხეული ნალექების ზონებად დანაწილების სქემა, რომელიც შედარებით უფრო დეტალურია, ვიდრე ოკეანური აუზების მეოთხეული ნალექებისათვის დადგენილი, პლანქტონური ფორამინიფერების ფაუნისტურ კომპლექსებზე დაფუძნებული დეტალური ზონალური სქემა. მიუხედავად ამისა, მეოთხეული სისტემის სტრატეგრაფიული დანაწილების პრობლემების საბოლოო გადაჭრა არც ამ გზით ხერხდება: ა. მართალია, დანაწილება ამ შემთხვევაში უფრო დეტალურია, მაგრამ არა იმდენად, რომ მეოთხეული პერიოდის განმავლობაში გეოლოგიური პროცესების ცვლის სრული სურათის ასახვა უზრუნველყოფს; ბ. ჩრდილო ევრაზიის ტერიტორიისთვის შექმნილი, მეოთხეული სისტემის დეტალური დანაწილების ეს სქემა, არსებითად პროვინციული სქემაა და მისი კორელაცია თვით ევრაზიის დიდი კონტინენტის სამხრეთის მეოთხეულთანაც კი უდარესად რთულია, რომ აღარაფერი ვთქვათ მეოთხეულის განმავლობაში ევრაზიის კონტინენტისაგან მეტ შემთხვევაში იზოლირებული ამერიკის კონტინენტის ანთროპოგენზე. მითუმეტეს ლაპარაკი არ არის სრულიად იზოლირებულ ავსტრალიის კონტინენტსა და იქაური მეოთხეულის მწიფების რელიქტურ კომპლექსზე, რომლის ანალოგი სხვა დანარჩენი კონტინენტების მეოთხეულ ნალექებში ცნობილი არ არის; გ. მწიფების ნამარხი ფაუნის შესაძლებლობებს მეოთხეული სისტემის კონტინენტური ნალექების სტრატეგრაფიული დანაწილებისა და კორელაციის პრობლემების გადაჭრის საქმეში ისიც ზღუდავს, რომ პალეონტოლოგიური მასალის იშვიათი ადგილსამკვებლები ერთმეორისაგან დიდი მანძილთაა დაშორებული, ხოლო თვით ადგილსამკვებლებში – ნამარხები, მეტწილად, ერთ, მცირე სისქის ჰორიზონთან არის დაკავშირებული, ნალექების დანარჩენი ნაწილი კი უნამარხოა („მუნჯია“).

მაგრამ, ზემოთქმული მაინც იმას არ ნიშნავს, რომ ბიოსტრატეგრაფიული კვლევის კლასიკურ მეთოდებს მეოთხეულის გეოლოგია საერთოდ უგულვებელყოფს. პირიქით, ორგანული სამყაროს ევოლუციის მიმდინარეობის შესახებ პალეონტოლოგიური მასალის კვლევით მოპოვებული ფაქტობრივი მონაცემები სხვა, სპეციფიკურ მეთოდებზე დაყრდნობით შექმნილი სტრატეგრაფიული სქემების კონტროლის საუკეთესო საშუალებაა ის საგანგებო მეთოდები, რომელთაც გეოლოგები მეოთხეული სისტემის სტრატეგრაფიული კვლევისთვის იყენებენ, ერთგვარად აესებენ კლასიკურ ბიოსტრატეგრაფიულ მეთოდებს.

ახლა გავეცნოთ სტრატეგრაფიული კვლევის საგანგებო, სპეციფიკურ მეთოდებს, რომელთაც ზოგი მხოლოდ მეოთხეული სისტემის კვლევისთვის არის განსაკუთრებით ღირებულო. ასეთია კლიმატოსტრატეგრაფიული მეთოდი, თუმცა მას პლიოცენის კონტინენტური ნალექების კვლევისათვისაც წარმატებით იყენებენ. არსებითად, მხოლოდ მეოთხეული სისტემის სტრატეგრაფიის პრობლემების გადაჭრას ემსახურება მორფოლოგიური მეთოდი – პირველ რიგში კონტინენტებზე გაშეშვებული ზღვიური მეოთხეულის, თანამედროვე მდინარეთა ხეობების ძველი (პლეისტოცენური) ალუვიონისა და გვიანი პლიოცენისა და მეოთხეული პერიოდის მყინვარული ნალექების დათარიღებისათვის. მთლიანად მხოლოდ მეოთხეულის გეოლოგიის ინტერესების სფეროში ექცევა სტრატეგრაფიული კვლევის არქეოლოგიური მეთოდი. ამ გზით მოპოვებული მასალა განსაკუთრებით ღირებულოა როგორც ისტორიულ-გეოლოგიური კვლევის ამოცანების გადაჭრისათვის, ისე ჰომინიდების ოჯახის ევოლუციის სრული სურათის აღდგენისათვის, იმ პალეოეკოლოგიური ცვლილებების ფონზე, რომელთაც გადაშენებული როლი შეასრულეს ჰომინიდების განვითარების პროცესში და გონიერი ადამიანის – Homo sapiens-ის დედამიწაზე დამკვიდრებაში.

ყოცა მოგვიანებით უფრო დეტალურად გავეცნობით მეოთხეული ნალექების დათარიღების მორფოლოგიურ, კლიმატოსტრატეგრაფიულ და არქეოლოგიურ მეთოდებს. მანამდე კი მოკლედ

¹ ზოგჯერ გეომორფოლოგიურ მეთოდსაც ამბობენ, მაგრამ გეომორფოლოგიური კვლევის ობიექტი და ამოცანები, შესაბამისად გეომორფოლოგიური მეთოდებიც, სულ სხვა ხასიათისაა.

შეეხებოთ ზოგი ახალი მეთოდის არსს, რომელთაც გარკვეული ადგილი უყავიათ მეოთხეული ნალექების სტრატოგრაფიული კვლევის მეთოდების ნუსხაში. მათ შორისაა პალეოფლორისტიკული მეთოდები: ამაკროფლორისტიკული და ბ. პალინოლოგიური.

კონტინენტური ფაუნის მეთოდულ ნალექებში, განსაკუთრებით ტორფნარსა და ტბიურ საბროპლებში დასული მაკროფლორისტიკული ნაშთები (ფოთლები, ღეროები, ნაყოფი, თესლი და სხვ.) საინტერესო ინფორმაციას გვაწვდიან მცენარეული საფარის ხასიათზე და, შესაბამისად, პალეოკლიმატური პირობების თაობაზე. მართალია, კვლევის ამ მეთოდს ძირითადად დამზარეულ ფუნქტია აკისრია, მაგრამ სხვა მეთოდების პარალელურად მისი გამოყენების გზით მოპოვებული მონაცემები არაიშვიათად საყურადღებო მასალითა და არგუმენტაციით ავსებს საბოლოო დასკვნებს.

ბევრად უფრო ზუსტია მეოთხეული პერიოდის მცენარეულობის პალინოლოგიური კვლევის მეთოდი, რაც მცენარეთა განამარჩებელი სპორებისა და მტერიანების შესწავლას გულისხმობს. მცენარეების მტერიანებსა და სპორებს ქარი საკმაოდ დიდ ტერიტორიაზე ავრცელებს — ესაა ბევრი მცენარის გამრავლების ერთ-ერთი საშუალება. ამასთან ქარის მიერ გატაცებულ კომპლექსში მტერიანებისა და სპორების ტაქსონომიური დიფერენციაციის პროცენტული მაჩვენებლები საკმაოდ კარგად ასახავს მცენარეული საფარის შემადგენლობაში ცალკეული სახის მცენარეთა ხედრით წილს, ხოლო სპორებისა და მტერიანების შერეულ შემთავალა წარმოდგენას გვაძლევს იმ ცვლილებებზეც, რასაც მცენარეული საფარი და, შესაბამისად, კლიმატი განიცდიდა დროის გარკვეულ ინტერვალში კონკრეტული რეგიონის ფარგლებში. მიუხედავად პალინოლოგიური მეთოდის არაერთი ნაკლისა (ქანებში, ძირითადად, ახალ პალეონტოლოგიურ მასალასთან ერთად, არაიშვიათად უფრო ძველი ქანებისაგან გადაარეცილი სპორები და მტერიანებიც არის ხოლმე წარმოდგენილი — მათი გარჩევა ძირითადი კომპლექსიდან საკმაოდ რთულია; სპორებისა და მტერიანების მიხედვით მცენარეთა გვარების დადგენაც კი ყოველთვის ვერ ხერხდება და ა.შ.), პალინოლოგიური კვლევის შედეგების გათვალისწინებით ხშირად საკმაოდ საინტერესო დასკვნების გაკეთება შეიძლება. სტრატოგრაფიული კვლევის თვალსაზრისით, განსაკუთრებულ ღირებულებას იძენს პალინოლოგიური მეთოდი მეოთხეული სისტემის კონტინენტური და ზღვიური ნალექების კორელაციის აუცილებლობის შემთხვევაში, რადგანაც ხმელეთის მცენარეთა სპორებისა და მტერიანების განამარჩება ხდება არა მხოლოდ კონტინენტურ ნალექებში, არამედ ზღვიური ფაუნის ქანებშიც.

მეოთხეული ნალექების დათარიღებისთვის სხვა დანაშრენ მეთოდებთან კომპლექსში მიმართავენ ქანების იზოტოპური ასაკის განსაზღვრის მეთოდებსაც. გავიხსენოთ, რომ მეოთხეული ნალექების ასაკის ასტრონომიული წელთაღრიცხვის მეთოდით დადგენის პირველი ცდა შედგო მენიერის დე-გეერის სახელთან არის დაკავშირებული. ამის თაობაზე სახელმძღვანელოს შესავალ ნაწილში ვისაუბრეთ (გვ. 54). დე-გეერის მეთოდს არაფერი პქონდა საერთო დათარიღების რადიოლოგიურ მეთოდებთან და ემყარებოდა ტბიური ფენოვანი თიხების ქრილში ღია და მუქი ფერის ფენების რაოდენობის დადგენას. ამ მეთოდის გამოყენების ქვედა მიჯნა 15-18 ათასი წლით ისაზღვრება, ისიც მხოლოდ იმ ტერიტორიის ფარგლებში, რომელიც გამყინვარების ბოლო, უახალგაზრდადვესი სტადიის დროს ყინულით იყო დაფარული. ასეთი პირობების დაცვით გამოანგარიშება საკმაოდ ზუსტია — ცდომილება ათეული ათასი წლის, იშვიათად პირველი ასეული ათასი წლის რიგისაა.

უფრო ფართოდ იყენებენ მეოთხეული ნალექების ასაკის დადგენისათვის დათარიღების რადიოლოგიური მეთოდებს, პირველ რიგში რადიოგენული ნახშირბადის მეთოდს, რომელიც ნამარჩება და ორგანულ ნივთიერებებში რადიოაქტიური ნახშირბადის — ^{14}C -ის იზოტოპის შემცველობის განსაზღვრას ემყარება. ამ მეთოდით ზუსტი შედეგების მიღება შესაძლებელია 24-40 ათასი წლის ასაკობრივ მიჯნამდე, ხოლო საგანგებოდ დამუშავებული (გამდიდრებული) ნიმუშებით — 60-75 ათას წლამდე. ამრიგად, ამ მეთოდის გამოყენება შედეგანაა მხოლოდ გვიანი პლეისტოცენისა და პოლოცენური წარმონაქმნების დათარიღებისათვის. მართალია, ნაკლებად ზუსტია კალიუმ-არგონის მეთოდი, მაგრამ მისი გამოყენება შეიძლება 200-300 ათასი წლის და კიდევ უფრო ძველი ქანების დათარიღებისათვის და ბევრი პრობლემის გადაჭრისათვის. განსაკუთრებით შორეული (გლობალური) კორელაციის საქმეში ის საიმედო დასაყრდენს წარმოადგენს.

მეოთხეული (აგრეთვე პლიოცენური) ნალექების სტრატეგრაფიული კვლევის ერთ-ერთი უახლესი მეთოდია პალეომაგნიტური მეთოდი. მას საფუძვლად უდევს გეოლოგიურ წარსულში დეამაგნიტური ველის პერიოდული ინვერსიების გამოვლინების ფაქტები, რაც ეფუზიური და ტერიგენული ქანების მაგნიტურ მახასიათებლებშია აღბეჭდილი. ქანების რადიოგეოლოგიური ასაკის განსაზღვრა გეომაგნიტური ველის ცვალებადობის მთავარი მომენტებისა და ცალკეული „ეპიზოდების“ დათარიღებასაც უზრუნველყოფს და, ამგვარად, მათი დაკავშირება კონკრეტულ სტრატეგრაფიულ დონებთან საკლებით შესაძლებელია. ამასთან, ცხადია, გეომაგნიტური ველის ცვლილებები პლანეტარული მოვლენაა და პალეომაგნიტური კვლევის შედეგები მეოთხეული ქანების გლობალური კორელაციის განხორციელებისთვის საიმედო რეპერებს წარმოადგენენ, დათარიღების სხვა მეთოდებით კვლევის შედეგების საერთო ფონზე.

მეოთხეული სისტემის სტრატეგრაფიული კვლევისთვის განსაკუთრებული როლი ეკუთვნის კლიმატოსტრატეგრაფიულ მეთოდს. ამ მეთოდით ნალექების დანაწილებას საფუძვლად უდევს გლობალური მასშტაბის, ფართო ამპლიტუდიანი კლიმატური რყევები, რომელთაც მეოთხეული პერიოდის განმავლობაში ჰქონდათ ადგილი. ჩრდილო ნახევარსფეროში, განსაკუთრებით ევრაზიისა და ჩრდილო ამერიკის კონტინენტების იმ ტერიტორიებზე, რომლებიც შუა განედების ფარგლებში მდებარეობს, მეოთხეული პერიოდის განმავლობაში მკაფიოდ გამოკვეთილი რამდენიმე კლიმატური რიტმი გამოიყოფა, რომლებიც გამყინვარების (გლაციალური) და დათბობის (გამყინვარებათაშორისი, ან ინტერგლაციალური) სტადიუმების მონაცვლეობით გამოიხატა. ამ მხარეებში განსაკუთრებით მკაფიოა კვალი, რომელიც პლეისტოცენური ჰაერის ცვალებადობამ მყინვარებით დაფარულ ტერიტორიებზე დატოვა. ნაკლებად მკვეთრი იყო რყევა ტემპერატურულ რეჟიმში უფრო სამხრეთით, არიდულ მხარეებში, სადაც კლიმატური ცვლილებები მშრალი და ნოტიო ჰაერის მონაცვლეობაში გამოიხატებოდა. ჰაერის ცვლილებები, ბუნებრივია, აისახებოდა როგორც ორგანულ სამყაროზე (ზოო- და ფიტოცენოზების ხასიათზე), ისე ვეგეტაციის პროცესების მიმდინარეობაზე (სელიმენტაციის რეჟიმზე და, შესაბამისად, ნალექების ლითოლოგიურ თავისებურებებზე). ამრიგად, გეოლოგს მეოთხეული პერიოდის განმავლობაში პალეოკლიმატის ცვლილებების შესახებ ინფორმაციის მოპოვება შეუძლია პალეონტოლოგიური მასალისა და ნალექების ლითოლოგიური თავისებურებების კვლით. ამ გზით დასაწყისისთვის შესაძლებელია კონკრეტული, ლოკალური ტერიტორიის ფარგლებში ცალკეული შრეებისა და დასტების გამოყოფა, რომლებიც კლიმატური პირობების გარკვეულ სტადიას (აცივებას ან დათბობას) შეესატყვისებიან. შემდეგი ნაბიჯია პარალელიზაცია – ყველა ხელმისაწვდომი მეთოდის მოშველიებით იდენტური სტრატეგრაფიული მდებარეობის მქონე ნალექების კომპლექსების რეგიონული მასშტაბის კორელაცია. საბოლოო ჯამში, რაკი მეოთხეული პერიოდის კლიმატური რყევები გლობალური მასშტაბის მოვლენა იყო, შესაძლებელი ხდება უფრო ფართო მასშტაბის (სარეგიონთაშორისო) კლიმატოსტრატეგრაფიული სქემის შექმნაც. მართალია, ამჟამად არ არსებობს მეოთხეული სისტემის სტრატეგრაფიული დანაწილების ერთიანი საერთაშორისო შეკლა, მაგრამ სხვადასხვა რეგიონებისთვის შექმნილი საკორელაციო სტრატეგრაფიული სქემები დაუფიქრებელია კრიტერიუმების მთელ კომპლექსზე, მათ შორის კლიმატოსტრატეგრაფიული კვლით მოპოვებულ ფაქტობრივ მასალაზე.

მორფოლოგიური მეთოდი. მეოთხეული სისტემის სტრატეგრაფიული კვლევის მეთოდებს შორის ორი მეთოდია მაინც სრულიად გამორჩეული – მორფოლოგიური და არქეოლოგიური. მორფოლოგიურ მეთოდს მეოთხეული ნალექების გარკვეული გენეტიკური ტიპის ნალექების დათარიღების გარდა, მნიშვნელოვანი როლი ენიჭება კონტინენტებზე ფართოდ გავრცელებული მეოთხეული საფარის გეოლოგიური აგებულის ამოცანების მაღალ მეცნიერულ დონეზე განხორციელების საქმეშიც. მეოთხეული სისტემის სხვადასხვა ასაკის ნალექების სივრცობრივი გავრცელების სპეციფიკის გამო, როცა გეოლოგი ქანების შეფარდებითი ასაკის დადგენისათვის განლაგების წესს, პრაქტიკულად, ვერ მიმართავს, ზოგი გენეტიკური ჯგუფის ქანების დათარიღებისათვის უპირველეს მნიშვნელობას იძენს ნალექების ჰიქსომეტრული მდებარეობა და დამოკიდებულება სხვადასხვა ასაკის რელიეფის ფორმებთან. კერძოდ, დათარიღების მორფოლოგიურ მეთოდს მეოთხეულის გეოლოგია წარმატებით იყენებს თანამედროვე კონტინენტებზე გავრცელებული ზღვი-

ური ნალექების, ალუვიური წარმონაქმნებისა და მყინვარული გენეზისის მრავალფეროვანი ქანების დათარიღებისათვის.

როცა მეოთხეული სისტემის ნალექების გენეტიკურ ჯგუფებს ვეცნობოდით, აღვნიშნეთ, რომ თანამედროვე კონტინენტებზე მეოთხეული ასაკის ზღვიური ფაციესის ქანების გავრცელება შეზღუდულია როგორც წესი, ისინი დაკავშირებული არიან ხმელეთის სანაპირო ზოლის გასწვრივ არსებულ აბრაზიულ ზედაირებთან (სანაპირო ველებთან). თანამედროვე ზღვების ირგვლივ შემორჩენილი, სხვადასხვა პლესტოცენური სიმაღლის, საფეხურისებრად განლაგებული აბრაზიული ზედაირები დროთა განმავლობაში ზღვის დონის ცვალებადობის ანარეგულია. ზღვის დონიდან რაც უფრო მაღლა მდებარეობს აბრაზიული ზედაირი (იგივე ტერასა), მით უფრო ძველია თვით ტერასაც და მასზე შემორჩენილი ზღვიური ნალექებიც. მისი მომდევნო, უფრო ნაკლები სიმაღლის II საფეხური პირველზე ახალგაზრდაა. II-ზე დაბალი, მესამე საფეხური – კიდევ უფრო გვიანდელი და ა.შ.

ტერასები, მეტწილად, ქვიშითა და ნარეულით არის დაფარული. ქანები არაიშვიათად ლეღვის დროს ტალღების მიერ გამოჩევილი ნიჟარების ნაშესხრეებს, ზოგჯერ მთელ ნიჟარებს და წყალმცენარეების დაგროვებებს შეიცავს. ფაუნისტური ნაშთების შესწავლით გეოლოგი საინტერესო ინფორმაციას მოიპოვებს, ერთის მხრივ, პალეოგეოლოგიური პირობების (ტემპერატურული რეჟიმის, მარილიანობის) იმ ცვლილებების თაობაზე, რომელთაც ადგილი ჰქონდა მოცემულ აუზში მეოთხეული პერიოდის განმავლობაში, მეორეს მხრივ, ფაუნისტური კომპლექსის საერთო ბუნება (მტნარი, მარილიანი თუ ნორმული აუზის ბინადარი ორგანიზმების ასოციაცია) ადვილად ტერასული ნალექების კორელაციას, ცხადია, ერთი აუზის მასშტაბით. გარდა ამისა, ფაუნისტური კომპლექსების ცვლა ტერასულ ნალექებში პალეოგეოლოგიური პირობების ცვალებადობის ანარეგულია, ის კარგი ინდიკატორია მოცემული აუზის გაშლილ ზღვასთან კავშირის ხარისხზე: ტერასულ ნალექებში ნორმული ზღვის ფაუნისტური ელემენტების არსებობა გაშლილ ზღვასთან მეტ-ნაკლებად თავისუფალი კავშირის მაჩვენებელია, ანორმული აუზების ფაუნა, პირიქით, აუზის იზოლაციას მოწმობს – არიდული კლიმატის პირობებში მარილიანობის მომატებით, ნესტიანი ჰავის პირობებში კი გამტნარებით.

ბუნებრივია, ზღვის დონის ცვალებადობა ყოველთვის მისი დაწვეით არ გამოვლინდება. ხდება ისეც, რომ ზღვის დონე თანდათან მაღლა იწევს, რის შედეგადაც უკვე გამოუმუშავებული სანაპირო ველი და მასზე განლაგებული ნალექები წყალქვეშ აღმოჩნდება და დროთა განმავლობაში ზღვიური ნალექების ქვეშ დაიმარხება. ბუნებრივია, ამგვარი „დამარხული“ ტერასები დამკვირვებლისთვის მიუწვდომელია. მორფოლოგიური მეთოდის უმთავრესი პოსტულატი კი მაინც ძალაში რჩება – რელიეფში გამოხატული აბრაზიული ზედაირებიდან უძველესია ის, რომელიც ზღვის დონიდან ყველაზე მაღლა მდებარეობს. ყოველი მომდევნო, უფრო დაბალი ტერასა მასზე ახალგაზრდაა. ყველაზე ახალგაზრდა კი უმუალოდ ზღვის პირას მდებარე სანაპირო ველია. ამრიგად, პლესტოცენური სიმაღლის მიხედვით ჩვენ შეგვიძლია დავადგინოთ რომელი ტერასაა ყველაზე ძველი და რომელი უფრო ახალგაზრდა. ხმელთაშუა ზღვის ირგვლივ დადგენილი ტერასებიდან უძველესია 200 მ-ის სიმაღლის კალაბრიული ტერასა. ამ ტერასაზე განლაგებული ზღვიური ნალექები ჩრდილოეთის ცივი წყლებისთვის ნიშანდობლივი მოლუსკური ფაუნისტური კომპლექსის ელემენტებს შეიცავს (*Cyprina islandica*, *Chlamys islandica*, *Panopaea norvegica* და სხვა.), აგრეთვე ცივი წყლების ბინადარ ფორამინიფერას – *Hyalinea baltica*-ს. ვარაუდობენ, რომ მეოთხეულ პერიოდში ესაა ცივი, ჩრდილოური ფაუნის იმიგრაციის პირველი ტალღა ხმელთაშუა ზღვის აუზში. ახალგაზრდა ტექტონიკური (ნეოტექტონიკური) მოძრაობების შედეგად კალაბრიული ტერასის თავდაპირველი პლესტოცენური მდებარეობა დარღვეულია და 100 – 500 მ-ის ინტერვალში მერყეობს. სიცილიაზე მისი სიმაღლე 100 მ-ს არ აღემატება, აქინებში კი 500 მ-ია.

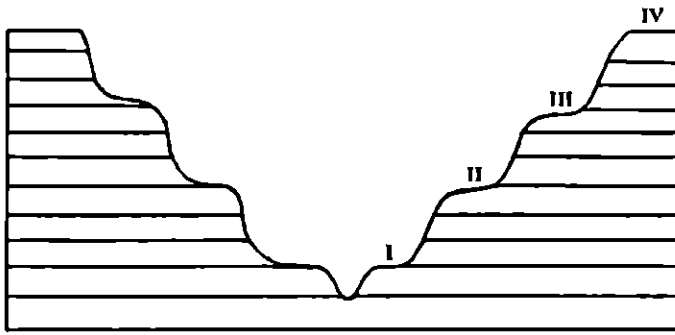
უფრო ახალგაზრდა – სიცილიური ტერასის სიმაღლე 90-110 მ-ია. ტერასულ ნალექებში აქაც ჩრდილოური ფაუნის ნაშთებია განამარხებული (*Buccinum undatum*, *Cyprina islandica* და სხვ.). უძველესი არც ამ ტერასის აბსოლუტური სიმაღლეა. საფრანგეთ-ესპანეთის სანაპირო ზოლში სიცილიური ტერასა ხმელეთზე არსად ჩანს – ის წყალქვეშ, 200 მ-ის სიღრმეზეა დაძირული. ტერასულ ნალექებში დატული ფაუნა ცხადყოფს, რომ ასეთ სიღრმეზე სწორედ სიცილიური ტერასაა დაძირული.

ხმელთაშუა ზღვის ტერასებს შორის რიგით მესამეა მილაური ტერასა, რომელიც კარგად არის რელიეფში გამოხატული კ სიცილიისა და აპენინის ნახევარკუნძულის სანაპირო ზოლში. მისი სიმაღლე 60 მ-ს აღწევს. ტერასული ნალექების ნამარხი ფაუნა აქ უფრო თბილი ზღვის ბინადარი მოლუსკებით არის წარმოდგენილი, ვიდრე თანამედროვე ხმელთაშუა ზღვა არის.

28-32 მეტრის სიმაღლისა ტირენული ტერასა ტირენული ზღვის სანაპიროების გასწვრივ. თუმცა, ამავე ზღვის საშრული სანაპიროს ზოლში, კერძოდ კ. მესინასთან, ის აქ მეტრის სიმაღლეზე განლაგებული, საბერძნეთის ტერიტორიაზე კი – კორინთის ყელზე, ტირენული ტერასის სიმაღლე 350 მ-ს აღწევს. ტერენული ტერასის ზღვიურ ნალექებში ფაუნა ისეთი ფორმებით არის წარმოდგენილი, როგორც ამჟამად ატლანტური ოკეანის აფრიკული სანაპიროების სუბტროპიკულ წყლებში ბინადრობენ – *Strombus bubonius*, *Conus guinaicus*, *Mytilus senegalensis* და სხვ. და ბოლოს, ყველაზე ახალგაზრდა მონასტირული ტერასა, რომლის სიმაღლე ორ ათეულ მეტრს აღწევს. ტერასა კარგად გაიჩვენა ხმელთაშუა ზღვის როგორც ჩრდილო, ისე სამხრეთ სანაპიროებზე. ტერასული ნალექების ფაუნა, ამჯერად, ხმელთაშუა ზღვის თანამედროვე ფაუნისაგან თითქმის არ განსხვავდება.

ამრიგად, თეორიულად, დათარიღების მორფოლოგიური მეთოდი ტერასების ასაკის განსაზღვრის უტყუარი გზაა, მაგრამ მხოლოდ იდეალურ შემთხვევაში, როცა ტერასების ჰიქსომეტრიული სიმაღლეები უცვლელად არის შენარჩუნებული. პრაქტიკაში მისი გამოყენება დიდ სიფრთხილეს მოითხოვს. როგორც დაინახეთ, ნეოტექტონიკური მოძრაობები, ტერასების თავდაპირველ ჰიქსომეტრულ მდებარეობას არაშეივითად მნიშვნელოვნად ცვლის მინუს ან პლუს ნიშნით და მხოლოდ სიმაღლის მიხედვით ერთი ასაკის ტერასების ძიებამ და ცალკეული ფრაგმენტების კორელაციამ შესაძლოა მცდარ დასკვნამდე მიგვიყვანოს. ამ შემთხვევაში უფრო საიმედო დასაყრდენია ტერასულ ნალექებში დაცული პალეონტოლოგიური მასალა, რომელიც პალეოკლიმატური ცვლილებების კარგი ინდიკატორია. როგორც ვხედავთ, ამჯერადაც მეოთხეული ნალექების დათარიღება არ შეიძლება შემოიფარგლოს მხოლოდ ერთი რომელიმე მეთოდით. აუცილებელია პარალელურად ზოგი სხვა მეთოდით მოპოვებული მასალის კომპლექსური ანალიზი.

მორფოლოგიურ მეთოდზე დამყარებული თანამედროვე მდინარეთა ხეობების ფერდობებზე გამოუმუშავებული ტერასების და ტერასებზე განლაგებული ძველი გვიანპლიოცენურ-მეოთხეული ალუვიური ნალექების დათარიღება. პრინციპი ამჯერადაც ისეთივეა, როგორიც ზღვიური ტერასების დათარიღების შემთხვევაში. მდინარის ხეობის ფერდობის გასწვრივ საფეხურებისებრ განლაგებული ეროზიული ტერასებიდან ყველაზე ძველია ის, რომელიც ყველაზე მაღალ ჰიქსომეტრიულ დონეზე მდებარეობს. სურ. 153-ზე მდინარის ხეობის სქემატური განივი ქრილია მოცემული, რომელზეც ოთხი აბრაზიული ტერასაა გამოსახული. მათგან ყველაზე ძველია IV ტერასა. მომდევნო ტერასები (III, II, I) მასზე ახალგაზრდაა, მით უფრო ახალგაზრდა, რაც უფრო დაბალია იგი. ცხადია, ყველაზე ახალგაზრდა პირველი (I) – ქალის ტერასაა – ანუ ალუვიური ველი, რომელზეც მდინარის თანამედროვე კალაპოტია გაჭრილი. ქალის ტერასის დანარჩენ ტერიტორიაზე აკუმულაციური პროცესები მიმდინარეობს. ამგვარი ტერასების წარმოქმნა მდინარის ეროზიული მოქმედების დინამიკაში პერიოდულად მოხდარი ცვლილებების, კერძოდ, ეროზიის ბაზისის დონის დაწვევის შედეგად მდინარის ეროზიული პროფილის წონასწორობის დარღვევის შედეგია. თუმცა, შესაძლებელია, პირიქითაც მოხდეს – ეროზიის ბაზისის დონემ აწიოს და აკუმულაციური პროცესები გაძლიერდეს. საბოლოო ჯამში, ქალის ტერასა ალუვიონის მეტნაკლებად სქელი საფარით დაიფარება და ბუნებრივია, „დამარხული“ ტერასა დამკვირვებლისთვის მიუწვდომელი გახდება. ეროზიის ბაზისის მორიგი დაწვევის შემთხვევაში გამოუმუშავებული ახალი ტერასა, ცხადია, მდინარის ხეობის განვითარების ისტორიაში ტერასების თანმიმდევრობას დაარღვევს, მაგრამ მორფოლოგიურად გამოხატული ტერასების რიგში ასაკით ის მაინც უფრო ახალგაზრდა იქნება, ვიდრე ჰიქსომეტრიულად მასზე მაღალი ყველა დანარჩენი ტერასა. შესაბამისად თარიღდება ტერასებზე განლაგებული ალუვიონიც. რაც შეეხება ტერასებზე განლაგებულ დელუვიონისა და ლეარნალექის ასაკს, მისი განსაზღვრა ტერასულ ნალექებთან მათი დამოკიდებულების მიხედვით ხდება თუ დელუვიონი ტერასულ ალუვიონზე განლაგებული, ცხადია, ის ალუვიონზე ახალგაზრდაა.



სურ. 153.

იმ შემთხვევაში, თუ მდინარე ზღვას ერთის ე.ი. მის ეროზიის ბაზისს ზღვის დონე წარმოადგენს, თეორიულად შესაძლებელია მდინარის ტერასებისა და ზღვიური ტერასების პარალელიზაცია — ასეთი მდინარეების ქალის ტერასა ხომ ზღვის სანაპირო ველის უშუალო გაგრძელებას წარმოადგენს. ზღვის დონის დაწვეის შემთხვევაში დაბლა იწვევს მდინარის ეროზიის ბაზისიც ე.ი. ერთდროულად იწვეება ზღვის სანაპიროს, გასწვრივ ახალი აბრაზიული ზედაპირის გამოუმუშავების, ხოლო მდინარის ხეობაში — ქალის ტერასის წარმოქმნის პროცესი. ამრიგად, როგორც უკვე ითქვა, თეორიულად მდინარეული და ზღვიური ტერასების პარალელიზაცია სასესებით შესაძლებელია. მაგრამ პრაქტიკულად ეს საქმად რთული საქმე აღმოჩნდება ხოლმე, რადგანაც ნეოტექტონიკური მოძრაობის შედეგად ზღვიური ტერასების ზედაპირის დეფორმაციის გარდა, პარალელიზაციას დიდ დაბრკოლებას უქმნის დენუდაციური პროცესების შედეგად ტერასების დანაწევრებული, ერთიმეორისაგან მოწყვეტილი, ფრაგმენტების სახით შემორჩენილი შოლოდ ცალკეული უბნების არსებობა.

მეოთხეულის გეოლოგიაში დათარიღების მორფოლოგიურ მეთოდს იყენებენ მყინვარული ნალექების ასაკის დადგენისა და კორელაციისათვისაც. თუ გავითვალისწინებთ, რომ მეოთხეული პერიოდის მაქსიმალური გამყინვარების სტადიაზე ხმელეთის ტერიტორიაზე 45 მილიონი კვადრატული კილომეტრი იყო ყინულით დაფარული, ცხადი გახდება რამდენად მნიშვნელოვანია მყინვარის დნობის შემდეგ დარჩენილი ნალექების დათარიღება მეოთხეული სისტემის კვლევისათვის. მეოთხეული პერიოდის დიდი გამყინვარების შესახებ დეტალურად ცოტა მოგვიანებით ვისაუბრებთ. წინასწარ კი, ზოგი რამ აუცილებლად უნდა ითქვას, რათა კარგად ჩაეწვდეთ მყინვარული ნალექების დათარიღებისთვის მორფოლოგიური მეთოდის მნიშვნელობას და არსს. მეოთხეულში ევროპის კონტინენტის ჩრდილოეთში, აგრეთვე ალპებსა და ალპების მთისწინა ველებზე მყინვარების არსებობის ფაქტს ჯერ კიდევ XIX საუკუნის დასაწყისში (ოციან წლებში) მოღვაწე რამდენიმე მკვლევარი დაბეჭდვით ასაბუთებდა. თუმცა, თავდაპირველად გაბატონებული იყო აზრი, რომ მეოთხეულის დიდი გამყინვარება ერთჯერადი — მონოგლაციალური მოვლენა იყო. მაგრამ, ევროპის რამდენიმე ქვეყანაში ჩატარებული კვლევების კვალად თანდათან გროვდებოდა სარწმუნო ფაქტობრივი მასალა, რომელიც სულ უფრო და უფრო მეტ ევკებს ბადებდა მონოგლაციალური თეორიის სამართლიანობაში. საბოლოოდ კი, ჯერ 1879 წელს, შემდეგ მოგვიანებით — 1882 წელს, გერმანელმა მეცნიერებმა ა. პენკმა და ვ. ბრუენერმა ალპების მთისწინა ველებისა და ჩრდილო გერმანიის ტერიტორიაზე გაერკვლებული ალუვიური და მყინვარული ნალექების კვლევით მოპოვებულ ფაქტებზე დაყრდნობით დაასაბუთეს, რომ მეოთხეული პერიოდის გამყინვარება არ იყო ერთჯერადი პროცესი. ხსენებულმა ავტორებმა გამოიყვეს გამყინვარების სამი სტადია — მინდელური, რისელი და ვიურბული, რომლებიც დათბობის სტადიებით იყვნენ ერთიმეორისაგან გამოყოფილი. მას შემდეგ, რაც კალაბრიულის საგები იქნა აღიარებული მეოთხეულისა და ნეოგენის მიჯნად, გამყინვარების კიდევ ერთი, უძველესი (რიგით I) სტადია — დუნაის გამყინვარება, შეემატა მეოთხეული პერიოდის

პოლიგლაციალური გამყინვარების სტადიების ნუსხას. ბუნებრივია, სწორედ პოლიგლაციალური გამყინვარების თითოეული სტადიის (გლაციალურის და ინტერგლაციალურის) დათარიღება მოითხოვს საგანგებო მეთოდებს მყინვარული ნალექების ასაკის დადგენისათვის. ამ თვალსაზრისით, ფასდაუდებელია სწორედ მორფოლოგიური მეთოდი. გამყინვარების ცალკეულ სტადიებზე მყინვარები ერთნაირი სიძლიერის როლი იყო. თითოეული მათგანი გამყინვარების ცენტრიდან სხვადასხვა მანძილზე ერეკლდებოდა განსხვავებული იყო თითოეული მყინვარის მიერ დაკავებული ტერიტორიის ფართობი და მიჯნა (კონტური), რომლის იქით მყინვარი აღარ ერეკლდებოდა. დათბობის სტადიაზე, რომელიც გლაციალურ სტადიას მოჰყვებოდა, მყინვარი უკან იხვედა, მისი არსებობის კვალი კი რჩებოდა შუბლის მორენებისა და მყინვარული გენეზისის რელიეფის ფორმების – ოზების, დრუმლინების, ზანდრული ველებისა და ა.შ., სახით. სურ. 167-ზე (გვ. 471), რომელზეც ევროპული რუსეთის ტერიტორიაზე მეთხეული პერიოდის გამყინვარების ოთხი გლაციალური სტადიის მყინვარების მიერ დაკავებული ტერიტორიების საზღვრებია მოცემული, კარგად ჩანს, რომ სკანდინავიის მყინვარული ფარიდან ყველაზე შორს სამხრეთ-დასავლეთისაკენ დნეპარული სტადიის მყინვარი გავრცელდა. შედარებით უფრო მცირე იყო მოსკოვეური სტადიის დროს მყინვარით დაკავებული ტერიტორიის ფართობი. მომდევნო სტადიის გამყინვარების მიერ დატოვებული შუბლის მორენების ზოლი კიდევ უფრო ახლოს არის გამყინვარების ცენტრთან. და ბოლოს, სკანდინავიის მყინვარული ცენტრიდან წამოსულმა მყინვარმა გამყინვარების მომდევნო სტადიაზე (ე.წ. ვალდაის გამყინვარება) მხოლოდ მცირე ტერიტორია დაიკავა კარელიაში, სანქტ-პეტერბურგის მხარეში და ბელარუსიაში.

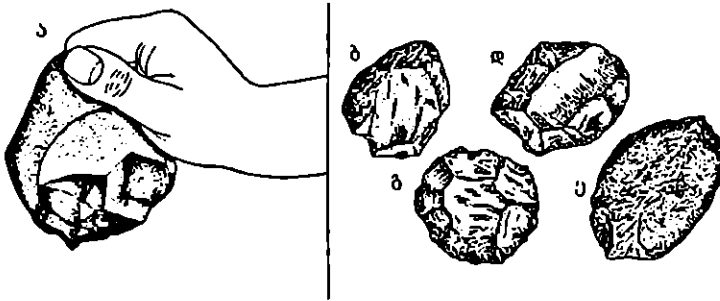
სურ. 166-ზე მოცემულია კონტურები, რომლებიც თითოეული სტადიის მყინვარის მაქსიმალური გავრცელების საზღვარს წარმოადგენს, იმავე დროს გამყინვარების სტადიების ასაკობრივ თანმიმდევრობას შეესატყვისება. საესებით ლოგიკურია, რომ უფრო ძველია დნეპარული გამყინვარების მიერ დატოვებული მყინვარული ნალექები (შუბლის მორენები და სხვ.). მასზე ახალგაზრდაა მოსკოვეური სტადიის მყინვარის მიერ დატოვებული მორენები და მყინვარული ფორმები. უდავოდ ყველაზე ახალგაზრდა იყო ვალდაის გამყინვარება. ამრიგად, გამყინვარება და მის მიერ დატოვებული ნალექები მით უფრო ძველია, რაც უფრო შორს არის გამყინვარების ცენტრიდან განლაგებული მორენული ნალექები და მყინვარული რელიეფის ფორმები (ამას ემატება ისიც, რომ დენუდაციური პროცესების კვალი უფრო ინტენსიურად არის აღბეჭდილი ოზებზე, დრუმლინებზე და სხვ.). ასეთია მყინვარული ნალექების მორფოლოგიური მეთოდით დათარიღების ძირითადი პრინციპები. ცხადია, გამორიცხული არ არის, რომ დათბობის სტადიის შემდგომ მომდევნო გამყინვარების სტადიაზე მყინვარი ცენტრიდან უფრო შორს გავრცელდეს და წინამორბედი სტადიის მყინვარის მიერ დატოვებული კვალი მთლიანად წაშალოს. ბუნებრივია, ასეთ შემთხვევაში დამკვირვებლისათვის მისი არსებობა უცნობი რჩება, მაგრამ გადარჩენილი შუბლის მორენების თანმიმდევრობის მიმართ დათარიღების მორფოლოგიური მეთოდის ძირითადი პრინციპი უცვლელია.¹

მეთხეული პერიოდის დიდი გამყინვარების დროს აცივება-დათბობის სტადიების მონაცემებზე გარკვეულ ასახვას ჰპოვებდა მდინარეთა რეჟიმში და ზღვების დონეების მერყეობასაც იწვევდა. ამიტომ, თეორიულად, მყინვარული, ალუვიური და ზღვიური ტერასების ნალექების პარალელიზაცია მორფოლოგიური კვლევით მოპოვებული მასალის გათვალისწინებით, საესებით შესაძლებელია. მაგრამ, პრაქტიკულად, ამგვარი კორელაცია ძალზე რთულია, არაიშვიათად – შეუძლებელიც.

ა რ ქ ე ო ლ ო გ ი უ რ ი მ ე თ ო დ ი. მეთხეული სისტემის კვლევის მეთოდებს შორის სრულიად გამორჩეული მანძილ დათარიღების არქეოლოგიური მეთოდია, მეთოდი, რომელსაც მხოლოდ და მხოლოდ მეთხეული ნალექების დათარიღების, სტრატოგრაფიული დანაწილებისა და პარალელიზაციის ამოცანების გადაჭრისათვის იყენებენ გეოლოგები. თვით მეთოდის სახელწოდება მიგვანიშნებს, რომ გეოლოგი მეთხეული სისტემის სტრატოგრაფიული კვლევისთვის არქეოლოგიის მონაცემებს იშველიებს – ე.ი. მასალას, რომლის შემოქმედი Homo sapiens, გონიერი ადამიანია. მართალია, კომინილების ოჯახის ისტორია პლიოცენური ეპოქიდან

¹ მხოლოდ ნაწილობრივ წაშლა წინამდებარე – გვიანპალეოსტოცენური ოქს გამყინვარების კვალი დნეპრის გამყინვარების ორმა ენამ.

იწყება, მაგრამ ადამიანთა საზოგადოების ჩამოყალიბება და მისი მატერიალური კულტურის საწყისები სწორედ მეოთხეული პერიოდის დასაწყისიდან იღებს სათავეს. ცნობილმა რუსმა მეცნიერმა ა. პავლოვმა ხომ სწორედ ამიტომ უწოდა მეოთხეულ სისტემას ანთროპოგენი. ადამიანის ბიოლოგიური ევოლუცია მეოთხეული პერიოდის განმავლობაში იმდენად სწრაფი ტემპით მიმდინარეობდა, ამასთან ევოლუციის თითოეული სტადიისთვის დამახასიათებელი ანატომიურ ნიშანთვისებებს შორის განსხვავება იმდენად თვალსაჩინო არის, რომ ადამიანის განამარხებული ნაშთები მეოთხეული სისტემის სტრატეგრაფიული დანაწილების საქმეში უპირველესი სახელმძღვანელო ნამარხების როლს შეასრულებდნენ, რომ არა მათი, ამ ნაშთების ადგილსამოკებლების იშვიათობა და ბოლო დრომდე მიკვლეულ ადგილსამოკებლებს შორის არსებული ძალიან დიდი მანძილები.



სურ. 154. ქვის იარაღები ილდუვეის ხეობიდან

(პლეოლითი, ოლდუვეის კულტურა). (დ. ლამბერტიდან, 1999)

- ა - ტლანჭი საქრელი იარაღი (ეული, ანუ ჩაბერი), რომელსაც ხორციის დასანაწევრებლად და ძელების დასაჩუხად იყენებდნენ; ბ - შრავალწახნაგა ქვა რამდენიმე ბასრი კიდით; გ - ბასრიკიდებიანი დისკოიდი (სავარაუდოა, რომ მოქნილ თასმაზე მომხულ ასეთ ქვებს ნადირის დასახოცად იყენებდნენ ლაოსს შგავასად); დ - ტყეის დასაბეშავებელი საუხეცი; ე - ქვის ჩაქუჩი.

სამაგიეროდ, მრავლად მოიპოვება მატერიალური კულტურის ნაშთები. დღეისთვის ცნობილ ნიმუშთაგან ყველაზე ადრეული გვიანპლეისტოცენურ ნალექებშია მიკვლეული - ე.ი. მეოთხეული სისტემის ქვედა საზღვარსაკი კი სცილდება. მეოთხეულ ნალექებში მოპოვებული მატერიალური კულტურის ნიმუშთაგან ყველაზე ადრეულია ტლანქად (პაიპარად) დამუშავებული ქვის იარაღები, რომლის შემოქმედი გვარი Homo-ს დღეისათვის ცნობილი უძველესი წარმომადგენელი Homo habilis (მარჯვე ადამიანი) არის. მეცნიერთა დიდი ნაწილი მიიჩნევს, რომ ის დაახლოებით 2 - 1,5 მლნ წლების ინტერვალში ავსტრალიპითეკების ერთ-ერთი სახისაგან, სავარაუდოდ Australopithecus safarensis, ან A. africanus-ისაგან განვითარდა. ადამიანთა გვარის ამ პირველ სახეს ანთროპოლოგებმა, მართალია, მარჯვე ადამიანი შეარქვეს, მაგრამ ის ფიზიკური სიძლიერითა და სისწრაფეში, აშკარად ჩამორჩებოდა მის თანამედროვე მტაცებლებს - მას ხომ არც ბრკეალები გააჩნდა და არც ბასრი ეშვებით იყო აღჭურვილი. სირბილშიც ხომ ბევრად ჩამორჩებოდა ევლური ბუნების იმ ბინადართ, რომელთაგან ბევრი მტერი იყო მისი, ზოგი კი ნოყიერი საკვების წყარო - ნადირობის ობიექტი. უთუოდ, ამან აიძულა ადრეული ჰომინინები მონახათ ისეთი რამ, რაც ბრკეალებისა და ეშვების მაგიერობას გაუწევდა და მტაცებლების მოგერიებაშიც დაეხმარებოდა, ნადირობაშიც და

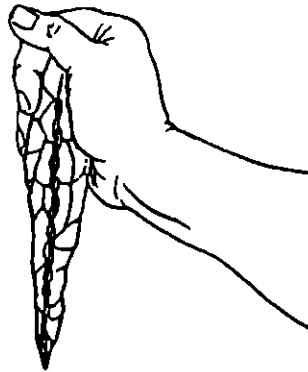
ნანადირვეის ათვისებასაც გაუადვილებდა. ასე დაიწყო მარჯვე ადამიანმა ქვების, ძელებისა და ხის ტოტების იმგვარად დამუშავება, რომ მათი დახმარებით შესძლებოდა ნადირის მოკლა, ნანადირვეის გატყავება, დაჭრა, ძელებზე შერჩენილი ხორცის ჩამოფხვება და ა.შ. სავარაუდოა, რომ პირველი იარაღები ბუნებრივ პირობებში არსებული ბასრი ქვის ნატეხები, მხვილი ქოხები, ხის ქერქის ნატეხები („ლანგარის“ ფუნქციას რომ შეასრულებდა) იყო თუმცა, ეს მხოლოდ ვარაუდია – მათ კვალს ჩვენამდე არ მოუღწევია. ცხადია, ყველაზე გამძლე მათ შორის ქვის იარაღები აღმოჩნდა. ახლა უკვე ცნობილი ფაქტია, რომ ეთიოპიაში მობინადრე მარჯვე ადამიანი გამიზნულად ამტერვედა ქვებს მეორე ქვის დარტყმით ბასრიდებინა ანატექების მისაღებად, რომლებსაც, სავარაუდოდ, ნანადირვეის მცირე ულუფად დანაწევრებისთვის და ძელებიდან ხორცის მოსაცილებლად იყენებდნენ. იმ დროიდან მოყოლებული, თითქმის ორი მილიონი წლის განმავლობაში, 2,5 – 0,5 მლნ წლების ინტერვალში, ადამიანების ტექნიკურ არსენალში ქვის იარაღები დომინირებდნენ. დროის ეს ხანგრძლივი მონაკვეთი თითქმის მთელ პლეისტოცენსა და ეოპლეისტოცენს რომ მოიცავს, არქეოლოგიური წელთაღრიცხვის შკალაზე პალეოლითის – ძველი ქვის ხანის სახელით არის შესული.

დღეისათვის პალეოლითის ხანის უძველეს იარაღებად მიჩნეულია „ოლდუვაის ტიპის“ კულტურის ქვის იარაღები, რომლებიც ტანზანიის ტერიტორიაზე, ოლდუვაის ხეობაშია მიკვლეული. ეს არის ტლანქად დამუშავებული, სხვადასხვა ფორმის და, როგორც ჩანს, დანიშნულების იარაღები, რომლებსაც პირველი ჰომინინები ნადირობისას და ნანადირვეის დამუშავებისთვის იყენებდნენ (სურ. 154-157). ამგვარი ქვის იარაღები, ან მათგან რამდენადმე განსხვავებული გვიანდელი ვარიანტები ცოტა მოგვიანებით, ადრე პალეოლითშივე, ფართოდ გავრცელდა არამარტო აფრიკის, არამედ აზიის ტერიტორიაზეც. ოლდუვაის კულტურის იარაღები 200 ათასი წლის წინაც კი წარმატებით გამოიყენებოდა ზოგ რეგიონში, იმ დროს, როცა სხვა მხარეებში ქვის ხანის იარაღები უფრო მაღალი ტექნოლოგიური დამუშავების გზით მზადდებოდა.

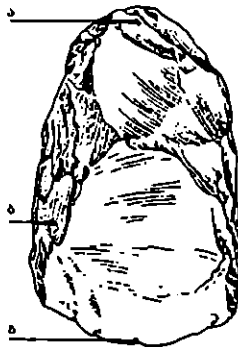
პალეოლითის განმავლობაში ქვის იარაღების დამუშავების ტექნოლოგია თანდათან იხვეწებოდა ჰომინინების გეარის წარმომადგენლების გონივრული და ფიზიკური ევოლუციის, აღმავლობის კვლად თანდათან იცვლებოდა ქვის იარაღების მორფოლოგია და დამუშავების ხარისხი. დაახლოებით 1,6 მლნ წლიდან აღმოსავლურ აფრიკაში ჩნდება ახალი, თავისებური ფორმის იარაღები – ე.წ. მუქის ქვები და კლივერები. მუქის ქვა ამჭერად უკვე საგანგებოდ არის დამუშავებული ხელში (მუქში) დასაქურად, თუმცა ჩამონატეხები მაინც ტლანქია, რეტუშის გარეშე (სურ. 155). მისი მხვილი, ბასრიდებინაი წვერი ნანადირვეის დასანაწევრებლად იყო გააზრებული. ნანადირვეის წინასწარი დამუშავება კი ჩოპერით ხდებოდა. ამ იარაღების შემოქმედი უკვე სხვა სახე იყო – Homo erectus (ამართული ადამიანი). გადიოდა დრო და ქვის იარაღები თანდათან იხვეწებოდა ამასთან ეს პროცესი თითქმის სინქრონულად მიმდინარეობდა აღმოსავლური ნახევარსფეროს კონტინენტების (ე.წ. „ძველი სამყაროს“) ბევრ რეგიონში. ამიტომ სხვადასხვა ქვეყნებში მოპოვებული არქეოლოგიური მასალა, განსაკუთრებით ქვის იარაღები, მათი ტიპოლოგიური ნიშნები – ნიშნები, რომლებიც იარაღების დამზადების ტექნოლოგიის დონის უტყუარი ინდიკატორებია, იმ ნალექების გეოლოგიური ასაკის დადგენის საფუძველი შეიძლება გახდეს, რომლიდანაც არქეოლოგიური მასალა მოპოვებული. იარაღების ადგილსაპოვებელი – ძველი ადამიანების სადგომები, ბევრ რეგიონში საკმაოდ მრავალრიცხოვანია, განსაკუთრებით გვიანპლეისტოცენურ ნალექებთან დაკავშირებული. ამიტომ კონკრეტული რეგიონის ეოპლეისტოცენისა და პლეისტოცენის ნალექების დათარიღებისთვის არქეოლოგიური კვლევის შედეგად მიღებული მონაცემები საკმაოდ საიმედოა ამავე დროს გეოლოგიური მასალის დიდ სფეროებშიც მოითხოვს არქეოლოგიური მეთოდის გამოყენებით შორეული კონტინენტის ამოცანების გადაჭრა, განსაკუთრებით იმ შემთხვევაში, როცა საქმე ეხება ერთიმეორეს დიდი მანძილით დაშორებულ ტერიტორიებს, ცალკეულ კუნძულებს, რომლებიც ზღვის ჯრელო აკვანტორიებით იყენებოდა იზოლირებული დიდი კონტინენტებისაგან. იგივე ითქმის თვით ავსტრალიის კონტინენტზეც. ნუსხა №21-ზე მოცემულია ნამარხი ადამიანის იარაღების ევოლუციის ეტაპები, თითოეული ეტაპის ქვედა საზღვრის (დასაწყისის) ასაკის მითითებით.



სურ. 155. ბუჭის ქვა (დ. ლამბერტიდან, 1999)
 ა - ზურგის მხარე; ბ - ბასრი კიდე; გ - მახვილი წვერო.



სურ. 156. ასე ეჭირა ხელში ბუჭის ქვა მისი მომრგვალებული ბოლოთი Homo erectus-ს. მახვილი, ბასრი წვერით კი ნანადირევს ანაწევრებდა, ან მიწიდან საკვებად ვარგის თესვებს თხრიდა



სურ. 157. ჩოპერი (უფლისებრი მჭრელი ქვის იარაღი) (დ. ლამბერტიდან, 1999)
 ა - ზურგის მხარე; ბ - გვერდითი მხარე; გ - ბასრი (მჭრელი) კიდე

**ნამარხი ადამიანის მატერიალური კულტურის
განვითარების ეტაპები**

ნუსხა №21

გეოქრონოლოგიური ერთეულები	არქეოლოგიური შკალა			ადამიანის სახე	შრომის იარაღები	დასაწყისი (ათასი წ.)	
ქოლოცენი	რკინის ხანა ბრინჯაოს ხანა ნეოლითი მესოლითი			ნეოსტროპეხი	რკინის ბრინჯაოს ქვის და ბრინჯაოს პოლირებული ქვის; მეთენუიზა, მუცხოველები, მიწათმოქმედება	- 2 - 4-5 - 6 - 10	
მეოცენი-ტოცენი	მ ე ო ც ენ ი ტ ო ც ენ ი	რეოცენი	აზილური მაგლადენური სოლუტრეული ორინიაკელი	ნეოსტროპეხი	ჩამარხი გონიერი ადამიანი (კრომანონელი ადამიანი)	მრავალფეროვანი ღანიშნულების ქვის იარაღები, ძვლის იარაღები.	40-35
მუაქლეს-ტოცენი		მუაქლესი	მუსტურული	აპლენაირიაკები	პორეულეული ადამიანი (ნეანდერტალი)	მუჭის ქვა, საფხეკი (როკერი), ფართო, მასიური პრეტყელი ქვები, მუჭისწვერები	300
აღრე პლეისტოცენი		მ ე ო ც ენ ი ტ ო ც ენ ი	აშელური	სინანთროპი			500
ეოპლეისტოცენი			მეაზი	შელური	არსანთროპეხი	პითეკანტროსი (ამართული ადამიანი)	ტლანქად. ორმხრივ ჩამოტეხილი ქვები, პირბასრი ნაშთები
პლიოცენი			ოლდუეის (ქვარკვალების) კულტურა		მარტუე ადამიანი	ტლანქად და მუშაებული ქვარკვალები	2000 2800

მეოთხეული სისტემის სტრატეგრაფიული დანაწილება

ნუსხა №22

სისტემა	სუქქია სართული	იტაი	ხანა	ქრონოლ. შუალა	სტრატეგრაფიული დანაწილება				
					დასავლური ევროპა ამოსავლური ევროპა				ჩრდ-ლოკო ამერიკა
					ჩრდილოური	ალპური	ევროპ. რუსეთი	შავი ზღვის აუზი	
მეოთხეული	არტოიკო	პოლოცენი	ა	0,1	პოლოცენი				
				0,2	ვისლის	ვიერმული	ვალდაის	გეიბ ექსის.	ვისკონსინის ილინოისის კანზასის აიოვის ნებრასკას ბლანკოს
		0,3	უემის	რის-ვიერმ.	მიკუდინის	პოსტკარანგა-კარანგატული			
		0,4	ზაალური	რისული	მოს-კოქურა	ესუნდარული			
		0,5	პოლშტეინი	მინდელ-რისი	ოდინ-კოვის	აღრე ვესინური			
		0,6	ელსტერი	მინდელური	დნეპრის	პალეოეუსუნ-დარული			
		0,7	კრომერი	გოუნც-მინდელი	ლიხენის	ბიანტი ჩაუდური			
		0,8	მენაპიეზი	ვიენცერი	ოკის	აღრე ჩაუდური			
		1,0	უალიუმი	დუნაი-გოუნცი	ბელოვევის	ბურის			
		1,2	მუკონი	დუნაი	ვარია-გული (მარო-ზოვის)				
		1,3							
		1,4							
		1,5							
		1,6							
		1,7							
		1,8							
		ბეიანი კლიოცენი					*ბ-ბეიანი		

პლანქტონური ფორამინიფერების და ნანოპლანქტონის ზონები ატლანტური და წყნარი ოკეანის მეოთხეულ ნაღველებში

ნუსხა N:23

სტრატეგრ. ერთ.	ასაკი მლნ წ	ზონები			
		პლანქტონური ფორამინიფერები		ნანოპლანქტონი	
პოლოცენი		Globorotalia truncatulinoides	Globorotalia fimbriata	Emiliana huxley	
პლეისტოცენი	0.011		Gl. callida calida s. l. №23		Globorotalia bermudezi
	0.08				Globorotalia calida calida
	0.14			Globorotalia crassaformis hessi	Gephyroceras oceanica
	0.4			Globorotalia crassaformis viola	Pseudomelania Lacunosa
	1.8			Gl. truncatulinoides s. str. №22	

ზონების ნუსხა მოცემულია ე. კრაშენინიკოვის მიხედვით (1978)

მეოთხეული სისტემის დანაწილება. საერთაშორისო გეოქრონოლოგიურ შკალაზე მეოთხეულ სისტემას ამჟამად საყოველთად აქვს მიიწილი სრულყოფილებიანი წევრის ადგილი ფანეროზოული ეონოთემის სისტემების ნუსხაში.¹ მაგრამ მეოთხეული სისტემის სტრატეგრაფიული დანაწილების პრინციპებისა და კრიტერიუმების, სისტემაზე დაბალი რანგის სტრატეგრაფიული ერთეულების კლასიფიკაციისა და ნომენკლატურის პრობლემები ჯერაც გადაუჭრელია. დავიწყით იმით, რომ თითქმის ორი საუკუნის განმავლობაში გეოლოგიურ ლიტერატურაში დამკვიდრებული, მეოთხეული სისტემის ორი, უფრო დაბალი რანგის სტრატეგრაფიული ერთეული – პლეისტოცენი და პოლოცენი, რომლებსაც ბოლო ათწლეულებში მესამე – ეოპლეისტოცენი, მიემატა, გაურკვეველი სტატუსისანი არიან. ისინი არ წარმოადგენენ საერთო (საუკუნის), მითუმეტეს სექციის (ეპოქის) რანგის გეოქრონოლოგიურ ერთეულებს. ჯერ ერთი, თითოეული მათგანის მცირე ხანგრძლივობა არ იძლევა ამის საფუძველს. რაც მთავარია, კვლევის ბიოსტრატეგრაფიული მეთოდები, ფანეროზოულის ყველა დანარჩენი სისტემის სექციებზე, საერთოებზე და ზონებზე დანაწილების უპირველეს, ყველაზე საიმედო ბაზისს რომ ჰქონიან, მეოთხეული სისტემის დანაწილებისათვის საკმარისი არ არის. მეოთხეული პერიოდის უაღრესად ხანმოკლე გეოლოგიური ისტორიის მწყობრი სურათის აღდგენა, მისი ბუნებრივი პერიოდიზაცია, ბიოსტრატეგრაფიულის გარდა, უცილობლად უნდა ემყარებოდეს კიდევ სხვა კრიტერიუმებს, რომლებიც მხოლოდ მეოთხეული სისტემის დანაწილებისთვის არის გამოსადგეი. ამ კრიტერიუმების დადგენა სტრატეგრაფიული კვლევის იმ საეციფიკური მეთოდებით ხორციელდება ზემოთ რომ გავცანიოთ (კლიმატო-სტრატეგრაფიული, მორფოლოგიური, არქეოლოგიური და ა.შ.). ამ გზით არის შექმნილი რეგიონული (არაშეიათად ლოკალური) სტრატეგრაფიული სქემები ერთი, შედარებით მცირე რეგიონის ტერიტორიაზე მეოთხეული პერიოდის განმავლობაში მოხდარ პალეოკლიმატურ, პალეოგეოგრაფიულ, პალეოფაუნისტურ, თუ პალეოფლორისტულ ცვლილებებს რომ ასახვენ. ნუსხა №22-ზე ევროპის კონტინენტის მხოლოდ ხუთი რეგიონის მეოთხეული ნალექების სტრატეგრაფიული დანაწილების სქემებია მოცემული. მათზე ერთი თვალის შევლებითაც კი შეიძლება ნათლად დაინახოთ ხუთ რეგიონულ სქემას შორის არსებული განსხვავება – ნომენკლატურული, ერთეულების ხანგრძლივობასა და მოცულობაში, თვით ნალექების დანაწილების კრიტერიუმებში (ერთ შემთხვევაში, კლიმატო-სტრატეგრაფიული, სხვა შემთხვევაში კი მორფოლოგიური თუ არქეოლოგიური). თუმცა, ამავე ნუსხა №22-ზე არის ერთეულები, რომლებიც მის ძირითად ქარგას ქონიან და აქ მოცემული ხუთი რეგიონული სქემის კორელაციის საფუძველს შეადგენენ ქრონოლოგიურ (რადიოგეოლოგიურ) შკალასთან ერთად. მაგრამ არც ეს ერთეულებია საყოველთად აღიარებული. რუსი მეცნიერების დიდი ნაწილი მეოთხეულის სტრატეგრაფიული სქემების პარალელიზაციისთვის ყველაზე მაღალი რანგის საარეიონათაშორისო გეოქრონოლოგიურ ერთეულებს ეტაპს უწოდებენ; მათივე წინადადებით, უფრო დაბალი რანგის ერთეულებისთვის შესაფერისი ცნებაა ხანა (время).²

როგორც ვთქვით, ნუსხა №22-ზე ევროპის კონტინენტის მხოლოდ ხუთი რეგიონის მეოთხეული ნალექების რეგიონული სტრატეგრაფიული სქემებია მოცემული. თვით ევროპის კონტინენტის სხვა რეგიონებისთვის შექმნილი კიდევ არაერთი სქემა არსებობს. სრულიად განსხვავებულია დანარჩენი კონტინენტების მეოთხეული ნალექების სტრატეგრაფიული დანაწილების სქემები. მათი კორელაცია საკმაოდ რთულია, განსაკუთრებით შორეული პარალელიზაცია.

¹ თუმცა ზოგი მეცნიერი ეჭვგამე აყენებს მეოთხეული წარმონაქმნების სისტემის რანგში დაკანონებას და უფრო მართებულად მიიჩნევენ ნეოგენური სისტემის შემადგენლობაში ერთ-ერთი, ყველაზე ახალგაზრდა საერთო სტატუსით მათ გაერთიანებას. უტყუარ არგუმენტად ისინი იმ ფაქტს მიიჩნევენ, რომ მეოთხეული (ეოპლეისტოცენი, პლეისტოცენი და პოლოცენი) მხოლოდ ეტაპს პლანქტონური ფორამინიფერების ერთი, *Globorotalia truncatulinoides*-ის ზონის ფარგლებში.

² ეტაპის შესატყვისი სტრატეგრაფიული ერთეული ჩუქელი გეოლოგიურ ლიტერატურაში არის *период* ხოლო ხანისა – *эпоха*. მათი შესაბამისი ქართული განყოფილება და რგოლი ნალექებისთვის ნაკლებად გამოდგება მათ ნაცულად უცუთესა თუ ეიტვით – ეოპლეისტოცენური ნალექები, მინერალური კომპლექსი; სხვა შემთხვევაში ოლდეუის ხანა და ოლდეუის (ქარაგალების) კულტურა და ა.შ.

მეოთხეული პერიოდის ცოცხალი ბუნება. განსხვავება მეოთხეული პერიოდის ორგანულ სამყაროსა და თანამედროვე ცოცხალ ბუნებას შორის სრულიად უმნიშვნელოა, განსაკუთრებით მცენარეთა სამეფოს ტაქსონომიურ დიფერენციაციაში. კონკრეტული მხარეების მცენარეული საფარის დროგამომწვევით შეცვლის უპირველესი მიზეზი კლიმატური ფაქტორი (დათბობა-ააცივების მონაცვლეობა, ატმოსფერული ნალექების რაოდენობა) იყო და არა რომელიმე ახალი ტაქსონის (ტაქსონების) გამოჩენა, ან რომელიმე ძველი ტაქსონის (ტაქსონების) გადაშენება. პლეისტოცენური მცენარეულობა, პრაქტიკულად, ისეთივე როგორც პოლოცენისა. მეოთხეული პერიოდის გამყინვარების გლაციალური და ინტერგლაციალური სტადიების მონაცვლეობა მცენარეულ საფარში მკვეთრ ცვლილებებს, არსებითად, მხოლოდ იმ ტერიტორიებზე იწვევდა უშუალოდ რომ ესაზღვრებოდა მყინვარულ ოლქებს სუბტროპიკულ და, მითუმეტეს, ტროპიკულ სარტყლებში მოქცეული მხარეების მცენარეულობაზე მყინვარების წინსვლა, თუ უკანდახვევა ნაკლებად აირეგლებოდა.

რამდენადმე უფრო ხელშესახება წყლის ორგანიზმების ტაქსონომიურ დიფერენციაციაში პლეისტოცენის განმავლობაში მომხდარი ცვლილებები, თუმცა, ამ შემთხვევაში მხოლოდ სახეობების დონეზე უფრო მაღალი რანგის ტაქსონებს ცვლილებები, პრაქტიკულად, არ განუცდია გადაშენდა მოლუსკების მხოლოდ რამდენიმე გვარი (*Soldia*, *Ancylus*), აგრეთვე კარდიუმების, დიდაქნების, დრეისენების, ლიტორინების თითო-ორი სახე გასტროპოდები და ორსაგდულიანები ბინადრობდნენ როგორც ნორმულ ზღვებში, ისე გამტყნარებულ აუზებში. ისევე როგორც ამჟამად, პლეისტოცენის გაშლილ, ნორმულ მართლიან ზღვებში წარმოდგენილი იყო მარჯნების, ზღვის ზღარბების, ზღვის შროშნების, ღრუბლების ფუნა, აგრეთვე ფორამინიფერები, ოსტრაკოდები, დიატომები და ა.შ.

შეუღარებლად უფრო მრავალფეროვანი იყო მეოთხეული პერიოდის ხმელეთის ორგანული სამყარო – როგორც მცენარეულობა, ისე ცხოველთა სამეფო. იმის გამო, რომ მეოთხეული პერიოდის კონტინენტებზე სუბაერული ფაციესის ქანების გავრცელება ბევრად აღემატება სუბაქტატური, განსაკუთრებით ზღვიური, გენეზისის ქანებისას, კონტინენტურ ნალექებში დაკრული პალეონტოლოგიური მასალა გაცილებით მდიდარია და მრავალფეროვანია, თანაც თითქმის ხელუხლებლად შემონახული. ნამარხი ორგანიზმებისა და პალეოფლორისტული მასალის კვლევა გეოლოგებს უმდიდრეს ინფორმაციას აწვდის მეოთხეული პერიოდის გეოგრაფიულ გარემოში, პირველ ყოვლისა, კლიმატურ პირობებში მომხდარი ცვლილებების შესახებ. ასე მაგალითად, განამარხებული ფლორისტული მასალა (ფრთხლები, ნაყოფები, სპორები, მტერიანები) მოწმობს, რომ ადრე მეოთხეულში დასავლური ევროპის ჩრდილოეთში (ბრიტანეთის კუნძულები, ჩრდილო გერმანიის დაბლობები), ისევე როგორც ევროპული რუსეთის ცენტრალური ოლქების ტერიტორიაზე, სითბოსმოყვარული მცენარეულობა ხარობდა – წიფელი, ურთხელი, სხვადასხვაგვარი გვიმრები და ა.შ., მცენარეები, რომლებიც ამჟამად ზომიერად თბილი, ან სულაც სუბტროპიკული კლიმატური სარტყელის ბინადარნი არიან. დაიწყო გამყინვარების პირველი სტადია და ხსენებული მხარეების ტერიტორიაზე სითბოსმოყვარული მცენარეულობის ადგილი ტუნდრის მცენარეულობამ, ე.წ. დრიასის ფლორამ – ჭეჯა არყმა (*Betula nana*), ჩრდილოეთის ტრიფმა (*Salix herbacea*), დრიასმა (*Drias octopetala*), დაიკავა. მოგვიანებით, დათბობისა და მყინვარების უკანდახვევის სტადიაზე, დრიასის ფლორა სითბოს მოყვარულმა მცენარეულობამ შეცვალა, ჭერ არყმა და სოკმა, შემდეგ მუხის, წიფლისა და სოკის შერეულმა ტყეებმა. მცენარეულობის ასეთნაირად შეცვალა პლეისტოცენის განმავლობაში არაერთგზის განმეორდა გლაციალური და ინტერგლაციალური სტადიების მონაცვლეობის კვალად.

და მინც, როგორც პალეოგეოგრაფიული, ისე (უფრო მეტად) ბიოსტრატეგრაფიული კვლევის თვალსაზრისით, განსაკუთრებით ფასდაუდებელია ხმელეთის ხეხეშლიანთა, პირველყოვლისა, მაწოვრების ნამარხი ფუნა საქმე იმაშია, რომ მეოთხეული პერიოდის განმავლობაში ორგანული სამყაროს სხვა ტაქსონებთან შედარებით, ყველაზე უფრო სწრაფი ევოლუცია თვალსაჩინო, ხელშესახები მოარფლოგიური ცვლილებებით, სწორედ მაწოვრებმა განიცადეს. მეოთხეულ ნალექებში მაწოვართა კლასის არაერთი რიგის წარმომადგენელთა ნაშთებია განამარხებული, მაგრამ მათი ბიოსტრატეგრაფიული ღირებულება ერთნაირი როდია. ზოგი მხოლოდ მცირედ გავრცელებული გენეტიკური ჯგუფის ქანებშია განამარხებული, სხვა შემთხვევაში ტაქსონის (რიგის) ევოლუციის უაღრესად ნელი ტემპი ზღუდავს მის ბიოსტრატეგრაფიულ მნიშვნელობას. მეოთხეული ნალექების სტრატეგრაფიული დანაწილებისა და კო-

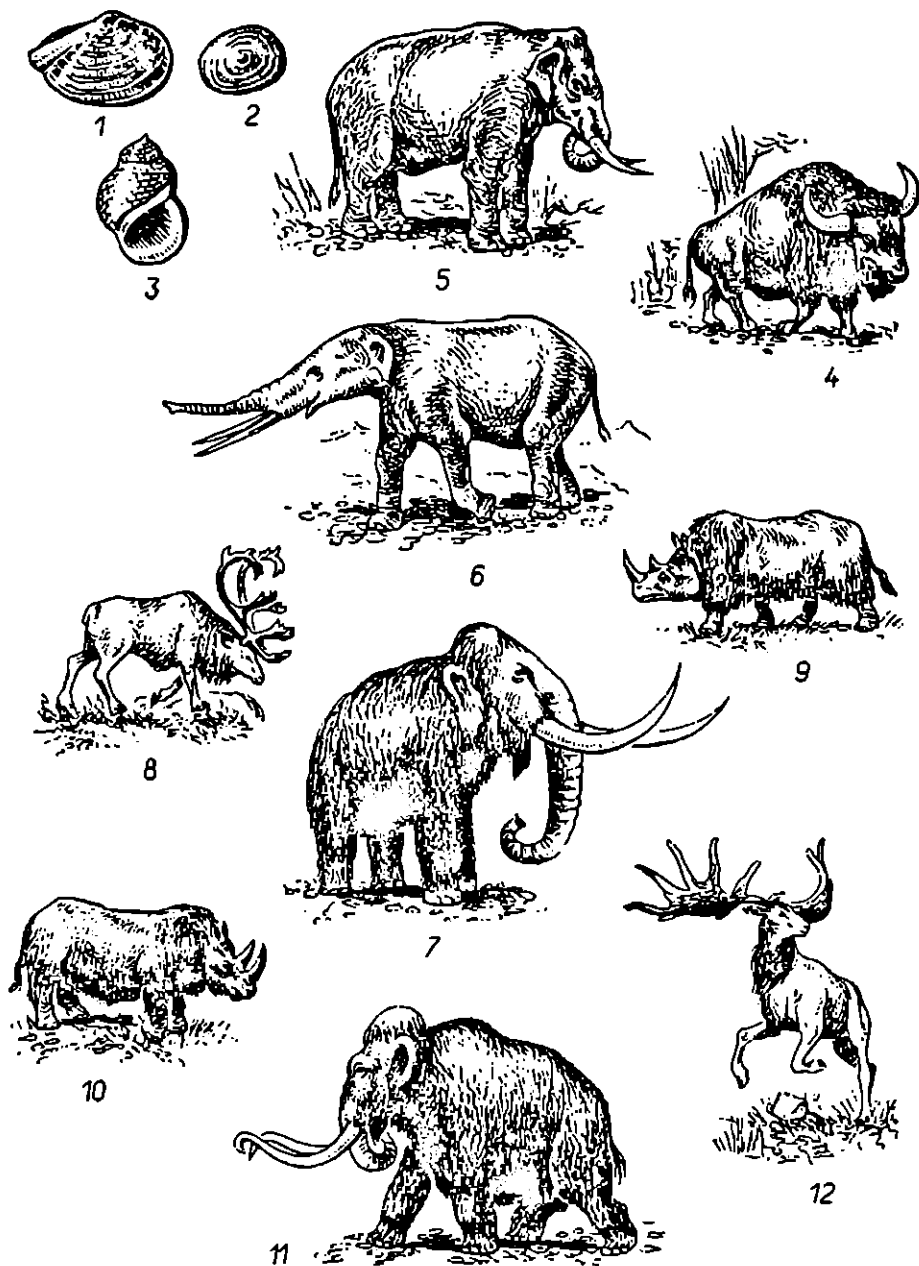
რელაციისათვის უპირველესა მღრღნელების (Rodentia), მტაცებლების (Carnivora), ხორთუმიანების (Proboscidea), კენტლოქანთა (Perissodactila) და წველიქანთა (Artiodactila) მნიშვნელობა.

მღრღნელები (რიგი Rodentia), ისევე როგორც ამჟამად, მეოთხეულში ძალიან ფართოდ იყვნენ გავრცელებული. შეიძლება ითქვას, რომ მათი ნაშთები ყველანაირ ქანშია დატული, ამასთან არა ერთეული, არამედ მრავალრიცხოვანი ნიმუშები, რასაც მღრღნელებისთვის დამახასიათებელი მჭიდრო პოპულაციები განაპირობებდა. ქანებში შრეშრე დატული სერიული მასალა კი მღრღნელების ცალკეული ტაქსონების (ოჯახების, გვარების) ევოლუციის პროცესის სრული სურათის დადგენის საშუალებას იძლევა. მაწორების ყველა სხვა დანარჩენი რიგების შემთხვევაში, თუნდაც მათი ევოლუციის ტემპი არანაკლებ სწრაფი იყოს, ასეთი სრული, სერიული პალეონტოლოგიური მასალის არ არსებობა დასკვნების დამაჯერებლობის ხარისხზე, ცხადია, უარყოფითად აირეკლება პლეისტოცენური ასაკის ნალექებში განსაკუთრებით ხშირია ზაზუნებისა და მინდვრის თავგების ნაშთები.

მტაცებელთა (Carnivora) რიგის ცალკეული გვარებისა და სახეობათა პოპულაციები, მღრღნელებისაგან განსხვავებით, მეოთხეულში არ იყო მაინცდამაინც მჭიდრო ისინი არ წარმოადგენდნენ დომინანტურ ჯგუფს, მაგრამ ამ რიგის წარმომადგენელთა ბიოსტრატოგრაფიული ლირებულება მეოთხეული სისტემისთვის მაინც მაღალია, განსაკუთრებით შორეული, სარეგიონთაშორისო კორელაციისათვის. მეოთხეულში პლიოცენიდან გადმოვიდნენ დათეების გვარის (*Ursus*) წარმომადგენლები. აღრე პლეისტოცენში მათგან ცნობილია *Ursus daningeri*; შუა პლეისტოცენიდან მას თილოგენტურად მოჰყვება *Ursus speleus* – გამოქვაბულის დათვი. მასთან ერთად შუა პლეისტოცენში ჩნდება და საყოველთაო გავრცელება აქვს მურა დათვი – *Ursus arctus*-ს ასევე ფართო გავრცელება ჰქონდათ აღმოსავლური ნახევარსფეროს კონტინენტებზე ჰიენებს ჩრდილო ამერიკის კონტინენტზე კი მათი მხოლოდ ერთი სახეა ცნობილი. მეოთხეულში პლიოცენიდან გადმოდის დიდი კატა *Machairodus*. ევროპაში ის აღრეპლეისტოცენურ ნალექებშია განამარხებული, ჩრდილო ამერიკის კონტინენტზე კი მახაროდუსების ზოგმა სახემ მეოთხეული პერიოდის ბოლომდე მიაღწია. მეოთხეულის დასასრულს მტაცებლებიდან გადაშენდნენ გამოქვაბულის დათვი (*Ursus speleus*) და გამოქვაბულის ლომი (*Felis leo speleus*).

მეოთხეული პერიოდის მაწორებიდან დიდი მნიშვნელობა აქვს აგრეთვე ხორთუმიანთა რიგს – Proboscidea-ს. მორფოლოგიურად განსაკუთრებით საინტერესოა სპილოების ოჯახი – Elephantidae. ვარაუდობენ, რომ სპილოების ოჯახის პირველი წარმომადგენლები 5 – 5,5 მილიონი წლის წინ გაჩნდნენ აფრიკაში. სწორედ ამ კონტინენტზეა მიკვლეული პრიმიტიული სპილოს *Primelephas gomphotheraides*-ის უძველესი ნაშთები. აფრიკაში, შუაპლიოცენურ ნალექებში ნაპოვნი პალეონტოლოგიური მასალა მოწმობს, რომ ამ დროს უკვე დაწყებულია ელფანტიდების ოჯახის ტაქსონომიური დიფერენციაციის პროცესი. გვიანი პლიოცენიდან კი იწყება სპილოების პროკარპონი ევრაზიის კონტინენტის მიმართულებით სუეის ყელის სახმელეთო გზით. თუმცა, არც იმას გამოიკვსვენ, რომ არსებობდა მათი მიგრაციის მეორე გზაც – ტუნისის გავლით, აწინდელი ჰიბრალტარის ადგილას არსებული ხმელეთის ხიდით.

შუა პლეისტოცენში კლიმატური პირობების მკვეთრი გაუარესება და ლანდშაფტის შეცვლა ელფანტიდების ევოლუციის პროცესზე ახალი ეტაპის დაწყებით აირეკლა ამ დროს ჩნდებიან მატყლით შემოსილი ხორთუმიანები – ნამდვილი მამონტები. მათი უძველესი წარმომადგენელი რისული (დნეპრის) სტადიის დასაწყისიდან ჩნდება – ესაა – *Mammuthus chosaricus*. რისული სტადიის მეორე ნახევრიდან კი მას ემატება ერთ-ერთი ყველაზე ფართოდ გავრცელებული, ტაძური მამონტი *Mammuthus primigenius*, რომელიც ამ დროიდან მოყოლებული დასავლური ევროპიდან შორეულ აღმოსავლეთამდე (წყნარ ოკეანემდე) გადაჭიმულ უზარმაზარ ტერიტორიაზე ბინადრობდა. მისი არეალის საზღვარი სამხრეთით ესპანეთის, იტალიის, კავკასიისა და შუა აზიის ტერიტორიაზე გადიოდა. ჩრდილოეთით კი – ყინულოვანი ოკეანის კუნძულებზე. პლეისტოცენის ბოლოს მამონტები გადაშენდნენ. მათი გადაშენების მიზეზებზე ერთიანი აზრი დღესაც არ არსებობს. მკვლევართა ერთი ჯგუფი ევრაზიის ვრცელი ტერიტორიიდან მათ გაქრობას კლიმატური ფაქტორებით ხსნის. სხვანი არ გამოირკვსვენ, რომ მამონტების გადაშენებაში საბედისწერო აღმოჩნდა პალეოლითური ხანის პოინინების ხელით დაზარალებული სანადირა ქვის იარაღები და ძვლის შებისწერები – პირველყოფილი ადამიანებისათვის ხომ მამონტები არა მხოლოდ ნოყიერი, უხვი საკვების წყაროს წარმოადგენდნენ, არამედ თბილი შესამოსელისა და ძვლის იარაღების დაზარალებისათვის ფრიად საჭირო ნედლეულსაც.



სურ. 158. მეოთხეული პერიოდის ორგანული სამყაროს ზოგი წარმომადგენელი:

- 1 - *Soldia*; 2 - *Ancyclus*; 3 - *Littorina*; 4 - *Bison priscus* (მოკლერქიანი მიზონი);
 5 - *Archidiscodon meridionalis* (საშრეთის სპილო); 6 - *Paleoloxodon antiquus* (ძველი სპილო);
 7 - *Mastodon*; 8 - *Rangifer tarandus* (ჩრდილოეთის ირემი); 9 - *Discorhinus* (მარტორქა);
 10 - *Coelodonta antiquitatus* (ბეწვიანი მარტორქა) 11 - *Mammuthus primigenius* - მამონტი;
 12 - *Megaloceras* - ვივანტური ირემი

სორთუმთანა ოჯახის ევოლუციის სწრაფი ტემპების, ფართო არეალის (სადაც ამ ოჯახის წარმომადგენლები ბინადრობდნენ), ნაირგვარ გარემო პირობებთან მათი ადაპტაციის უნარის გამო, რომ ამ ოჯახის — Proboscidea-ს, ბიოსტრატეგრაფიული ღირებულება ძალიან მაღალია, განსაკუთრებით შორეული კორელაციის საქმეში. ენტელეოქიანებიდან (რიგი Perissodactyla) ევრაზიის კონტინენტის მეოთხეულში ფართო გავრცელება აქვს გვარის — Equus-ის მრავალგვარ ფორმას. ამ გვარის პირველი წარმომადგენლების პროქორეზი აღმოსავლური ნახევარსფეროს კონტინენტებზე ამერიკიდან გვიან პლიოცენში მოხდა. ერთერთი პირველი სახე იყო Equus stenonis, ცოტა მოგვიანებით კი ჩნდება თანამედროვე ცხენი — Equus caballus. მეოთხეულში, განსაკუთრებით პლეისტოცენში, ფართო გავრცელება ჰქონდა ენტელეოქიანთა კიდევ ერთი ოჯახის — რინოცერატიდების (Rhinocerotida) ჩამდენიმე გვარის წარმომადგენლებს. მათგან განსაკუთრებით შიშვენელოვანი გვარი Dicerorhinus — მარტორქები. მარტორქების მრავალი ფორმა უკვე არსებობდა ოლიგოცენსა და ნეოგენში. ბევრი მათგანი მეოთხეულამდე გადაშენდა სამაგიეროდ პლეისტოცენში გაჩნდა მარტორქების განსაკუთრებული გვარი Coelodonta — ესაა გრძელი ბეწვით შემოსილი მარტორქები, რომლებიც პლეისტოცენის მკაცრი კლიმატის პირობებში ევრაზიის ვრცელ ტერიტორიაზე ბინადრობდნენ. მეოთხეული პერიოდის ბეწვიანი მარტორქების ყველაზე ძველი წარმომადგენელი არის Dicerorhinus megarhinus ცოტა მოგვიანებით ჩნდება ე.წ. Dicerorhinus etruscus — ეტრუსკული მარტორქა ამით გარდა აღწერილია ბეწვიანი მარტორქების კიდევ ჩამდენიმე სახე. პლეისტოცენის ბოლოს გვარი Coelodonta მთლიანად გადაშენდა. მათი განამარბებული ნაშთების გარდა, შემონახულია აგრეთვე პირველყოფილი ადამიანების ხელით შესრულებული გამოსახულებები გამოქვაბულების კედლებზე.

უაღრესად მრავალფეროვანი იყო პლეისტოცენში წყვილჩლიქიანთა (Artiodactyla) ფაუნა. მეოთხეულში პლიოცენიდან გადმოვიდნენ ბიზონების (გვ. Bison) პირველი წარმომადგენლები ჩერინდოეთის ტერიტორიაზე (Bison sivalensis), უკვე ეოპლეისტოცენის ბოლოს კი ისინი უზარმაზარ ტერიტორიაზე იყვნენ გავრცელებული ჩინეთიდან მოყოლებული ვიდრე ინგლისამდე. ევროპული რუსეთის ტერიტორიაზე ბიზონების ნაშთები მიკვლეულია მოლდავეთში, აგრეთვე აზერბაიჯანის ტერიტორიაზე, ხერსონის ოლქში (უკრაინაში). ვარაუდობენ, რომ ეოპლეისტოცენში ბიზონები მდინარის ტალღებსა და ზღვის სანაპირო ტყის მასივებში ბინადრობდნენ. მოგვიანებით, ადრე პლეისტოცენში, ჩნდებიან ბიზონები, რომლებიც, უდავოდ ტყეებში ბინადრობდნენ. ამაზე მეტყველებს ზოგი მორფოლოგიური ნიშანი (რქებისა და კბილების ფორმა). ადრეპლეისტოცენური ბიზონები შუა ციმბირიდან ცენტრალურ ევროპამდე იყვნენ გავრცელებული. ამავე დროიდან ბიზონები ჩნდებიან ჩრდილო ამერიკის კონტინენტზეც. სავარაუდოა, რომ მათი პროქორეზი ციმბირიდან ბერინგის სრუტის ადგილას არსებული ხმელეთის ხილით მოხდა — ჩრდილო-აღმოსავლური აზიის ცივი კლიმატის პირობებში. თუ ეს ვარაუდი სწორია, მაშინ, ცხადია, ბიზონების ის სახეობა, რომელმაც ჩრდილო ამერიკის კონტინენტზე შეადგინა, ცივი კლიმატის პირობებთან უნდა ყოფილიყო შეგუებული. გამყინვარების მაქსიმუმის დროს (დნეპრის, ანუ რისული გამყინვარება) ჩნდება ბიზონების განსაკუთრებული რასა, რომლის წარმომადგენლები გაშლილი, არიდული ლანდშაფტის გარემოსთან იყვნენ ადაპტირებული. ესენი იყვნენ გიგანტური ბიზონები. მათი ნაშთები მიკვლეულია მონღოლეთის ტერიტორიაზე. ციმბირსა და აღმოსავლური ევროპის საზღვრეთში. გიგანტური ბიზონები ცნობილია ჩრდილო ამერიკის მეოთხეულშიც — კანადის საზღვრეთში და შეერთებული შტატების ტერიტორიაზე, პოლოცენის დასაწყისისათვის ბიზონების ვრცელი, ერთიანი არეალი დანაწევრდა სამი, ერთიმეორისგან იზოლირებული პოპულაციის საარსებო ტერიტორიად. ერთი პოპულაცია ევროპის, კავკასიისა და ჩრდილო ირანის ტერიტორიაზე შერეულ ტყეებში ბინადრობს, მეორე — ჩრდილო ამერიკის ტერიტორიაზე, მესამე — კანადის ჩრდილოეთში ტაიგის ტიპის ტყეებში.

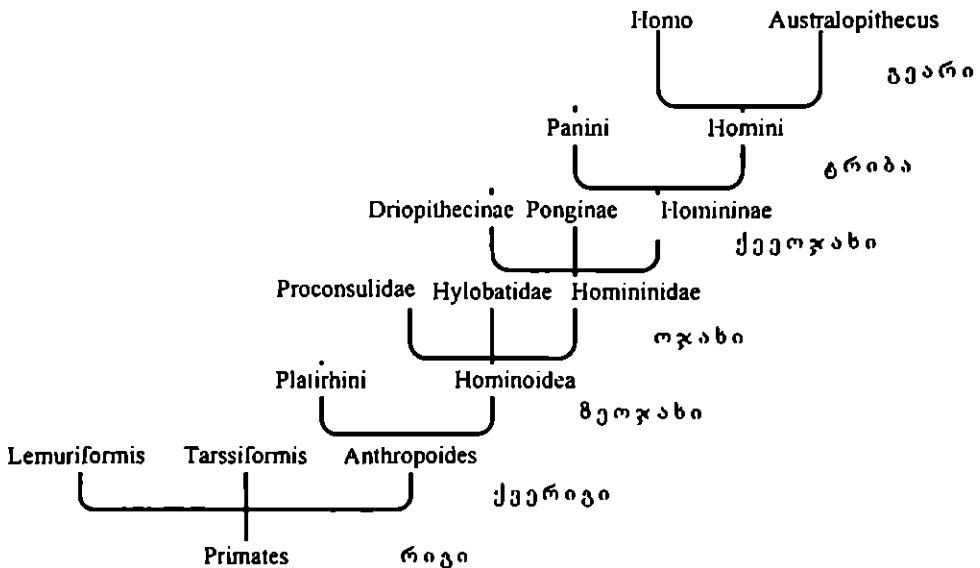
მრავლად არიან ირმები, მათ შორის გიგანტური Cervus giganteus, რომლის დიდი, დატოტეილი რქები 2 მეტრის სიგანეზე იყო გაშლილი. Cervus (Rangifer) tornadus, ანუ რენი (რუსული носы) ციმბირისა და ევროპული რუსეთის ბინადარი იყო პლეისტოცენში აქლემები აზიის გარდა არსებობდნენ ევროპასა და აფრიკაშიც. წყვილჩლიქიანთაგან ცნობილია ხარები, ცხვრები, თხები, ანტილოპები, კამჩები. ამერიკის კონტინენტის ბინადარი იყვნენ მასტოდონტები, რომლებიც ევროპის მეოთხეულში არ არიან ცნობილი. სამაგიეროდ, ჩრდილო ამერიკის მეოთხეულში არა გვხვდება

ცხენების ყველაზე პროგრესული გვარი Equus, რომლის უშუალო წინაპარი ფორმა, Hypparion ვეროპაში სწორედ ჩრდილო ამერიკიდან გავრცელდა.

პლეისტოცენის ბოლოს მკაცრ კლიმატთან ადაპტირებული ბევრი ფორმა გადაშენდა, მათ შორის მამონტები, ბეწვიანი მარტორქები, გიგანტური ირმები. ჩრდილო ამერიკის მწიფავართა ფაუნიდან გაქრა მასტოდონტები.

სრულიად განსხვავებულია მეოთხეული პერიოდის ხერხემლიანთა ფაუნა ხანგრძლივი იზოლაციის პირობებში მყოფი სამხრეთის ორ კონტინენტზე – ავსტრალიასა და სამხრეთ ამერიკაში. ავსტრალიის მწიფავების პრიმიტიული, რელიქტური ფორმები – ჩანთოსნები, ერთგასაელოანები და სხვ. პლეისტოცენშიც დომინანტ ტაქსონებს წარმოადგენენ. ზოგი თავისებური, სხვა კონტინენტებზე უცნობი ჭვეთი ბინადრობს სამხრეთ ამერიკის კონტინენტზე, რომელთაგან შეიძლება დაეასახელოთ Edentata – უკბილონი. პანამის ყელის გავლით ჩრდილო ამერიკიდან აქ შემოაღწია მასტოდონტმა ნაკლებად აისახა ამ კონტინენტების ფლორისა და ფაუნის დიფერენციაციასა და პალეობიოგრაფიულ სიტუაციაზე მეოთხეული პერიოდის გამყინვარება და დათბობა-აცივების არაერთგზის მონაცვლეობა.

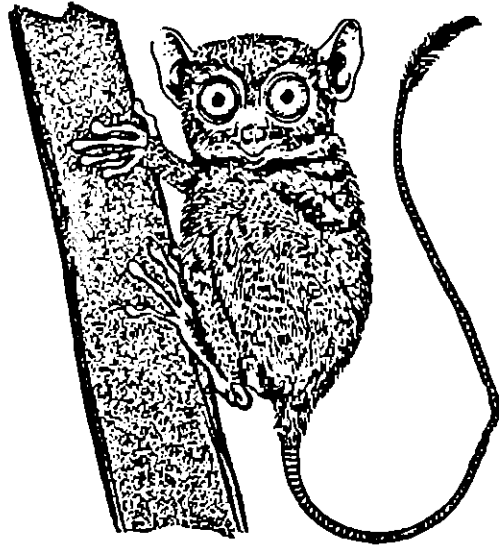
ნამარხი ადამიანი და მისი კულტურა. როცა მეოთხეული პერიოდის ქანების დათარიღების სპეციფიკურ მეთოდებს, კერძოდ, არქეოლოგიური მეთოდის ძირითად პრინციპებს ვეცნობოდით, პირველყოფილი ადამიანის ხელით შექმნილი იარაღების დამუშავების ტექნიკის განვითარების ცალკეული ეტაპების კვლად მხოლოდ გაკვრით შევხვებთ ჰომინინათა (Homininae) ქვეოჯახის ევოლუციის ცალკეულ (უახლოეს) ეტაპებს. საერთოდ, არაფერი გვითქვამს პრიმატების რიგის შესახებ – იმ მძალი რანგის ტაქსონის შესახებ, რომელსაც ჰომინინების ქვეოჯახი მიეკუთვნება. არადა, მწიფავართა კლასის ყველაზე გამორჩეულ, მრავალმხრივ საინტერესო ტაქსონს მეოთხეული პერიოდის ორგანულ სამყაროში სწორედ პრიმატების რიგი – Primates, წარმოადგენს. ამ რიგში შედის Homo sapiens – მოაზროვნე ადამიანიც, ჰომინინების ზეოჯახის ყველაზე მაღალორგანიზებული გვარის – Homo-ს, ერთადერთი თანამედროვე სახე. ადამიანის წარმოშობა და მისი წინაისტორიული ევოლუციის სწრაფი პროცესი ხომ მეოთხეული პერიოდის ყველაზე ნიშანდობლივი, უნიკალური თავისებურებაა, რაც მას მკაფიოდ განასხვავებს დედამიწის თანეროზოული ისტორიის ყველა დანარჩენი პერიოდისაგან.



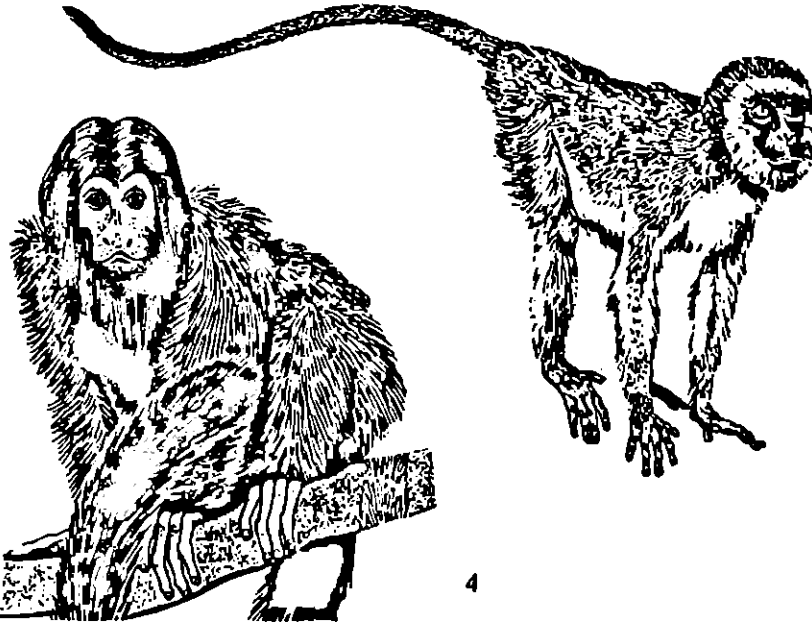
სურ. 159. გვარი Homo-ს ადგილი პრიმატების რიგში



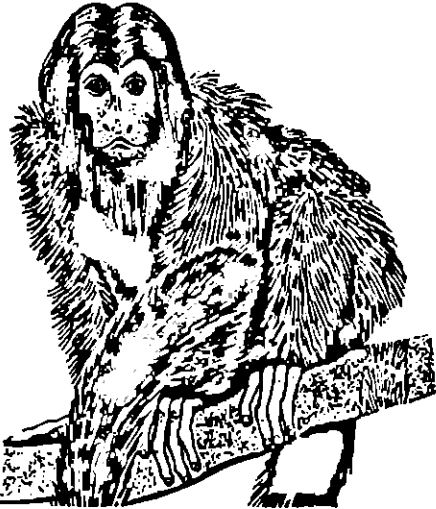
1



2



3



4

სურ. 160. პრიმატების ჩივის ზოგი წარმომადგენელი (დ. ლამბერტილან, 1999)
 1 - ლემური; 2 - Tarsus - გრძელტერუიანების ერთ-ერთი გვარი;
 3 - ერთ-ერთი ანთროპოიდი; 4 - ფართოსტეირიანი მიიმენი

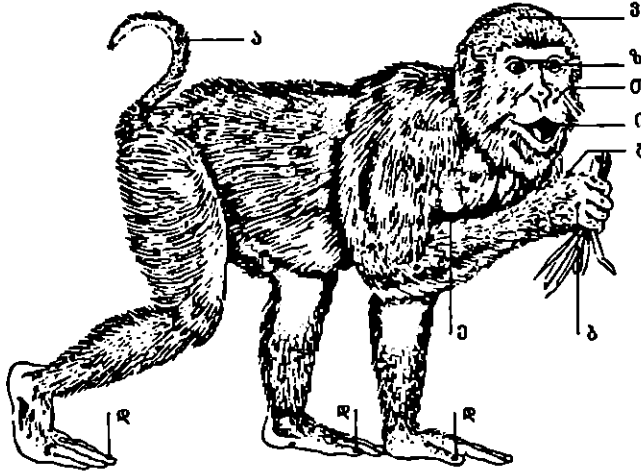
პრიმატების როიგის ერთ-ერთი უახლესი კლასიფიკაციის სქემის მიხედვით (დ. ლამბერტი, 1999) ჰომინიდების ოჯახი ორ სხვა ოჯახთან ერთად (Proconsulidae და Hylobatidae – იგივე გიბონები) თხელსხვირიანი მაიმუნების ზეოჯახში (Hominoidea) არის გაერთიანებული. Hominoidea-ს (მათ შორის ძველი ქვეყნის თხელსხვირიანი მაიმუნები – Catarrhini) და ფართოხვირიანი მაიმუნების (ახალი ქვეყნის უმდაბლესი მაიმუნები) – Platyrrhini-ს ზეოჯახები ანთროპოიდების ქვერიგს – (Anthropoidea) მიეკუთვნებიან. ანთროპოიდების ქვერიგის გარდა, პრიმატების რიგში კიდევ ორი რიგი გამოიყოფა: ლემურისებრნი (Lemuriformis) და გრძელტერფიანები (Tarsiiformis). ამრიგად, გვარი Homo-ს ადგილი პრიმატების რიგში შემდეგი სქემის საბით შეიძლება წარმოვადგინოთ (სურ. 159).

ანთროპოიდების ქვერიგში გაერთიანებული პრიმატები ორი დანარჩენი ქვერიგისაგან – ლემურებისა და გრძელტერფიანებისაგან, ორგანიზაციის შეუდარებლად უფრო მაღალი დონით გამოირჩევიან. ერთი შეხედვით, ძველი წარმოსადგენი კი არის ლემურების, გრძელტერფიანებისა და ანთროპოიდების ერთ, თუნდაც მაღალი რანგის ტაქსონში გაერთიანებისათვის დამაჯერებელი არგუმენტების არსებობა (იხ. სურ. 160). მაგრამ, ექვმოუტანელი ფაქტია, რომ პრიმატების სამივე ქვერიგის წარმომადგენლებს აერთიანებს ანატომიური ნიშნების მთელი რიგი, რაც მათ მაწოვრების კლასის ყველა დანარჩენი, ასეთივე რანგის ტაქსონისგან მკაფიოდ განასხვავებს (სურ. 161). საქმე ენება ნიშნებს, რომლებიც ხეებზე მოძინადრე პრიმატებს გარემოსთან ადაპტაციის პროცესში გამოუმუშავდათ: კიდურებზე (როგორც ზედა, ისე ქვედა) ხეთ-ხეთი მოჭილი თითი ბრტყელი ფრჩხილებით, და არა ბრტყალებით; ოთხი დანარჩენი თითისადმი მართობულად ორიენტირებული დიდი (ცერა) თითი – აშკარად ხეზე ცხოვრებასთან შეგუების პროცესში განვითარებული ფუნქციონალური დატვირთვის მქონე ნიშანი (ხის ტოტებზე ხელის ჩაქიდება, საკვების ხელში დაჭერის აუცილებლობა და ა.შ.), დანარჩენი მაწოვრების ვიწროდ დასპეციალებული კიდურების ნაცულად; მხოლოდ ორი ძუძუსთავი მკერდზე მრგვალი ფორმის, დიდი მოცულობის თავისქალა; წინ წამოწეული სახე და წინისაკენ ორიენტირებული თვალები, რაც ერთ კონკრეტულ საგანზე მდებელობის (ორივე თვალის) დაფიქსირებას უზრუნველყოფს; 30-36 კბილი, ყბებზე ვერტიკალურად განლაგებული, მათ შორის სხვა დანარჩენ კბილებთან შედარებით უფრო დიდი ეშვები; ხანგრძლივი ორსულობა, რაც ნაყოფის სრულყოფილად ჩამოყალიბებას უზრუნველყოფს; მეტწილად (როგორც წესი) ერთადერთი ნაშიერი და დედის ძუძუთი ხანგრძლივი კვება, რაც შთამომავლის გადარჩენის შანსს მნიშვნელოვნად ზრდის, და ზოგი სხვა.

უძველესი პრიმატები, რომლებიც თავისი, ან კატისხელა თუ იყენენ, საეარაუდოდ, 70 მლნ წლის წინ – გვიანი ცარცულის ბოლოს, მწერიკამიებისაგან განვითარდნენ. მათი აყვავების ხანა პალეოცენურ და ეოცენურ ეპოქებს ემთხვევა. პირველი პრიმატები, როგორც ჩანს, ძირითადად მიწაზე ცხოვრობდნენ. მაგრამ, მას შემდეგ, რაც მათ მორღნელების საბით ძლიერი კონკურენტები გამოუჩნდათ, პრიმატები იძულებული გახდნენ ხეებზე გადაადგილებულიყვნენ. ეს მოხდა დაახლოებით 60 მლნ წლის წინ. სწორედ ხეებზე არსებობამ – ცოცვამ, ტოტიდან ტოტზე ხტომის აუცილებლობამ შეეცალა მათი კიდურები. შეიცალა კბილების მორფოლოგია – მათი ფუნქცია ახლა უკვე ხის ფოთლებისა და ნაყოფის დაჭეკვამება იყო. საკვების დაღეკვისთვის ყბების ასამორჩაებლად საჭირო ძლიერი კუნთები შესაბამისად გაფართოებულ ყვრიმალის ძელებზე იყო მიმაგრებული. ერთ საგანზე ორივე თვალის დაფიქსირების აუცილებლობაც ხეზე ცხოვრებასთან შეგუების პროცესში გაჩნდა (მწერებზე „ნადირობა“, ტოტიდან ტოტზე ხტომა და სხვ.)

ანთროპოიდების ქვერიგის შორეულ წინაბრად ეგვიპტის შუა ოლიგოცენში მიკვლეული ერთ-ერთი უძველესი ანთროპოიდი – Propliopythecus (ზოგჯერ Aegyptiopythecus-საც უწოდებენ) არის მიჩნეული. პრიმატების განამარხებული ნაშთების – იშვიათი, ფრაგმენტული პალეონტოლოგიური მასალის, კვლევა უდევს საფუძვლად ტრადიციულ შეხედულებას, რომლის თანახმადაც ადამიანისა და ადამიანისმსგავსი მაიმუნების ქვეოჯახების ევოლუციური გზა დამოუკიდებელ ფილოგენეტურ შტოებად 20 მლნ წლის წინ გაიყარა (სურ. 162, A). ბოლო ათწლეულების ბიომორფოლოგიური კვლევების შედეგებმა მნიშვნელოვნად შეცალა ტრადიციული წარმოდგენები ანთროპოიდების ევოლუციის შესახებ. ირკვევა, რომ გიბონებისა და ადამიანისმსგავსი მაიმუნების ცალკე ფილოგენეტურ შტოებად გაყოფა ათიოდ მლნ წლის წინ მოხდა (სურ. 162, B). ბიოქიმიური კვლევები იმასაც ადასტურებს,

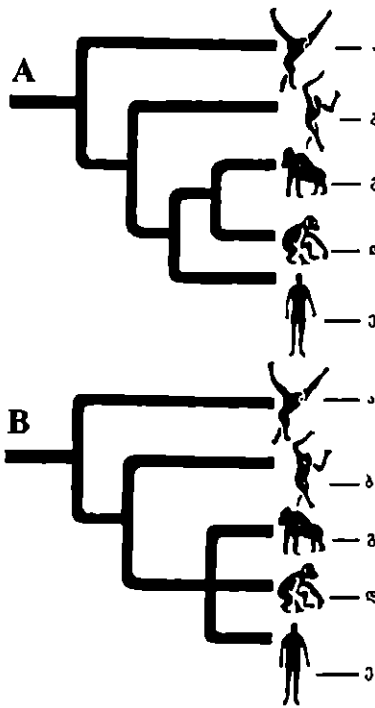
რომ პონგინებისა და ჰომინიდების ქვეოჯახები ძალიან ახლოს დგანან ერთიმეორესთან (განსაკუთრებით ახლოსა ადამიანთან შიმპანზე) და მათ, ერთი საერთო წინაპარი ჰყავდათ. 6 (მაქსიმუმ – 8) მილიონი წლის წინ ჩამოყალიბდა ორი დამოუკიდებელი სახე – ორი ტრიბა: Panini (გორილა, შიმპანზე) და Homini. პირველის უშუალო უძველესი წინაპრად დრიოპითეცი (Driopythecus – ხის მაიმუნი) ითვლება, ხოლო ჰომინის უშუალო წინაპრად რამაპითეცი (Ramapithecus) ითვლება, რომელიც 15-7 მილიონი წლის წინ ბინადრობდა აზიასა და ევროპაში. მისი მსგავსება ავსტრალიპითეკებთან და ადამიანებთან იმდენად დიდია, რომ ზოგი ანთროპოლოგი რამაპითეკებს ტრიბა Homini-ს კიდევ ერთ გვარად მიიჩნევს ავსტრალიპითეკებსა და ჰომოსთან ერთად.



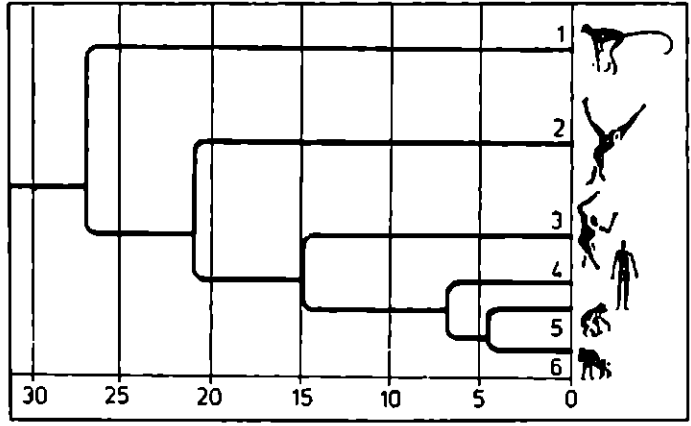
სურ. 161. ანთროპოიდების დამახასიათებელი ნიშნები (დ. ლამბერტიდან, 1999)

- ა – გრძელი ან მოკლე კუდი, ზოგჯერ არ აღენიშნებათ.
- ბ – მოქნილი კიდურები (ტერაფებითა და ხელებით ჩაჭიდების უნარი)
- გ – დიდი (ცერა) თითი განზე მიმართული (ესეც ჩასაჭიდებლად მოხერხებული)
- დ – ყველა თითზე ბრტყელი ფრჩხილები (ბრტყალების ნაცვლად)
- ე – მკერდზე მხოლოდ ორი ძუძუსთავი
- ვ – მკვეალი, დიდი თავისქალა
- ზ – დიდი, პირდაპირ მიმართული თვალები თ – წინ წამოწეული სახე
- ი – 30-36, ყბებზე ვერტიკალურად დამკდარი კბილები – მათ შორის ეშვები (მეტწილად, მოზრდილი)

ჰომინიდების ევოლუციის შემდეგ რგოლს შეადგენენ ავსტრალიპითეკები (Australopithecus – სამხრეთის ადამიანები), რომელთა ნაშთები პირველად 1924 წელს იქნა აღმოჩენილი აფრიკის სამხრეთში. აქ ჯერ მცირეწლოვანი ჰომინინის თავის ქალა იპოვეს, ხოლო უკვე მოგვიანებით, ტრანსვაალის ტერიტორიაზე – ზრდადსრულეუბელი ინდივიდების ძვლები და თავის ქალებიც. ისინი გარკვეული ანატომიური ნიშნებით გვანან ადამიანებს. მათი თავის ტვინის მოცულობა (650სმ³) უფრო დიდია, ვიდრე დღემდე ცნობილი მაიმუნისა.



სურ. 162. ორი ჰიპოთეზა (დ. ლამბერტიდან, 1999)
 ა - გიბონი; ბ - ორანგუტანგი; გ - გორილა; დ - შიმპანზე; ე - ადამიანი



სურ. 163. გენეტიკური სათი (დ. ლამბერტიდან, 1999):
 1 - უმდაბლესი მაიმუნი; 2 - გიბონი; 3 - ორანგუტანგი; 4 - ადამიანი;
 5 - შიმპანზე; 6 - გორილა. 5 და 6 ტრიბა Homini-ს ეკუთვნის; 4 ტრიბა Panini-ს. ისინი 5-6 მლნ წლის წინ დასცილდნენ ერთმანეთს. ასეთია გენეტიკური საათის (მოლეკულარული კვლევიით) მიხედვით მიღებული დასკვნა

ქალა 1470) იყო, ტენის მოცულობით 810 სმ³, რაც აღემატება მანამდე ცნობილი ყველა ავსტრალიათიკის ტენის მოცულობას. ნაპოვნის ველოუსიის უფრო მაღალ დონეს ზოგი სხვა ნიშანიც ადასტურებს (თვალისზედა რკალების არახსებობა და სხვ.). როგორც მკვლევარები ვარაუდობენ, სწორედ ეს პომინები უნდა წარმოადგენდნენ თანამედროვე ადამიანების – ნეანთროპების (Neanthropes) უშუალო წინაპრებს. რაც შეეხება უძველეს და ძველ ადამიანებს (არხანთროპებსა და პალეანთროპებს), ისინი ადრეული ავსტრალიათიკებიდან განვითარებულ ყუფილი ფილოგენეტურ შტოებს წარმოადგენენ, რომლებმაც პოლოცენამდე ვერ მიადწიეს (სურ. 164).

არხანთროპები (უძველესი ადამიანები) აფრიკისა და ევრაზიის კონტინენტზე 1 მლნ – 100 ათასი წლების ინტერვალში ბინადრობდნენ. მათი თავის ტენის მოცულობა 1000 სმ³-ს აღწევდა. ტენის ჰქონდა მრავალი ნაოჭი და უკვე გააჩნდა მეტყველების ნაკვეთი. სახის ქვედა ნაწილი წინ იყო წამოწეული, უნიკაპო, თვალისზედა რკალები მასიური ჰქონდათ. ისინი იყენებდნენ ადრე პალეოლითისათვის დამახასიათებელ იარაღებს, იცოდნენ ცეცხლის მოხმარებაც. არხანთროპებს მიეკუთვნებიან: პითეკანთროპები (ადამიანი-მომუნი) და სინანთროპები (ჩინელი ადამიანი), რომელთა თავის ტენის მოცულობა 850-1300 სმ³ იყო; ოლდუვაის პითეკანთროპი 1,1 – 0,5 მლნ წლით დათარიღებული; ალეიში აღმოჩენილი ატლანთროპი (სახელწოდება ატლასის მთებიდან არის წარმომდგარი); ჰაიდელბერგელი ადამიანი – ლომისა და მარტორკის ძვლებთან ერთად აღმოჩენილი გერმანიის ქ. ჰაიდელბერგის მიდამოებიდან, და ზოგი სხვ.

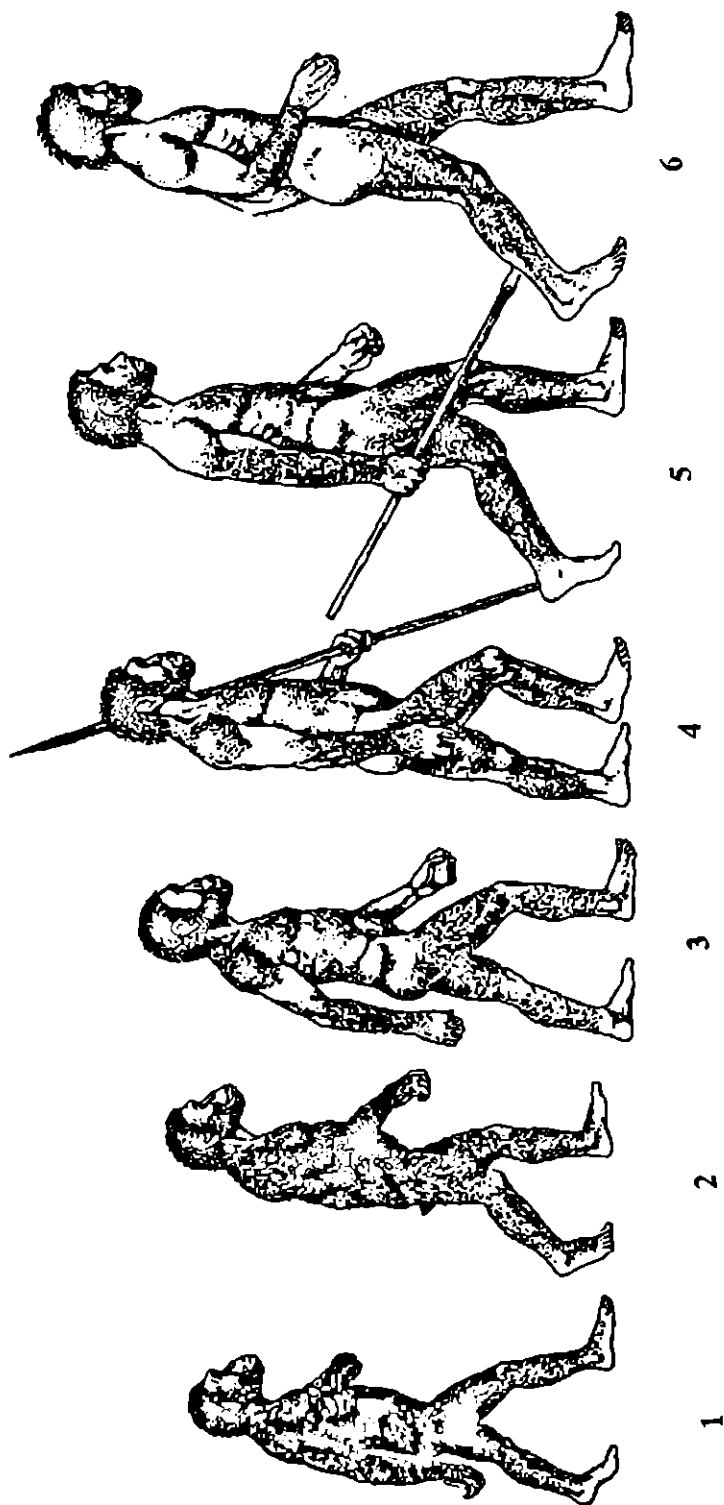
350 – 35 ათასი წლების ინტერვალში ვითარდებოდნენ პალეანთროპები (ძველი ადამიანები), რომელთა ტენის მოცულობა თანამედროვე ადამიანის ტენის მოცულობას უახლოვდება (1500 სმ³) და, შესაძლოა, ცოტათი აღემატებოდა კიდევაც. მაგრამ მათი ტენის შუბლის ნაკვეთი უფრო მცირე იყო, სახე უნიკაპო, შუბლი დამრეცი და თვალისზედა რკალები – სქელი. ისინი ამზადებდნენ შუა პალეოლითისათვის ნიშანდობლივ იარაღებს (მუსტიერული კულტურა), უკვე აყალიბებდნენ ადამიანთა თანასაზოგადოებებს, რასაც კოლექტიური ნადირობა ელო საფუძველად. პალეანთროპების მრავალრიცხოვანი ნაშთები ნაპოვნია ევროპაში, ჩრდილო აფრიკაში, წინა და შუა აზიაში. მათი ტიპური წარმომადგენლის – ნეანდარტალელი ადამიანის ნაშთები ჯერ კიდევ 1856 წელს იქნა აღმოჩენილი მდ. ნეანდერის ხეობაში, ქ. დიუსელდორფის მახლობლად.

30-40 ათასი წლის წინ გაჩნდნენ თანამედროვე ტიპის ადამიანები – პირველი ნეანთროპები (ახალი ადამიანები) – კრომანიონელები (საფრანგეთის პროვინციის – დორდონის ტერიტორიაზე არსებული გროტის – კრომანიონის მიხედვით, სადაც 1868 წელს იქნა მათი ნაშთები აღმოჩენილი). ისინი გვიანი პალეოლითის კარგად დამუშავებულ ქვის იარაღებს ამზადებდნენ, მოგვიანებით კი ცულებსა და ჩაქუჩებსაც ხის ტარისათვის განკუთვნილი ხერხელებით. ამზადებდნენ მცირე ზომის ქანდაკებებს ქვებისა და ძვლებისაგან. მათვე ეკუთვნით გამოქვაბულის კედლებზე შესრულებული პირველი ნახატები.

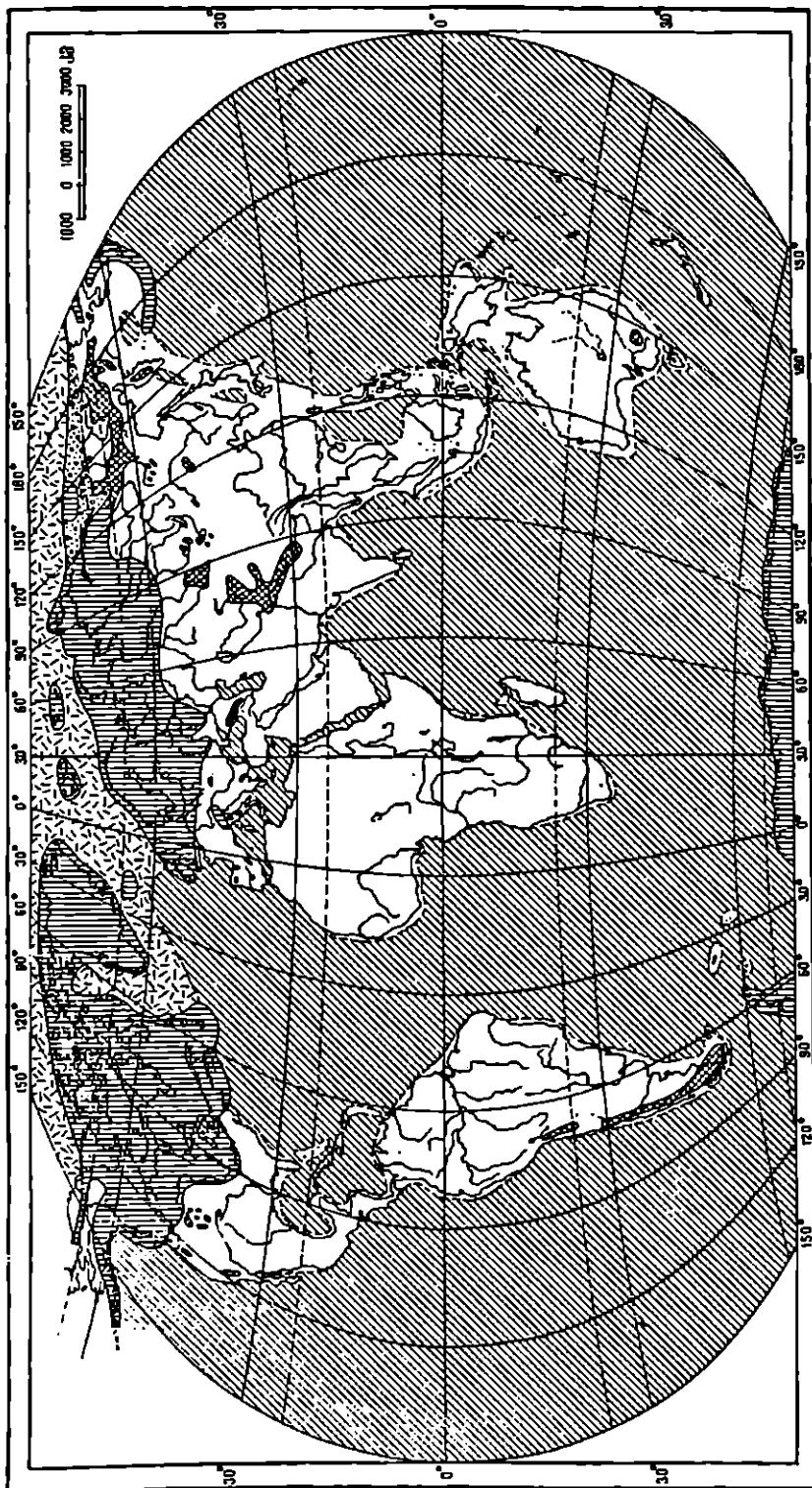
პოლოცენის დამდეგს – 10 ათასი წლის წინ, იწყება თანამედროვე ადამიანის ხანა. ამ დროის განმავლობაში ერთიმეორეს ცელის ოთხი სხვადასხვა კულტურა მებოლითი (ამ დროს ჩნდება შეილი და ისარი), ნეოლითი (პოლირებული ქვის იარაღები, მეთუნეობა, მეცხოველეობა, მიწათმოქმედება), ბრინჯაოს და, ბოლოს, რკინის ხანა.

ბოლო რამდენიმე ათასწლეულის განმავლობაში ადამიანის ფიზიკური იერი, ისევე როგორც ინტელექტუალური შესაძლებლობები თითქმის არ შეცვლილა (თუ არ ჩავთვლით სიმაღლეში მომტებს – „აქსელერაციას“). რასაც მოწმობს განულოლი საუკუნეების მანძილზე არქიტექტურისა თუ მხატვრობის, ლიტერატურულ, სამეცნიერო თუ სხვა დარგში შექმნილი უბრწყინველესი, გასაოცარი ნიმუშები.

მეოთხეული პერიოდის გამყინვარება. მეოთხეული პერიოდის განმავლობაში მიმდინარე იმ გეოლოგიური პროცესების რიგში, რომლებმაც განსაკუთრებული როლი შესრულეს თანამედროვე გეოგრაფიული გარემოს (რელიეფის, კლიმატური ზონების, ფიტო- და ზოოგეოგრაფიული ოლქებისა და პროვინციების) ჩამოყალიბებაში, ერთ-ერთი ყველაზე ღირსშესანიშნავი მოვლენა დიდი გამყინვარება იყო – გამყინვარება, რომლის მაქსიმალური გამოვლინების დროს დედამიწის მთელი ზედაპირის 14% იყო ყინულით დაფარული, ხმელეთის – 30%, სამჭერ უფრო მეტი ვიდრე ამჟამად არის (სურ. 166).



სურ. 165. ტიპი *Homini*-ს ზოგი წარმომადგენელი:
 1 – *Australopithecus afarensis* (აფრიკელი ავსტრალიპითეცი);
 2 – *A. africanus* (აფრიკელი ავსტრალიპითეცი); 3 – *Homo habilis*
 (მარჩვე ადამიანი); 4 – *H. erectus* (ამბრთული ადამიანი);
 5 – *H. sapiens neandertalensis* (ნეანდერტალელი ადამიანი);
 6 – *H. sapiens sapiens* (თანამედროვე ადამიანი).



სურ. 166. მუდმივი პერიოდის გამყინარების სტატუსური რუკა

(ი. ლევიტსიდან, 1961; ნ. სტრახოვის მიხედვით)

- 1 - კონტინენტური მყინარები; 2 - ფირნის ველები; 3 - შიდაყო ყინულები;
- 4 - მთის მყინარები; 5 - ხმელეთი, რამდენიმე მყინარე არ ფარავს; 6 - ზღვა;
- 7 - კონტინენტების საერთაშორისო კონტრები მკვიდრი გამყინარების დროს.

მას შემდეგ, რაც ა. პენკმა და ე. ბრუენერმა ბევრის აღების და მთისწინა დაბლობების მეოთხეული წარმონაქმნების კვლევით მოპოვებული მასალის საფუძველზე მეოთხეული პერიოდის დიდი გამყინვარების პალიოგლაციოლური ბუნება დამაჭერებლად დაასაბუთეს, თანდათან დაგროვდა ჩრდილო ამერიკის, ევროპის, აზიის (ციმბირის) ტერიტორიაზე მოპოვებული უმდიდრესი ფაქტობრივი მონაცემები, რომლებმაც ნათელი მოპოვინეს პლეისტოცენში გლაციალური და ინტერ-გლაციალური სტადიების არაერთგზის მონაცვლეობის რეალურ სურათს. მეოცე საუკუნის მეორე ნახევარში ამას დაემატა არა მხოლოდ ხმელეთზე, ამყრად უკვე ოკეანეებისა და ზღვების ფსკერიდან ბუნებით მოპოვებული მასალა და ამ მასალის უახლესი მეთოდებით შესწავლის უაღრესად საინტერესო შედეგები. ისე რომ, ამჟამად მეოთხეული პერიოდის დიდი გამყინვარების შესახებ გეოლოგებისთვის ბევრად უფრო მეტი რამ არის ცნობილი. ვიდრე ა. პენკის, ე. ბრუენერისა და მათი თანამედროვეებისთვის იყო.

კლიმატის დათბობის ტენდენცია, რაც გვიანდარეულ აციებებს კინოზოურის დასაწყისში მოჰყვა, ეოცენის დასაწყისამდე გაგრძელდა. ტემპერატურულმა მაჩვენებლებმა მაქსიმუმს პალეოცენის დასასრულს მიაღწია. ეოცენიდან კი კვლავ დაიწყო აციება. სურ. 152-ზე (გვ. 436), რომელზეც წყნარი ოკეანის ჩრდილო-დასავლურ აკვატორიაში „გლომარ ჩელენჯერის“ მე-6 რეისის დროს ღრმა ოკეანური ბუნების ორი ჰაბურლილიდან მოპოვებულ კერულ მასალაში ენგადის იზოტოპების საგანაგებო (შრე-შრე) გაზომვის შედეგები გრაფიკულად არის გამოსახული, ნათლად ჩანს, რომ პალეოცენის შემდეგ დაწყებული პალეოტემპერატურების კლების პროცესი განსაკუთრებით ინტენსიური პლიოცენიდან გახდა. მკვეთრი აციების შედეგები ყველაზე ადრე ანტარქტიდის კონტინენტზე გამოვლინდა. დაახლოებით 20 მლნ წლის წინ სამხრეთის ეს ვრცელი კონტინენტი, რომელზეც მანამდე – მთელი პალეოგენური პერიოდის განმავლობაში, ზომიერად ცივი ჰავა იყო, გაჩნდა პირველი მყინვარები – ჯერ მალაქ ქედებზე, შემდეგ კი თანდათან ჩამოყალიბდა ერთიანი ყინულოვანი ფარი, რომელიც იმ დროიდან მოყოლებული ამჟამადკ თითქმის უცვლელი მასშტაბის ყინულოვანი ჯავშნის მსგავსად მოსაეს ანტარქტიდის კონტინენტის დანაწევრებულ ზედაპირს. ყინულოვანი ფარის დიამეტრი საშუალოდ 2500 კმ-ია. ცელილება, რომელსაც ის დროთა განმავლობაში განიცდიდა, ±100 კმ-ს არ აღემატება.

თითქმის იმავედროულად მთის მყინვარებით შეიმოსა ალიასკის მალაქი ქედები. გვიან პლოცენში კი, დაახლოებით სამი მილიონი წლის წინ, ყინულის ერთიანი ფარის ქვეშ დამარბული აღმოჩნდა გრენლანდია. მეოთხეული პერიოდის დასაწყისში, როცა ტემპერატურა კიდევ უფრო დაეცა, კონტინენტურმა მყინვარებმა დაიკავა ჩრდილო ამერიკის, ევროპის, აზიის (ციმბირის) ტერიტორიების მნიშვნელოვანი ნაწილი. მყინვარები სამხრეთისაკენ ვრცელდებოდა გამყინვარების ცენტრებიდან, რომლებიც მდებარეობდნენ კანადისა და ბალტიურ ფარებზე, ახალი მიწის კუნძულებსა და პოლარულ ურალზე, ტიამირის ნახევარკუნძულზე, ჩრდილო მიწის კუნძულებსა და ჩუკოტკაში. ყინულის საფარის სისქე მყინვარული ცენტრების ფარგლებში 2000-3000 მ-ს აღწევდა, ზოგან 3000 მ-საც კი აღემატებოდა. შუა პლეისტოცენში იქიდან წამოსული მყინვარები ფართო ენების სახით შორს ვრცელდებოდა სამხრეთისაკენ – ევროპაში ჩ.გ. 50°-მდე, ამერიკის კონტინენტზე – კიდევ უფრო შორს – ჩ.გ. 40°-მდე. მთისა და ხეობის მყინვარები მოსავდა ევროპისა და აზიის მთათა სისტემებს: ალპებს, კავკასიონსა და მცირე კავკასიონს, ტიანშანს, ალტაის, საიანებს, ჰიმალაებს და ა.შ. სამხრეთ ნახევარსფეროში კონტინენტური ტიპის მყინვარი მხოლოდ ანტარქტიდის კონტინენტზე იყო. მხოლოდ მაქსიმალური გამყინვარების სტადიაზე შეიმოსა მთა-ხეობის ტიპის მყინვარებით ანდების სამხრული ნაწილი, აფრიკის და ავსტრალიის მთები.

ა. პენკისა და ე. ბრუენერის მონაცემებით, ალპებში მეოთხეული პერიოდის გამყინვარების მაქსიმუმის დროსაც კი მყინვარული ციკლები ფირნული ყინულით ისეთივე დონემდე იყო ამოვსებული, როგორც ამჟამად არის. დადგენილია, რომ არც ატმოსფერული ნალექების რაოდენობა იყო იმ დროს თანამედროვეზე მეტი. და მაინც, იმის გამო, რომ ტემპერატურა იყო გაცილებით უფრო დაბალი, მარადი თოვლის ხაზი ალპებში დაახლოებით 1200 მ-ით უფრო დაბლა იყო ჩამოსული, ვიდრე ამჟამად არის. ამავე მიზეზით მყინვარების დნობის პროცესი ძალიან იყო შეჩელებული და მყინვარები ციკლებიდან მთის კალთებზე ჩრდილოეთისკენ მთისძირებამდე ეშვებოდნენ და მთისძირის

მყინვარების სახით გროვდებოდნენ. ა. პენკისა და ე. ბრუენერის მიერ აღპებისათვის შექმნილი სქემა ოთხ გლაციალურ და სამ ინტერგლაციალურ სტადიას შეიცავდა: გუნცური, მინდელური, რისული და ეიურმული¹ გამყინვარების (გლაციალური) სტადიები და გუნცური, მინდელური, მინდელური-რისული და რისული-ეიურმული გამყინვარებათშორისი (ინტერგლაციალური) სტადიები. შემდგომში ანალოგიური სქემები შეიქმნა ჩრდილო ნახევარსფეროს ყველა იმ რეგიონისათვის, სადაც მეოთხეული პერიოდის გამყინვარების მასშტაბები მნიშვნელოვანი იყო დაზუსტდა და შეივსო ა. პენკისა და ე. ბრუენერის მიერ აღპებისათვის შექმნილი სქემატ. მოგვიანებით გაირკვა, რომ მკვეთრი აცილება ჩრდილოეთის კონტინენტებზე გაცილებით უფრო ადრე დაიწყო. დადგინდა იქნა გუნცური სტადიისაგან დათბობის სტადიით გამოყოფილი, მისი წინამორბედი კიდევ ერთი გლაციალური სტადია. აღპების მეოთხეული პერიოდის გამყინვარების გლაციალური სტადიების ნუსხაში ის დუნაის სტადიის სახელით შევიდა.

დასავლური ევროპის ჩრდილოეთში, სადაც მყინვარები სკანდინავიის ცენტრიდან ვრცელდებოდა, გლაციალური სტადიების სახელწოდებები განსხვავებულია. იქ თავდაპირველად მხოლოდ სამი გლაციალური სტადია იქნა დადგენილი: საქსონური, პოლონური და მეკლენბურგიური. მოგვიანებით გაირკვა, რომ გამყინვარების სტადია იქაც ხუთია, ინტერგლაციალური სტადია, შესაბამისად, ოთხი:

- ვისლის გლაციალური სტადია
- ვემის ინტერგლაციალური სტადია
- ზაალური გლაციალური სტადია
- ჰოლშტეინის ინტერგლაციალური სტადია
- ელტერის გლაციალური სტადია
- კრომერის ინტერგლაციალური სტადია
- მენაბიუმის გლაციალური სტადია
- ვალიუმის ინტერგლაციალური სტადია
- ებურნიუმის გლაციალური სტადია.

მკაფიოდ ჩანს გამყინვარების ხუთი სტადია ევროპული რუსეთის ტერიტორიაზე²:

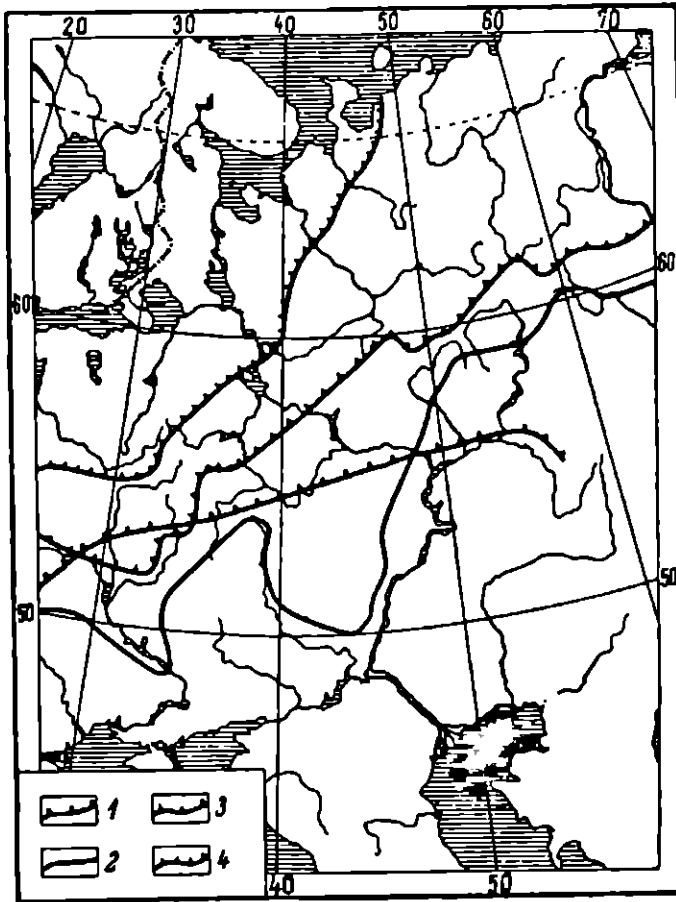
- ვალდაის გლაციალური სტადია
- მიკულინოს ინტერგლაციალური სტადია
- მოსკოვის გლაციალური სტადია
- ოდინკოვის ინტერგლაციალური სტადია
- დნებრის გლაციალური სტადია
- ლიხენის ინტერგლაციალური სტადია
- ოკის გლაციალური სტადია
- ბელოვეეის ინტერგლაციალური სტადია
- ვარიაგული (მოროზოვის) გლაციალური სტადია

მათგან ყველაზე ძველი ძველი – ვარიაგული (მოროზოვის) გლაციალური სტადია, გუნცურის სინქრონულია. მისგან ბელოვეეის ინტერგლაციალური სტადიით არის გამოყოფილი აღპების მინდელურის შესატყვისი ოკის გამყინვარება. შემდეგ ისევ დათბობა იწყება და მყინვარი უკან, სკანდინავიის ცენტრისაკენ იხევს – ეს ლიხენის ინტერგლაციალია, რომელსაც კვლავ ტემპერატურის დაქვემდებარება. ამ დროს, დნებრის გამყინვარების სტადიაზე, მყინვარის ორმა ძლიერმა ენამ სამხრეთისაკენ 2200 კმ-ზე წაიწია წინ – ერთმა მათგანმა მდ. დნებრამდე მიაღწია (ქ. დნებროპეტროვსკის განედამდე), მეორემ – ვოლგა-დონის შტარმდე (ქ. ვოლგოგრადის განედამდე). როგორც ვარაუდობენ, მყინვარების ასეთ წინსვლას უხვი ატმოსფერული ნალექებით ინტენსიურმა კვებამ შეუწყო

¹ გუნცური, მინდელი, რისი მდ. დუნაის შენაკადებია, ეიურმი – ტბა დუნაის აუზში.

² ზოგი რუსი მეცნიერი ევროპული რუსეთის ფარგლებში მეოთხეული პერიოდის გამყინვარების მხოლოდ ოთხს, ზოგი ექვსს, სხვანი უფრო მეტ სტადიასაც ითვლის. სავარაუდოა, რომ ისინი გამყინვარების დამოუკიდებელ სტადიად მიიჩნევენ ვალდაის გლაციალური სტადიის განმავლობაში დათბობის ხანმოკლე ეპიზოდებში მყინვარის მცირე მასშტაბის უკანდახევას და მომდევნო, ასეთივე მცირე მასშტაბის წინსვლას.

ხელი. დნეპრის გლაციალური სტადიის მომდევნო დათბობის ხანა — ოდინცოვოს ინტერგლაციალი საკმაოდ ხანგრძლივი იყო. დნეპრის მყინვარმა მნიშვნელოვნად დაიხია უკან, ჩრდილო-დასავლეთით — სკანდინავიის მყინვარული ცენტრისაკენ. ისე რომ, ხელახალი აციებების დროს, სკანდინავიიდან წამოსულმა მყინვარმა მოსკოვის გლაციალური სტადიის დროს ბევრად უფრო ნაკლები ტერიტორია დაუფარა ევროპული რუსეთის ჩრდილო-დასავლეთში. იმდროინდელი შუბლის მორჩენების ზოლი ბელარუსიის სამხრეთში იწყება, აქედან მოსკოვისაკენ მიემართება და ჩრდილო-აღმოსავლეთით ტიმანის ქედის სამხრეთ ნაწილამდე აღწევს. მიკულსინის დათბობის სტადია ყოფს მოსკოვის გლაციალურ სტადიას ვალდაის გამყინვარებისაგან, რომელიც ოცი ათასი წლის წინ დაიწყო. როგორც ირკვევა, ეს იყო მეოთხეული პერიოდის ერთ-ერთი ყველაზე ცივი ხანა ევროპის ჩრდილოეთში. მიუხედავად ამისა, ვალდაის სტადიაზე მყინვარის წინსვლა შეზღუდული იყო ამ დროს ყინულით იყო დაფარული ყველაზე მცირე ტერიტორია (სურ. 167). არ გამოირჩევენ, რომ ვალდაის მყინვარის წინსვლას წინამორბედი გამყინვარების შემდეგ დარჩენილი ამაღლებული რელიეფი ზღუდავდა, რასაც ატმოსფერული ნალექების მცირე რაოდენობაც ემატებოდა.



სურ. 167. მეოთხეული პერიოდის გამყინვარებები ევროპული რუსეთის ტერიტორიაზე (ა. მონინიდან, 1977) 1 — ოცის გამყინვარება; 2 — დნეპრის გამყინვარება; 3 — მოსკოვის გამყინვარება; 4 — ვალდაის გამყინვარება

მეოთხეული პერიოდის გამყინვარებამ ჩრდილო ამერიკის კონტინენტის 60% მოიცვა. კონტინენტური მყინვარული საფარი ოთხი სხვადასხვა ცენტრიდან — კორდილიერებიდან, ლაბრადორიდან, კივატინიდან და გრენლანდიიდან, წამოსული ძლიერი მყინვარების შეერთებით წარმოიქმნა. გამყინვარების მაქსიმუმის დროს ყინულით დაფარული ტერიტორიის სამხრული საზღვარი დიდი ტემპის მზარდიან უფრო სამხრეთით გადაიდა. ამერიკელი მკვლევარები 4-6 გლაციალურ სტადიას გამოკუთხდნენ — ნებრასკას, კანზასს, აიოვას, ილინოისს, ადრე ვისკონსინის და გვიანი ვისკონსინის (იხ. ნუსხა №22). გამყინვარება ჩრდილო ამერიკის კონტინენტზე უფრო გვიან დასრულდა. 8000 წლის წინ მყინვარი ჯერ კიდევ იყო დიდი ტემპის მზარეში. ლაბრადორი 5700 წლის წინ განთავისუფლდა ყინულისაგან. ჯეიმსის ყურეს კი 3000 წლის წინ ჯერ კიდევ მყინვარი ფარავდა.

მყინვარული სტადიების განმავლობაში კლიმატი ყველგან ისეთივე იყო, როგორც ამჟამად ცენტრალურ ანტარქტიკაში არის. საშუალო წლიური ტემპერატურა — 50°-60°-ს აღწევდა.

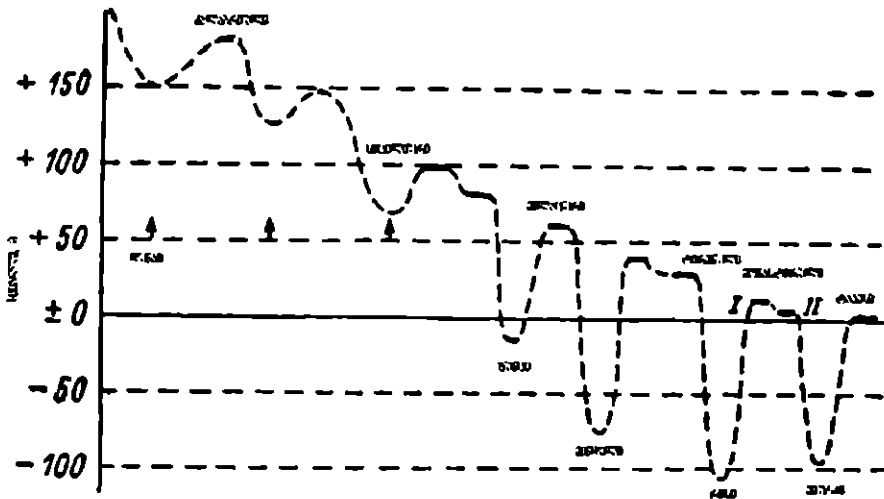
ვერაზის კონტინენტის ჩრდილოეთში გამყინვარების მასშტაბები ნაკლები იყო, მიუხედავად იმისა, რომ ტემპერატურული რეჟიმი იქ უფრო მკაცრი იყო, ვიდრე ევროპული რუსეთის ტერიტორიაზე. მიანიათ, რომ გამყინვარების მცირე მასშტაბების მიზეზი ატმოსფერული ნალექების დეფიციტი იყო. გამყინვარების მაქსიმუმის დროს მყინვარებმა მდ. ლენის შესართავიდან ურალამდე მიადწია, როგორც ვარაუდობენ, ეს მზარე იყო ყველაზე მეტად უზრუნველყოფილი ატმოსფერული ნალექებით კვების თვალსაზრისით. მცირე იყო ყინულოვანი საფარის სისქე დასავლური ციმბირის დაბლობის ცენტრალურ და ჩრდილოურ ტერიტორიებზე, უფრო სქელი ყინული ფარავდა აღმოსავლურ ციმბირს. ციმბირის ტერიტორიაზე მეოთხეული პერიოდის გამყინვარების ოთხი სტადიაა დადგენილი.

სამხრეთ ნახევარსფეროში მეოთხეული პერიოდის კონტინენტური მყინვარების კვალი, გარდა ანტარქტიდისა, სხვაგან არსად არის დადგენილი. ტემპერატურული რეჟიმი ტროპიკული და სუბტროპიკული სარტყელიდან სამხრეთით ნაკლებ მკაცრი იყო — საშუალო წლიური ტემპერატურის მაჩვენებლები რამდენიმე გრადუსით აღემატებოდა ჩრდილო ნახევარსფეროს შესაბამისი განედების მაჩვენებლებს. ზემოთ უკვე ვთქვით, რომ მეოთხეულში სამხრეთ ამერიკის, აფრიკისა და ავსტრალიის კონტინენტებზე მხოლოდ მაღალ მთებზე იყო მთა-ხეობის ტიპის მყინვარები. ერთი ესაა, რომ გლაციალური სტადიების მაქსიმუმის დროს თოვლეთის საზღვარი მთების კალთებზე რამდენიმე ასეული მეტრით უფრო დაბლა ეშვებოდა, ვიდრე ამჟამად არის. ახალი ზელანდიის კუნძულზე კი მყინვარის ნიშნები ზღვისპირა დაბლობებამდე აღწევდა.

მეოთხეული პერიოდის დიდი გამყინვარება, უდავოდ, გლობალური მოვლენა იყო და, ბუნებრივია, მკვეთრი აცივების ნიშნები მხოლოდ უშუალოდ მყინვარების მიერ დატოვებული კვალით არ შემოიფარგლება. გამყინვარების გრანდიოზული მასშტაბების მიუხედავად, ხმელეთის საერთო ფართობის სულ ცოტა ორი მესამედი ყინულის ზეწრით მაინც არ დაფარულა — მთელი პლეისტოცენის განმავლობაში თანამედროვე ზომიერ, სუბტროპიკულ და ტროპიკულ სარტყელში მოქცეულ ტერიტორიებს მყინვარების უშუალო ზეგავლენა არ განუცდიდათ. მიუხედავად ამისა, გლაციალური და ინტერგლაციალური სტადიების მრავალგზის მონაცვლეობამ მაინც დაამჩნია თავისი მკაფიო კვალი როგორც პალეოგეოგრაფიულ გარემოს, ისე მეოთხეული პერიოდის ორგანულ სამყაროს. კლიმატური სარტყლების საზღვრები პლეისტოცენში რამდენჯერმე შეცვალა — დათბობის სტადიაზე ისინი პოლუსებისაკენ განიცდიდნენ მიგრაციას, გლაციალური სტადიის განმავლობაში, პირიქით, ეკვატორს უახლოვდებოდნენ. კლიმატური ცვლილებები, ცხადია, ყველაზე მკაფიოდ აისახება უშუალოდ მყინვარების მოსაზღვრე მზარეების გეოგრაფიულ გარემოზე. მყინვარების წინსვლის პირობებში შუბლის მორენების მასობრივ ტერიტორიაზე, ლიოსები და ლიოსისებრი ქანები გროვდებოდა. ლიოსების ზედაპირზე ნიადაგის ფენა ყალიბდებოდა, რომელზეც სიცივის მოყვარული მცენარეულობა ხარობდა. ინტერგლაციალური სტადიის შესატყვისი მცენარეულობა, პირიქით, სითბოსმოყვარული ფორმებით იყო წარმოდგენილი. ამის საუკეთესო მაგალითია ცენტრალური ევროპის იმ ტერიტორიაზე გავრცელებული მეოთხეული ნალექების ქრილი, რომელიც პლეისტოცენის განმავლობაში სკანდინავიისა და ალპების მყინვარებს შორის იყო მოქცეული. ეს ტერიტორია ყინულისაგან თავისუფალი იყო — უფრო ვიწრო გამყინვარების სტადიაზე და შედარებით ფართო — დათბობის ხანაში. ცივი ჰაერის პირობებში აქ ტუნდრისა და მაღალი მთის მცენარეულობა სახლდებოდა — ე.წ. დრამის

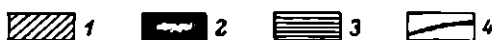
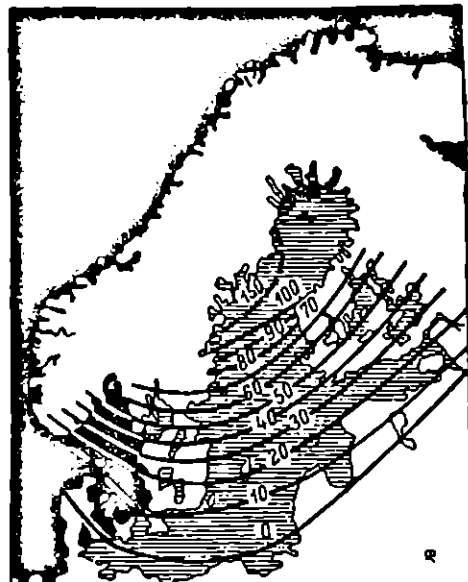
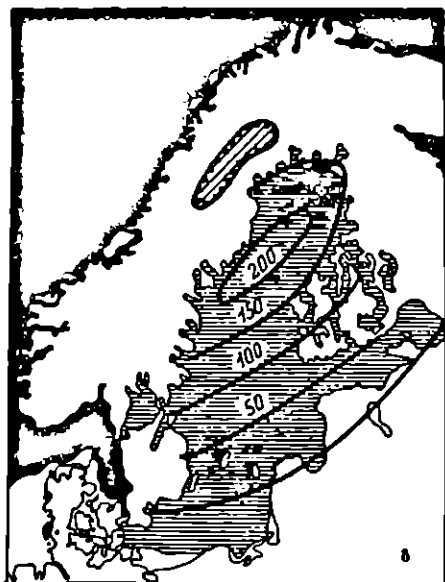
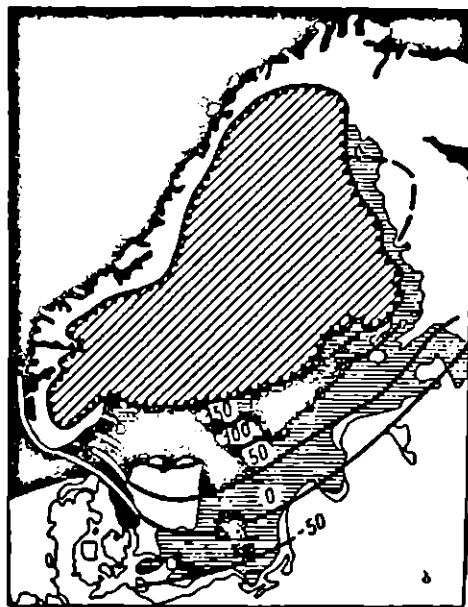
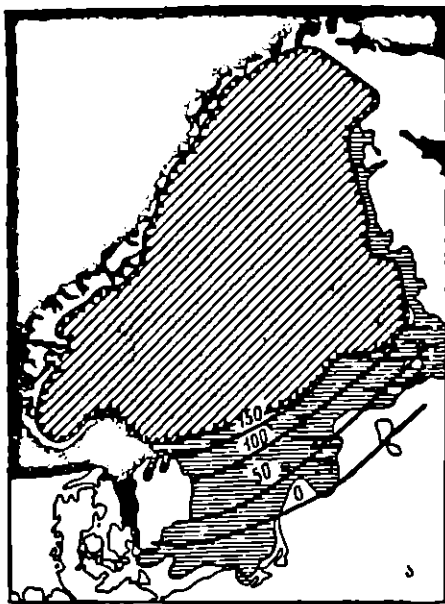
ფლორა: *Dryas octopetala*, *Betula nana*, *Salix herbacea* და სხვ. დათბობისას მათ ადგილს უფრო თბილი კლიმატისთვის ნიშანდობლივი მცენარეულობა იკავებდა: არყი, ფიჭვი, მუხა, წიფელი და ა.შ. მცენარეულობის ასეთი ცვლა რამდენჯერმე შეორდება ცენტრალური ვერძის პლეისტოცენური ნალექების ქრილში, რაც ერთ-ერთი უტყუარი საბუთია იმისა, რომ პლეისტოცენში კლიმატის მკვეთრი ცვლა (დათბობა-აცივება) არაერთგზის მოხდა, და რომ იმდროინდელი გამყინვარება ნამდვილად პოლიგლაციალური იყო.

გლაციალური და ინტერგლაციალური სტადიების მონაცვლეობის საკმარის მასშტაბური ანარკული ოკეანეების დონის მერყეობა პლეისტოცენის განმავლობაში. გამყინვარების სტადიაზე წყლის უზარმაზარი რაოდენობის „დაკონსერვება“ მყინვარების მასაში ოკეანის დონის საგრძნობ დაწვეას იწვევდა. მაქსიმალური გამყინვარების დროს ამ მაჩვენებელმა 150 მ-ს მიღწია ინტერგლაციალურ სტადიაზე, პირიქით, ყინულის დნობის შედეგად „განთავისუფლებული“ წყალი ოკეანეებს უბრუნდებოდა და მისი დონის ხელახალი აწევა ხდებოდა. ბუნებრივია, ოკეანეების (და ზღვების) დონის მერყეობის შესაბამისად იცვლებოდა დიდი მდინარეების რეჟიმიც – ეროზიის ბაზისის არაერთგზის დაწევა მდინარის ეროზიული მოქმედების გაძლიერებას და ხეობის ფერდობებზე ახალი ეროზიული ტერასის გაჩენას იწვევდა. მსოფლიო ოკეანის დონის ცვალებადობისა და გლაციალური სტადიების კავშირი კარგად ჩანს სურ. 168-ზე, რომელზეც ხმელთაშუა ზღვის დონეების მერყეობის მაგალითზე ნაჩვენებია გამყინვარების სტადიებთან მსოფლიო ოკეანის დონის ცვალებადობის კანონზომიერი კავშირი.



სურ. 168. მსოფლიო ოკეანის დონის გლობალური ცვლა პლეისტოცენში ხმელთაშუა ზღვის დონეების მერყეობის მაგალითზე (დუნაი, გუნცი, მინდელი, რისი, ვიურბი – გამყინვარების სტადიები; კალაბრიული, სიცილიური, მილაკური, ტირენული, მონასტირული, ტატი – ხმელთაშუა ზღვის ტრანსგრესიები). (ვ. ვოილონშიკოვიდან, 1979; ფ. ცონინერის მიხედვით)

მეოთხეული პერიოდის ზოგი ზღვის მოკლე ისტორია. მეოთხეული პერიოდის გლობალური კლიმატური ცვლილებები მხოლოდ მსოფლიო ოკეანისა და ისეთი დიდი ზღვიური აუზის ისტორიაზე როდი აისახა, როგორც ხმელთაშუა ზღვა არის. საკმარის თვალსაჩინო ცვლილებები, რომლებსაც შედარებით მცირე აუზების პლეისტოცენური ისტორიის მსვლელობაში ჰქონდა ადგილი. მაგალითისათვის მკვდარი ზღვა (ტბა) კი იკმარებს – ეკოლოგიურად უაღრესად საინტერესო, მაგრამ ზომით ძალიან მცირე აუზი, რომელშიც წყლის დონე ამჟამად 400 მ-ით უფრო დაბლაა მსოფლიო ოკეანის დონესთან შედარებით. პლეისტოცენში, გამყინვარების მაქსიმუმის დროს, როცა ატმოსფერული ნალექების რაოდენობა მნიშვნელოვნად იყო მომატებული, მკვდარი ზღვის დონე მსოფლიო ოკეანის დონეს აღემატებოდა.



სურ. 169. ბალტიური ზღვის ევოლუტია მეოთხეულში (ა. მონინიდან, 1977)
 ა - ბალტიური მყინვარული ტბა (10 ათასი წლის წინ); ბ - იოლიდანი ზღვა (9,5 ათასი წლის წინ); გ - ანცილუსიანი ტბა (8,5 ათასი წლის წინ); დ - ლიტორინიანი ზღვა (7 ათასი წლის წინ); 1 - კონტინენტური მყინვარი; 2 - ზღვები; 3 - ტბები; 4 - აზვეების იზონაზები (ციფრები მეტრებს აღნიშნავს).

კიდევ უფრო თვალსაჩინოა ბალტიური, შავი და კასპიური ზღვების მეთხველი ისტორიის მსვლელობაზე პლესტოცენის განმავლობაში არაერთგზის მომხდარი კლიმატური ცვლილებების გავლენა თუმცა, ამავდროულად ვასათვალისწინებელია ნეოტექტონიკური მოძრაობების როლი მეზობელ აუზებს შორის არსებული კავშირების გაფართოების, შესუსტების, ან სულაც ჩაქვტვის პროცესში.

თანამედროვე ბალტიური ზღვის ისტორია მს შემდეგ დაიწყო, რაც ვალდაის გლაციალური სტადია დასრულდა, მყინვარმა სკანდინავიის ცენტრამდე დაიხია და იმ ტერიტორიის ნაწილი განთავისუფლდა ყინულოვანი საფარისაგან, ამჟამად ბალტიური ზღვის ფსკერს რომ წარმოადგენს (ბოტნიურ ყურეს ამ დროს ჭერ კიდევ მყინვარული ჯავშანი მოსავდა). თავდაპირველად გაჩნდა რამდენიმე, შედარებით მცირე ზომის მყინვარული ტბა, რომლებიც მალე ერთიან მტკნარ აუზად გაერთიანდნენ (სურ. 196). ეს მოხდა დაახლოებით 10 ათასი წლის წინ. ერთხანს ეს იყო გაუღინარი აუზი – ვრცელი ტბა თუმცა მალე დამყარდა კავშირი ჩრდილო ზღვასთან სრუტით, რომელიც შუა შედეთის ტერიტორიაზე თანამედროვე სტოკჰოლმის რაიონში გადიოდა. ცივი პოლარული ზღვიდან მარილიან წყალთან ერთად ბალტიურ აუზში შემოაღწია ორსაგდელუიანმა მოლუსკმა – *Soldia arctica*-მ. სწორედ ამ გვარის მიხედვით დაერქვა აუზს იოლდანი ზღვა (სურ. 169, ბ). სავარაუდოდ, ეს მოხდა 9500 წლის წინ. სკანდინავიის მყინვარული ცენტრი კი ამასობაში თანდათან თავისუფლდებოდა ყინულის 2000 მ-ის სისქის მძიმე ტერიტისაგან, რომლის დაწოლითაც ის ღრმად იყო ჩაფლული ზედა მანტიაში. ყინულის საფარისაგან თანდათანობით განთავისუფლების კვალად დაიწყო სკანდინავიის აზვეების პროცესი, რაც ამჟამად გრძელდება წყლიწადში 1 სმ-ის სიჩქარით (საუკუნეში 1 მეტრით!). ბოლო 9000 წლის განმავლობაში გამყინვარების ცენტრმა, რომელსაც ბოტნიურ ყურე და მისი მიმდებარე ტერიტორიები ეკავა, საერთო ჯამში 250 მ-ით აიწია!

სკანდინავიის მასივის აზვეება კვლავ გრძელდებოდა – შედეგად, ბალტიური აუზი კვლავ იზოლირებული აღმოჩნდა გაშლილი ზღვისაგან და ის ისევ მტკნარ ტბად გადაიქცა ამჟერად ბოტნიური ყურე უკვე განთავისუფლებულია ყინულისაგან. ეს მოხდა დაახლოებით 8500 წლის წინ. რაკი ამ აუზში პაწია, ხუთის ფორმის გასტრაპოდი – *Ancylus fluviatilis* ბინადრობდა, გეოლოგებმა მას ანცილუსიანი ტბა შეარქვეს (სურ. 169, გ). შეიდი ათასი წლის წინ შიდალი ოკეანის დონის აწევის შედეგად ისევ აღსდგა ბალტიური აუზის კავშირი ჩრდილოეთის ზღვასთან, ამჟერად უკვე სკაგერაკის და კატგატის სრუტეების გზით. ბალტიის ზღვაში კვლავ შემოვიდა მარილიანი ზღვის ფაუნა მათ შორის გასტრაპოდი *Littorina littorea*, რომლის სახელითაც მოიხსენიებენ გეოლოგები იმდროინდელ ბალტიურ აუზს ლიტორინიან ზღვად (სურ. 169, დ). ლიტორინიანი ზღვა ოდნავ უფრო ვრცელი იყო თანამედროვე ბალტიურ ზღვაზე, რომლის თანამედროვე კონტურებისა და რეჟიმის ჩამოყალიბებაში დედამიწის ქერქის ამ უბანზე მიმდინარე ასაღვაზრდა ტექტონიკურმა მოძრაობებმა შესარულეს გარკვეული როლი.

არაერთგზის შეიკვალა შავი ზღვის კონფიგურაცია და ეკოლოგიური პირობები პლესტოცენსა და პოლოცენში. მეთხველი პერიოდის დასაწყისში შავი ზღვის ქვაბური მტკნარ ტბას ეკავა, მაგრამ მისი ფართობი თანამედროვე შავი ზღვის აკვატორიასთან შედარებით უფრო მცირე იყო. ბოსფორის სრუტე იმ დროს ჭერ კიდევ არ არსებობდა და მცირე აზიას ბალკანეთთან ხველეთის ხიდი აკავშირებდა. აუზი ძლიერი იყო გამტკნარებელი. მისი ბინადარი მოლუსკური ფაუნა მტკნარი წყლის ფორმებით იყო წარმოდგენილი (*Corbicula fluminalis*, *Didacna crassa* და სხვ.). რადგან ფაუნა თავისი საერთო იერით აშკარად თანამედროვე კასპიური ზღვის მოლუსკური კომპლექსის ანალოგიურია, ვარაუდობენ, რომ ამ დროს კუმა-მანიჩის სრუტე გახსნილი იყო და ამ ორ საშხრეთულ აუზს ერთიმეორესთან აკავშირებდა. ადრე მეთხველის მტკნარი აუზის ნალექები ფაუნისტური ნაშთებითურთ შავი ზღვის ორ მაღალ ტერასაზე შემორჩენილი: 120-130 მ-ის სიმაღლის ჩაუღურ ტერასასა და 60-70 მ-ის სიმაღლის ძველგეგმისურ ტერასაზე. ამ უკანასკნელზე აშელური (ადრეპლესტოცენური) კულტურის ნაშთებიც არის მიკვლეული. შუა პლესტოცენის დასაწყისში ეგეოსის ხველეთის დაძვრის შედეგად ხველთაშუა ზღვიდან შავ ზღვაში თანდათან შემოდის ნორმული მარილიანობის ზღვის წყალი. იწყება შავი ზღვის წყლის მარილიანობის მატება – დასაწყისში მხოლოდ მცირედ. ასეთი იყო წყალი უ ზ უ ნ ლ ა რ უ ლ ა უ ზ შ ი. მოგვიანებით –

¹ გამომგარიშებულია, რომ მომავალში მისი აზვეება კიდევ 200 მ-ით მოხდება ანალოგიურად მიმდინარეობდა ყინულოვანი ფართი დატვირთული ჰელზინის ყურის ზედა მანტიაში „ჩაღობის“ და ყინულის დაღნობის შემდეგ მისი თანდათანობით აზვეების პროცესი.

ახლა უკვე კარანგატულ აუზში წყლის მარილიანობის მაჩვენებელმა თანამედროვე შავი ზღვისას გადააჭარბა. შესაბამისად შეიცვალა ფაუნისტური კომპლექსი — ის ამჟერად უფრო ხმელთაშუა ზღვის ფაუნასთან დგას ახლოს (*Ostrea adriatica*, *Tapes diana*, *Cardium tuberculatum*, *Cerithium scabrum*, *Arca barbata* და სხვა). კარანგატული ტერასის ზღვიურ ნალექებში დიდი ზომის, კარგად სკულპტირებული კარდიუმების ნაშთების გარდა, შემონახულია მუსტიერული კულტურის ნაშთები (ისევე როგორც უფრო მაღალ უზუნლარულ ტერასაზე). შემდეგ ეტაზე (გვიანი ევქსინური) კვლავ გაწყდა კავშირი ხმელთაშუა ზღვასთან და შავი ზღვა ისევ მტკნარ აუზად გადაიქცა. შეიცვალა ფაუნისტური კომპლექსი — ნორმული ზღვის ბინადართა ადგილი მტკნარი აუზებისთვის ნიშანდობლივმა დრეისენებმა, მონოდაქენებმა და სხვ. დაიკავეს.

შემდეგ, უკვე პლოცენის დასაწყისში (ძველი შავი ზღვის აუზი), ბოსფორის სრუტე კვლავ გაიხსნა და განახლდა ხმელთაშუა ზღვის ნორმული მარილიანი წყლის მორინება და მასთან ერთად ფაუნის იმიგრაცია შავ ზღვაში. დაახლოებით ხუთი ათასი წლის წინ ჩამოყალიბდა შავი ზღვა აზოვის ზღვასთან ერთად თანამედროვე კონფიგურაციით. მაგრამ ხმელთაშუა ზღვის ფაუნის ყველა ელემენტმა ამ ხანგრძლივი დროის განმავლობაშიც კი ვერ შემოაღწია შავი ზღვის აუზში იმის გამო, რომ ზღვის წყლის მარილიანობა იქ თითქმის ორჯერ ნაკლებია (მხოლოდ 1,8% ხმელთაშუა ზღვის 3,8%-ის ნაცვლად), ვიდრე ხმელთაშუა ზღვაში. ამიტომაც, რომ თანამედროვე შავი ზღვის ფაუნა გაცილებით უფრო ღარიბია ხმელთაშუა ზღვასთან შედარებით.

რაც შეეხება კასპიურ ზღვას, არც მისი პლეოცენოგრაფია, პლეოცენოლოგიური პირობები, ფაუნისტური კომპლექსები იყო სტაბილური მეოთხეული პერიოდის განმავლობაში. მაგრამ ცვლილებების მიზეზი აქ რამდენადმე განსხვავებული ხასიათისაა. ადრე პლეისტოცენიდან მოყოლებული მეოთხეული პერიოდის განმავლობაში კასპიური აუზიდან მეტწილად ჩრდილოეთის მიმართულებით ადგილი ჰქონდა რამდენიმე ტრანსგრესიას. ზღვა ფარავდა კასპისპირა დაბლობის ტერიტორიას. ტრანსგრესიების დროს იქ დაგროვილი ზღვიური ნალექები საშუალოდ რამდენიმე ათეული მეტრის სისქისაა, თუმცა, ზოგ ადგილას 300 მეტრსაც კი აღწევს (მაგ. მდ. თერგის ქვემო წელზე).

ერთ-ერთი ყველაზე ადრეულია ბაქოური ტრანსგრესია, რომელსაც ადრეპლეისტოცენში ჰქონდა ადგილი. ამ დროს ჩრდილოეთისკენ კასპიური ზღვის ტრანსგრესიამ ელტონის ტბამდე მიაღწია, დასავლეთით კი გაიხსნა კუმა-შანიზე გამავალი სრუტე და დამყარდა კავშირი შავ ზღვასთან (ძველევქსინურ აუზთან). ამ ასაკის ნალექებში შავი ზღვის ძველევქსინურ ტერასულ ნალექებში განმარტებული ფაუნა თანამედროვე კასპიური ზღვის ფაუნის ანალოგიურია. შემდეგ დაიწყო რეგრესია, რამაც კასპიური აუზის გამტკნარება და ფაუნაში შესაბამისი ცვლილებები გამოიწვია. შუა პლეისტოცენში ისევ ტრანსგრესია — ხაზარული ზღვა მხოლოდ ბასკუნჩაყის ტბამდე გავრცელდა. შუა პლეისტოცენის დასასრულს კვლავ რეგრესია. ხაზარული ზღვის ქეიშინ-თიხან ნალექებს ცელის ტბიური, ქაობის, მდინარეული და კონტინენტური წარმონაქმნები. ყველაზე მასშტაბური იყო რიგით მესამე — ხვალინსკური ტრანსგრესია. ამ დროს კასპიური ზღვის ერთ-ერთმა უბემ მდ. ეოლგის ხეობის აყობებით სამარის რკალამდე მიაღწია. ჩრდილო-აღმოსავლეთით კი ზღვა ობში სირტის კალთებამდე გავრცელდა. კვლავ გაიხსნა კუმა-შანიის სრუტე და კასპიური ზღვა კიდევ ერთხელ დაუკავშირდა შავ ზღვას (ახლევქსინურ აუზს). ხვალინსკური აუზის ქეიშებსა და ე.წ. „შოკოლადის თიხებში“ დატული მოლუსკური ფაუნა, ფაქტიურად, არ განსხვავდება თანამედროვე კასპიური ზღვის მოლუსკური კომპლექსისაგან. ხვალინსკურ ტრანსგრესიას ისევ რეგრესია და კასპიური აუზის აკვატორიის მორიგი შემეცირება მოჰყვა. გაწყდა კავშირი შავ ზღვასთან. იმ დროიდან მოყოლებული თანდათან ჩამოყალიბდა ამ ერცელი ტბის თანამედროვე კონფიგურაცია, თუმცა სანაპირო ხაზის მცირე მასშტაბის რყევები დღემდე აღინიშნება.

¹ სანტერესია, რომ პოსტგალისკური კასპიური აუზის ფაუნის შემადგენლობაში წარმოდგენილია შავი ზღვის ბინადარი მოლუსკი *Cardium edule*. როგორც ვთქვით, ამ დროს კუმა-შანიის სრუტე აღარ არსებობს. მაშ რა გზით მოხდა შავი ზღვიდან *Cardium edule* კასპიურ ზღვაში? გამოთქმულია ვარაუდი, რომ ამ მოლუსკის ქვირთის ასეთ დიდ მანძილზე ტრანსპორტირებაში მნიშვნელოვანია ფრინველების დამსახურება — სეზონური გადაფრენების დროს მათ უნებლიეთ თან მოქონდათ კლანკებზე მოკრული ქვირთის ნამცეცები მხოლოდ კასპიურ აუზამდე კი არა, არამედ უფრო შორსაც — არალის ზღვამდეც კი. ძველი დასაყრებელია?! — მაგრამ სხვა ამსნა არ არსებობს.

მეოთხეული პერიოდის განმავლობაში ბალტიური ზღვის კონფიგურაციის, გაშლილ ზღვასთან კავშირისა და ფაუნის არაერთგზის ცვლის ფაქტს, როგორც უკვე ვიცით, ერთნაირად ხსნის ვალდაის მყინვარის უკან დახვევისა და სკანდინავიის მყინვარული ცენტრის თანდათანობითი შემცირებისა და საბოლოოდ დადნობის მთელი პროცესი. უფრო სერიოზულ პრობლემას წარმოადგენს მეოთხეულში კასპიისა და შავი ზღვის კონფიგურაციის, მარილიანობის, ფაუნისტური კომპლექსების არაერთგზის შეცვლის, კასპიური ზღვის ტრანსგრესია-რეგრესიების მონაცვლეობის მიზეზების დადგენა. რა კავშირი ჰქონდა კასპიური ზღვის ტრანსგრესიებს და რეგრესიებს გლაციალური და ინტერგლაციალური სტადიების მონაცვლეობასთან? რამ გამოიწვია შავი ზღვის პერიოდული (ორჯერ) გამტკნარება? ერთნიშნა პასუხი ამ კითხვებზე არ არსებობს. სავარაუდოა, რომ გამყინვარების (კლიმატური რყევების) ფაქტორთან ერთად, სამხრეთის ორი დიდი აუზის მეოთხეული ისტორიის მსვლელობაში ნეოტექტონიკური მოძრაობების მნიშვნელობა არანაკლები იყო.

ლიტერატურა¹

1. ოპარინი ა.ი. – სიკოცხლის წარმოშობა. თბ., 1949
2. ჯანელიძე ალ. – ოროგენის დაბადება. თბ., თსუ შრომები, ტ. 35, 1949
3. ჯანელიძე ალ. – ისტორიული გეოლოგიის მოკლე კურსი, თბ., 1937
4. ჯანელიძე ალ. – ისტორიული გეოლოგიის მოკლე კურსი (მეორე გამოცემა). თბ., „კოდნა“, 1963
5. ხარატიშვილი გ. – ისტორიული გეოლოგია. თბ., „განათლება“, 1974
6. Богданов Ю.А., Каплин П.А., Николаев С.Д. – Происхождение и развитие океана. М., «Недра», 1982
7. Владимирская Е.В., Кагарманов А.Х., Спасский Н.Я., Чочия Н.Г., Аркадьев В.В., Кравцов А.Г., Михайлова Е.Д., Павлов А.М., Пинсв В.П. – Историческая геология с основами палеонтологии. Л., «Недра», 1985
8. Войлошников В.Д. – Геология. М., «Просвещение», 1979
9. Гаврилов В.П. – Историческая геология и региональная геология СССР. М., «Недра», 1979
10. Давиташвили Л.Ш. – Курс палеонтологии. М., Л., 1949
11. Добрускина И.А. – Граница перми и триаса. В кн.: «Границы геологических систем». М., 1976
12. Добрускина И.А. – Граница триаса и юры. В кн.: «Границы геологических систем». М., 1976
13. Друщиц В.В., Вахрамев В.А. – Граница юры и мела. В кн.: «Границы геологических систем». М., 1976
14. Друщиц В.В., Обручева О.П. – Палеонтология. М., «Недра», 1971
15. Жинью М., Стратиграфическая геология. М., 1952
16. Катастрофы и история Земли. М., «Мир», 1986
17. Красилов В.А. Меловой период. Эволюция Земной коры и биосферы. М., «Наука», 1985
18. Ламберт Д. Доисторический человек. Кембриджский путеводитель. Перевод с англ. Л., «Недра», 1999
19. Левитес Я.М. – Историческая геология с основами палеонтологии и геологии СССР. М., 1961
20. Леонов Г.П. – Основы стратиграфии. В 2-х кн. М., 1973, 1974
21. Леонов Г.П. – Историческая геология. Основы и методы. Докембрий. М., МГУ, 1980
22. Леонов Г.П. – Историческая геология. Палеозой. М., МГУ, 1986
23. Михайлова И.А., Бондаренко О.Б., Обручева О.П. – Общая палеонтология. М., МГУ, 1989
24. Минин А.С. – История Земли. Л., «Недра», 1977
25. Минин А.С. – Ранняя геологическая история Земли. М., «Недра». 1987
26. Мревлишвили Н.И., Цагарели А.Л. – Еще раз о границе между мезозоем и кайнозоем. Тб., Тр. ТГУ, 1988
27. Мревлишвили Н.И. – Некоторые сообщения относительно ярусов наелогеновой системы. Тб., Тр. ИГ. Нов. сер. Вып. 124. 2008
28. Немков Г.И., Левицкий Е.С., Гречишникова И.А., Густомесов В.А., Муратов М.В., Цейслер В.М. – Историческая геология. М., «Недра», 1986
29. Наука об океане. Сб. ст. М., «Недра», 1981
30. Опарин А.И. – Происхождение жизни. Тб., «Мецниереба», 1985
31. Основы палеонтологии. Справочник для палеонтологов СССР. М., 1958-1964, т. 1-15

¹ ლიტერატურის ნუსხაში მოცემულია მხოლოდ ბოლო ათწლეულების (მეორე გამოცემის გარდა) განმავლობაში გამოქვეყნებული ზოგი ნაშრომი, რომელშიც დაინტერესებული სტუდენტი დამოუკიდებელი მუშაობისას უფრო ვრცელი (მეტწილად უცხოენოვანი) ბიბლიოგრაფიის გაცნობას შეძლებს.

32. Салоп Л.И. – Общая стратиграфическая шкала докембрия. Л., «Недра», 1973
33. Салоп Л.И. – Геологическое развитие Земли в докембрии. Л., 1982
34. Семенов Н.П. – Кислородная и водородная модель Земли. Киев, «Наукова думка», 1990
35. Семихатов М.А. – Стратиграфия и геохронология протерозоя. М., «Наука», 1974
36. Степанов Д.П., Принципы и методы стратиграфических исследований. Л., «Недра», 1958
37. Степанов Д.П., Мессежиников – Основы стратиграфии, Л., «Недра», 1979
38. Стратиграфия СССР. Кембрийская система. М., 1965
39. Стратиграфия СССР. Силурийская система. М., 1965
40. Стратиграфия СССР. Пермская система. М., 1966
41. Стратиграфия СССР. Юрская система. В 2-х кн. М., 1972
42. Стратиграфия СССР. Триасовая система. М., 1973
43. Стратиграфия СССР. Палеогеновая система. М., 1975
44. Стратиграфия СССР. Четвертичная система. В 2-х кн., 1982
45. Стратиграфия СССР. Меловая система. В 2-х кн. М., 1986
46. Стратиграфия СССР. Неогеновая система. В 2-х кн., М., 1986
47. Тугаринов А.И., Войткевич Г.В., Докембрийская геохронология материков. М., «Недра», 1966
48. Ферхуген Дж., Тернер Ф., Вейс Л., Вархатиг К., Файф У. – Земля. Введение в общую геологию. т.1 и 2., М., «Мир», 1974
49. Хайн В.Е., Короновский Н.В., Ясаманов Н.А. – Историческая геология. М., МГУ, 1997

ბალენური სართული 296
 აბიოტური ფაქტორები 354
 აბისალი 39
 აბისური ოლქი 39
 აბისური ფაქციეები 39
 აბისური წითელი თხა 39
 აბიტების სარტყელი 87
 ადელაიდიუმი 125
 ადრე ვისკონსინის გლაკიალური სტადია 472
 ადრეკომერიული ფაზისი 290, 291
 ავსტრალაპითეები 414, 439, 465
 ავსტრიული ფაზისი 351
 აზილური 453
 აზოური 69
 ანთრაკოლითური სისტემა 215
 აიოვას გლაკიალური სტადია 472
 აკადიური დანაოქება 214
 აკრეცია 21, 22
 აკრიტარხები 103
 ალბური სართული 325, 338
 ალგონკური 69, 100
 ალდანის სართული 151
 ალდანის ზესართული 152
 ალდანის ფარი 91
 ალმის სართული 364
 ალოთერიები 274
 ალპების მთისწინა როფი 336
 ალპიდები 357
 ალპური გეოსინკლინური ოლქი 316
 ალპური ტრიასი 269
 ალპური ტიპის ტრიასული 266
 ალპური ტექტონიკურ-მაგმატური ციკლი 408
 ალუვიონი 441
 ალუმინიუმი 23
 ამბულაკრული მწკრივი 272
 ამგის სართული 152
 ამოდისციდები 297
 ამონოიდების კლასი 329
 ამფიბიები 273, 303
 ამფიბოლიტური ფაქციეი 85
 ანაბარის ფარი 91
 ანაბორანოს თიხები 286
 ანდების გეოსინკლინური ოლქი 317, 350

ანდური ფაზისი 316, 351
 ანელიდები 144
 ანიზოცერასები 330
 ანიზური სართული 269
 ანთოზოათა კლასი 297
 ანთროპოგენული სისტემა 438
 ანიმიკის ზესერია 106
 ანიმიკური სუპერჯგუფი 106
 ანცილუსიანი ტბა 474
 ანპიდრიტიანი ჯგუფი 268
 აპტიქებიანი ფიქლები 316
 აპტური სართული 325, 338, 339
 აპულიის მიკროკონტინენტი 348
 არამდგრადი იზოტოპი 55
 არაწესიერი ზღარბები 332
 არდენების გეოსინკლინური სარტყელი 176
 არდენული ფაზისი 192
 არენიგული სართული 166
 არიდული კლიმატური ზონა 354
 არმორიკული მასივი 177, 275, 309
 არტინსკული სართული 241
 არქაული მაწოერები 274
 არქეოზოული 61
 არქეოლოგიური მეთოდი 443, 445, 449
 არქეოპტერიქსი 305, 306
 არქეოციათები 146
 არქტიკული აუზი 343
 არზანთროპები 453, 465
 არხეონისი 305, 306
 არხეოპტერიისის ფლორა 201
 ასელური სართული
 ასთენოსფერო 11
 ასოსახსრიანები 75, 273
 ასტარტიდები 327
 ასტურიული ფაზისი 237
 ასშის თიხები 393
 ატლანის სართული 152
 ატიკური ფაზისი 409, 410, 431
 ატლანთროპები 467
 ატმოსფერო 8
 აქვიტანიური აუზი 275, 276, 309, 342, 392, 417
 აქვიტანიის უბე 399
 აქვიტანიური სართული 364, 391, 413

- აქტინოპტერიკიები 303
 აქტინოცერატიდა 183
 აქტუალიზმი 33
 აქტუალიზმის პრინციპი 33
 აღმოსავლური პარატეთისი 417
 აშელური 453
 აშვილური სართული 166
 ახალი ამფიბიები 303
 ახალი ზღარბები 272
 ახალი კიმერიული ფაზისი 351
 ახალი წითელი ქვიშაქვა 283
 ახარისხება 39
- ბაზალტური ფენა 13
 ბაზალური კონგლომერატი 66
 ბათიალური ოლქი 38
 ბათიალური ფაციესები 38
 ბათური სართული 296
 ბათური ფაზისი 351
 ბაიკალიდები 129, 130
 ბაიკალური ტექტონიკურ-მაგმატური ეპოქა 129
 ბაიოსური სართული 296
 „ბალიშა ლავეები“ 98
 ბალტიური მყინვარული ტბა 474
 ბალტიური სერია 118
 ბალტიური ფარი 312
 ბარემული სართული 325
 ბარისფერო 8
 ბარტონის შრეები 394
 ბარტონული სართული 364, 390
 ბაქანი 28
 ბაქნური სტადია 132, 137
 ბაქოური ტრანსგრესია 477
 ბაქტერიები 61
 ბაშკირული სართული 217, 229
 ბელგიის აუზი 275, 276, 392
 ბელემნელები 332
 ბელემნითიდები 301
 ბელემნითელები 332
 ბელეროფონიანი კირქვები 267
 ბელოზერ-კონკის ფორმაცია 98
 ბემბრიჯის შრეები 396
 ბენტოსი 37
 ბენეტიტები 335
 ბენტოზაურიები 273
 ბერგენის მასივი 175
 ბერგის ქვიშები 394
 ბეტური პეტროლიული მასივი 347
- „ბიოტური კრიზისი“ 355
 ბლასტოიდები 171
 ბოდრაკის სართული 364
 ბოლტიგენის ფლიში 319
 ბონონიური ქვესართული 309
 ბორიული პალეობიოგრაფიული ოლქი 291
 ბორიული აუზი 312, 343
 ბორიული ფაუნა 312, 345, 417
 ბორსალის სერია 91
 ბოტნიური 114
 ბოტომის სართული 152
 ბოშანის ქვიშები 390
 ბოჰემის მასივი 122, 154, 275
 ბრაქიოპოდები 332
 ბრაშოს ქვიშები 386
 ბრეკლშემის შრეები 388, 394
 ბრეტანის აუზი 417
 ბრეტან-ბოჰემის ზოლი 177
 ბრეტონული ფაზისი 236
 ბრიანსონის კორდილიერა 336
 ბრიუსის ჯგუფი 108
 ბრიუსელური სართული 387, 393
 ბრონტოზაურები 304, 333
 ბულაეაიოს ჯგუფი 98
 ბულიმინიდები 297
 ბელოვეეის ინტერგლაციალური სტადია 470
 ბუნტზანდშტაინი 268, 275
 ბურგესის ფიქლები 144
 ბურდიგალური საუკუნე 362, 413
 ბურვილთესლიანები 335, 363
 ბურვილთესლიანი მცენარეები 326
 ბურზიანული 74
- ბადროზაურები 333
 გალაქტიკა 20
 განაპირა ზღვა 15
 განლაგების წესი 43
 გარდამავალი სტადია 132, 137
 გარდამავალი ქანების ჯგუფი 59
 გარე ბირთვი 10
 გარეალური აუზი 427
 გაუგანდას ტილიტები 108, 126
 გეოლოგიურისწინა სტადია 21
 გეოსინკლინი 31
 გეოსფერო 8
 გერმანიის აუზი 307
 გერმანიის როფი 307
 გეოქრონოლოგიური შკალა 45

გერმანია-დანია-პოლონეთის აუზი 392
გერმანული ტიპის ტრიასული 266
გერმანული ტრიასი 269, 274
გეომრანაირთა კლასი 335
გეიანვექსინური აუზი 476
გეიანი ვისკონსინის გლაციალური სტადია 472
გეიანკალედონიური ფაზისი 192
„გიგანტური ფორამინიფერები“ 326, 360
გლარუსის შევოცება 349
გლაუკონიტი 38
გლინტი 155
გლობიგერინიდები 297, 326
„გლომარ ჩელენჯერი“ 14
გლოსოპტერიისის ოლქი 234
გნეისების ნაოქა ოვალები 95, 96, 97
გოზაუს ფაციესი 347
გოლტი 340
გოლტის თიხები 319
გონდვანა 77, 138
გონდვანისი 77, 266, 314
გონდვანისის „სისტემა“ 234, 287
გონდვანისის პროვინცია 221
გონდვანისის სუპერკონტინენტი 346
„გონდვანის ფორმაცია“ 286
გონიერი ადამიანი 449
გუელის სართული 216, 217, 229
გრადაციული დაღეჳა 39
გრაეიტაციული ენერგია 23
გრამპიანის გეოსინკლინი 158
გრანიტიზაცია 86
გრანიტული ფენა 13
გრანულიტები 85
გრანულიტური ფაციესი 86
გრანიტულ-შეტამორფიტული ფენა 13
გრატოლითები 148
გრატოლითიანი ზონები 166
გრატოლითები 169
გრენვილის სუპერჯგუფი 106
გრენვილის ჯგუფი 109
გრიმერტინგენის ქვიშაქვები 393
„გროფებიანი კირქვები“ 307
გრძელტერფიანები 462
გუნცური გლაციალური სტადია 417, 470
გუნცურ-მინდელური ინტერგლაციალური სტა-
დია 470
გუტენბერგის ფენა 11

დალარედის სერია 156

დალარედის წყება 121
დამახასიათებელი ნამარხები 45
დამახასიათებელი ფაუნა 45
დამუდის სერია 287
დანლექი საფარი 13
დანაოქვების ასაკი 53
დანიური სართული 323
დარნესის კირქვები 154
დასეალური პარატეთოსი 417
„დაუნტონური სართული“ 180, 184
დაციური როფი 427
დედამიწის ქერქი 9
დეეს პრინციპი 359
დეეონური 62
დელევიონი 41, 441
დეაიკას სერია 234
დიაგენეზისი 440
დიამიკტიტები 106
დიასი 240
„დიდი აფეთქება“ 20
„დიდი მებოზოური გადაშენება“ 361
დიდი ოლითი 296
ღისატეროიდები 332
ღიზოლონტები 271
დილევიუმი 438
ღინანტის აუზი 211
ღინანტის სინკლინორიუმი 211
ღინანტური სექცია 215, 217
ღინოზავრები 304
ღინოზავრების ზერიგი 333
ღინოფიტური წყალშეცენარები 372
ღინოცისტები 372
ღიპლოდოკები 304
ღისკოასტერები 439
ღისკოიდი 450
ღიკვრასები 297
ღნებრის გლაციალური სტადია 470, 471
ღოგერი 293
ღონეცის აუზი 230
ღონეცური ფაზისი 351
ღორღონული სართული 323
ღორეს კონგლომერატები 125
ღუნაის გამყინვარება 449
ღუნაის გლაციალური სტადია 470, 473
მბურნიუმის გლაციალური სტადია 470
ებურნეის ტექტონიურ-მაგმატური ციკლი 101
ეგერული სართული 413

ელიაკარი 74
ელიაკარიუმი 102, 104
ელიაკარის ბიოტა 104
ელიაკარის ფაუნა 104
ელიაკარის ფაუნისტური კომპლექსი 117
ეემის ინტერგლაციალური სტადია 471
ევაორიტები 40, 279
ევეოსინკლინი 255, 346
ევეოსინკლინური აუზი 348
ეეკარიოტები 103
ეერიტერბული ორგანიზმები 37
ეერიპალური ორგანიზმები 37
ეექსინიური აუზი
ეზენვილის შრეები 390
ეიფელური სართული 197, 198
ეკალკანიანები 148
ეკლოგიტი 10
ელეფანტიდები 457
ელსტერის გლაციალური სტადია 470
ელუვიონი 41, 441
ემსის სართული 197, 198
ეოკამბრიული 142
ეოლური ნალექები 441
ეონი 61
ეონოთემა 61
ეოცენი 359
ეოპიპუსი 377
ეპიბათიალი 38
ეპიბაიკალური ოლქები 129, 130
ეპიბაიკალური პლატფორმები 130
ეპიპლატფორმული ნალექები 29
ეპიპლატფორმული ოროგენები 410
ეპიპლატფორმული საფარი 113
ეპოქა 60
ეპიპალეოზოური პლატფორმები 350
ერა 60
ერათემა 62
ერთგასავლიანები 460
ერთლებენიანები 363
ერთფერედიანები 144
ერმენონვილის შრეები 390
ერ-რიფის სრუტე 426
ეტალონური პრილი 45
ეტამპის კირქვები 392

მალანენური სართული 295, 325, 337
ვალახური ფაუნისი 409
ვალდაის გლაციალური სტადია 449, 470, 471

ვალდაის სერია 118
ვალუუმის ინტერგლაციალური სტადია 470
ვარანგიუმი 102
„ვარდისფერი სკაგლია“ 347
ვარეები 125, 442
ვაზიაგული (მორაზოვოს) გლაციალური სტადია 470, 471
ვაშბერგის ზონა 430
ველდი 319
ველდის ანტიკლინი 340, 394
ველენკალკი 268
ვემელური სართული 390, 393
ვენდური 70
ვენდური ეტაპი 104
ვენდური ფაუნა 104
ვენის აუზი 430
ვენტერსდორპის სერია 124
ვეპის სერია 112
ვესტფალური ოლქი 234
ვესტფალური პროვინცია 221
ვესტფალური სართული 216, 217
ვეფხისებრი ქეიშაქა 278
ვეშაპისებრი 375, 377
ვიზეური სართული 216, 217
ვილუის რაფი 314
ვინდელიციური ქედი 283
ვინიპეგის კონგლომერატები 125
ვიო-ჟონკის ქეიშები 394
ვისლის გლაციალური სტადია 470
ვიტეატერსანდის სერია 92, 124
ვიურბული გლაციალური სტადია 470, 473
ვოგეზების მასივი 275
ვოკონტური ორზო 335, 336, 337
ვოლბორტელა 147
ვოლგური სართული 313, 314
ვოლინის სერია 118
ვოორტის ქეიშები 394
ვეულეიჩის შრეები 394
ვეულკანოგენური ფაციესები 42
ვეულკანოგენური ქანები 42

ზაალური გლაციალური სტადია 470
ზაალური ფაუნისი 237
ზაუროლოფუსები 333
ზედა ბრეკლშემის შრეები 394
ზედა ბუნტზანდშტაინი 278
ზედა იურა 296
ზედა მანტა 10

ზედა ორიითი 296
ზემო ტბის პროვინცია 86
ზედა ძველი წითელი ქვიშაქვა 203
ზევიგენისაირნი 333
ზონა 60
„ზოოლოგიური ეპოქა“ 358, 413
ზოოპლანქტონი 370
ზურგობები 316
ზღვიური თაყიესები 36

თაბაშირიანი კეიპერი 268
თავთფეხიანი მოლუსკები 329
თათრული სართული 241
თანამედროვე ადამიანი 466
თანამედროვე ცხენი 377
თანეტური სართული 364, 394
თანეტური საუკუნე 386
თევზების კლასი 332
თეთრი იურა 293
თეთრი ცარცი 319
თეკოიდები 171
თელოდონტები 170
თერაპსიდები 274
თრიალეთური ოროფაზისი 408
თურქეთის მიკროკონტინენტი 348
თხელცხვირიანი მაიმუნები 462

იატულიური სერია 112
იბერიის აუზი 275, 276
იბერიის მეზეტა 275
იბერიული მიკროკონტინენტი 348
იგნიმბრიტი 114
იგუანოდონები 333, 340
იენგარის კომპლექსი 80
იეროგლიფები 347
იზოტოპური ასაკი 55
იზოტოპური მეთოდი 444
იილგარნის ფარი 92
ილინოისის გლაციალური სტადია 472
ილირიული ფაზისი 409
ინდოსინური ფაზისი 290, 318
ინდოსინური ოროფაზისი 349
ინდოსტანის კონტინენტური მასივი 346
ინდური სართული 269
ინკერმანის სართული 364
ინკომუნიკატური ტაბულატები 148
ინოცერამები 327
ინტერამბულაკრული მწკრივი 272

ინტერგლაციალური სტადია 449
ინტრუზივების შეფარდებითი ასაკი 52
ინტრაკამბრიული 142
ინტრაკრუსტული ქანები 23
იოდლიანი ზღვა 474
იოტნიური სერია 91
იპრული სართული 359, 364, 387
ირანის მიკროკონტინენტი 348
ირიული ოროფაზისი 192
ისუას სერია 86
იუბერგანგსგებირგე 59
იურმატინული 74
იურული სისტემა 62
იურული თაყიესები 337
იქთიოფაუნა 281
ისტოზავრები 274, 333
ისტოოსტევიდები 201
ძავკასიის გეოსინკლინური აუზი 347
კავკასიური სართული 413
კავკასიური ფაზისი 409, 410
კაინოზოური 60, 356
კაინოზოური ერა 356
კალაბრიული სართული 439
კალაბრიული საუკუნე 440
კალაბრიული ტერასა 447
კალაბრიული ტრანსგრესია 474
კალედონიდები 353
კალედონიური გეოსინკლინი 158
კალედონიური მასივი 275
კალედონიური ოროგენეზისი 191
კალედონიური როფი 202
კალედონიური ტექტონიკურ-მაგმატური ციკლი 191
კალევიური სერია 112
კალიუმ-არგონის მეთოდი 56
კალიფორნიის როფი 316, 350
კალოვიური სართული 296
კალოვიური შრეები 296
კალპიონელები 347
კალციუმის მეთოდი 56
კამბრიული 62
კამპანური სართული 325
კანზასის გლაციალური სტადია 472
კაუიანი ღრუბლები 297
კარადოკული სართული 166
კარანგატული აუზი 417
კარბონული სისტემა 62, 215

კარელია-კოლის ოლქი 89, 110
კარელიუმი 89
კარელიური კომპლექტი 89
კარნიული მიკროკონტინენტი 348
კარპატების მთისწინა რაფი 427
კარპენტარიუმი 125
კარპოიდები 171
კარუს სისტემა 234
კასელის უბე 399
კასიდულიდები 332
კასიმოვის სართული 216, 217, 229
კატარქეული 62, 78
კატასტროფისტული მოძღვრება 48
კაჩის სართული 364
კატისებრნი 377
კეიპერი 265
კენტრიქიანები 375, 377, 458
კვაზიპლატფორმა 31, 350
კვერცხისმდებელი მაწოვრები 374
კიბერლიტი 10
კიმერიდები 350
კიმერიული ტექტონიკურ-მაგმატური ეპოქა 350
კიმერიული ტექტონიკურ-მაგმატური ციკლი 290, 291, 346, 350
კიმერიჯის თიხა 296
კიმერიჯული სართული 296, 308
კირტუფები 441
კირქვიანი ღრუბლები 297, 326
კიუინოური სუპერგუფი 106
კიუინოური ზესერია 107
კიურაიუმი 23
კლდოვანი მთების გეოსინკლინური ოლქი 316
კლივერი 452
კლიმატოსტრატოგრაფიული მეთოდი 444, 446
კლიტიანები 148
კლოაკიანები 274, 374
კობალტის ჯგუფი 106
კოკოლიტები 372
კოკოლიტოფორიდები 326
კოლიმის ოროგენეტული ფაზისი 351
კოლუეიუმი 441
კოლზიდიტები 330
კონდილარტრები 375, 377
კონიაკური სართული 325
კონოდონტები 170
კონსერვატული ფორმები 49
კონტინენტის კიდე 37
კონტინენტური მსივი 27

კომტინენტური მოლასა 402
კონტინენტური პლატფორმა 28, 29
კონტინენტური ქერქი 15
კორალური სართული 297
კორდაიტული ტაიგის ოლქი 234
კორდილიერა 316
კორდილიერების გეოსინკლინური ოლქი 316
კორნბრანში 296
კოსმოგონია 19
კრატონი 28
კრატონიზაცია 32
კრეაციონიზმი 47
კრინოიდები 171
კრიპტოგენული ფაუნა 75, 363, 382
კრიპტოზოული 143
კრიპტოზოული ფონი 61
კრომანიონელი ადამიანი 466
კრომერის ინტერგლაციალური სტადია 470
კუდაში 74
კუთხური უთანხმოება 65
კუიზის ქვიშაქვები 388
კულში 216, 217, 222
კუნგურული სართული 241
კუნძულთა რკალები 15, 316

ლაბირინტოდონტები 267, 273
ლაგუნური ფაციესები 40
ლადინური სართული 269
ლაერაზია 138, 237, 256, 265, 353
ლაერენცია 192
ლაერენციული 100
ლაერუსია 237
ლაზინარიები 37
ლაზინარული მოძრაობა 21
ლანდილური სართული 166
ლანდენური სართული 393
ლანდოვერიული სართული 181
ლანვირნული სართული 166
ლარამული ფაზისი 345, 350, 351
ლატორფული სართული 367, 397, 399
ლელდური სართული 390, 393
ლემურისებრნი 463
ლენის სართული 151
ლენის ზესართული 152
ლელის ხის სერია 92
ლიარდებიანი ქვა 389
ლიასი 293, 296
ლითოთამნიუმებიანი კირქვები 386

ლითოლოგიურ-პეტროგრაფიული მეთოდი 44
ლითოსფერო 8, 12
ლითოსფერული ფილაქანი 16, 17
ლიკოპოდიანები 201
ლიმნური ნახშირები 228
ლნგულებიანი ფიქლები 158
ლიტორალი 36
ლიტორალური ფაციესები 36
ლიტორინიანი ზღვა 474
ლიტოცერატიდები 299
ლიხენის ინტერგლაციალური სტადია 470
ლოზანის მოლასები 430
ლონდონის აუზი 394
ლონდონის თიხები 394
ლონდონ-ჰემპშირის აუზი 391, 392
ლოპის კომპლექსი 89
ლოპიუმი 89
ლოხკოვის სართული 197, 198
ლუარას სინკლინორიუმი 392
ლუდლოუური სართული 181
ლუზიტანური სართული 297
ლუისის გნეისები 121, 122
ლუისის გრანიტები 121
ლურჯ-მწვანე წყალმცენარეები 37
ლუტეციური სართული 364
ლუტეციური საუკუნე 388

მასტრიხტული სართული 325
მასტრიხტის ტუფი 319
მაგდალენური 453
მაის სართული 152
მაიკოპური სერია 433
მალმი 293
მანგრული მცენარეულობა 37
მანტია 10
მარინეს შრეები 390
მარინოგლაციალური ნალექები 441
მაროკოს მიკროკონტინენტი 348
მარჯვე ადამიანი 450
მარჯნიანი შრეები 296
მაუნტ-ბარუსის სუპერგუფი 126
მაწორების კლასი 274, 306, 333, 357
მდგრადი იზოტოპი 23, 55
მეგაგვა 77
მეგალოდონტები 297
მედონის მერგელები 386
მედუზოიდები 74
მეზეტის პერკინული მასივი 347

მეზოამონოიდები 268, 297
მეზოამონიტები 331
მეზოგასტროპოდები 329
მეზოზოური 60, 265
მეზოზოური ერათემა 265
მეზოზოური ფლორა 267
მეზოკარდილიფერების გეოანტიკლინი 316
მეზოლითი 454
მეზოტეთისი 237, 266, 314, 346
მეზოფიტიკუმი 242, 267
მეზოფიტური ფლორა 267, 335
მეზოპიპუსი 378
მეკლენბურგული გლაციალური სტადია 470
მენაპიუმის გლაციალური სტადია 470
მეოთხეული 62, 437
მეოთხეულის გეოლოგია 437
მეოთხეული სისტემა 356, 437
მეორეული 59
მერიპიპუსი 378
მერკანტურის მასივი 336, 338
მეროპლანქტონი 326, 331
მეროსტომატები 168
მესამეული სისტემა 59, 356, 357
მესინური საუკუნე 431
„მესინური კრიზისი“ 433
მეტათერია 274
მეტამორფული ქანები 22
მეტამორფიტები 22
მეტამორფოსფერო 27
მეტასომატური გრანიტები 86
მეტატილოიდები 125
მეტეორიტი 21
მზის სისტემა 19, 20
მთათაშუა როფი 402
მთავარი მუშელკალკი 268, 279
მთავარი ფაზისი 190
მთების მიგრაცია 194
მთის კირქვა 216, 217, 225
მთისწინა როფი 402
მიგმატიტები 86
მიგმატიტიზაცია 86
მიკროკონტინენტები 316, 348
მიკროპეტროგრაფიული მეთოდი 44
მიკროფლორისტული მეთოდი 444
მიკროფორამინიფერები 370
მიკროფოსილიები 82
მიკულინოს ინტერგლაციალური სტადია 470
მილატური ტერასა 447

მილაცური ტრანსგრესია 474
მინდელური მყინვარული სტადია 448
მინდელური გლაციალური სტადია 470, 473
მინდელურ-რისული ინტერგლაციალური სტადია 470
მიოცენი 255
მიოცენის კლინიკური აუზი 348
მიოცენი 359
მიოპოპუსი 378
მისისიპური სისტემა 140
მკვებავი სუბსტრატი 44
მოდისის სერია 92
მოეზიის მიკროკონტინენტი 348
მოზამბიკის უბე 252
მოინის გენეისები 156
მოინის მეტამორფიზმები 121
მოლასა 402, 429
მოყვითლო ფაზისი 201
მონალექი ქანების ჯგუფი 59
მონასტირული ტერასა 447
მონასტირული ტრანსგრესია 473
მონების ტბის პროვინცია 86
მონმარტრის თაბაშირები 390
მონოგლაციალური თეორია 448
მონოგრაპტუსი 183
მონისის კირქვები 392
მონსური სართული 364, 386
მორ-ესტერელის მასივი 336, 338
მორტონტენის შრეები 390
მორფოლოგიური მეთოდი 443, 445
მოსკოვის აუზი 230
მოსკოვის გლაციალური სტადია 470, 471
მოსკოვეური სართული 217, 229
მოდრავი სარტყელი 32
მოხორავიჩიის ზედაპირი 9
პრავალბორცვიანები 274, 374
პრავალუფრადიანი ორგანიზმები 103
მტაცებლები 377, 457
მუნჯი შრეები 50
მურა იურა 293
მუსტიერული კულტურა 453
მუშელკალი 268, 278
მუჟის ქვა 452, 453
მღვრიე ღვარები 38
მღრღნელები 375, 377, 358
მყინვარული ფაციესები 41
მყარალი კირქვები 155
მწერიკამები 274, 275, 462

მწვანე ფიქლების ფაციესი 85
მწვანე ქვის სარტყელი 136
მწვანე ქვიშები 340
მხარეთუხიანები 148
მბეცისნაირნი 274
ნაგელულუ 432
ნალაჯინიუმი 125
ნამარხი ყინული 441
ნამდვილი ამონიტები
ნამდვილი ბელემნიტები 332
ნამდვილი გრაბტოლოთები 183
ნამიურის აუზი 211
ნამიურული სართული 216, 217
ნანოპლანქტონი 326, 370
ნანოპლანქტონური ზონები 373
ნაოკა ოლქები 31
ნაუტილოიდები 171, 183, 301, 329
ნაწლავალურიანები 75
ნახევარდაშლის პერიოდი 55
ნახშირიანი კეიპერი 268, 280
ნახშირიანი წყება 216, 217, 225
ნეანდარტალელი ადამიანი 254, 267
ნებრასკას გლაციალური სტადია 472
ნეანთროპები 453, 465, 466
ნეერტეპენის ქვიშაქვები 939
ნეეალური ფაზისი 316-318, 351
ნეემონოიდები 268, 297
ნეოგენური სისტემა 360, 413
ნეოგენური ქვესისტემა 356
ნეოპეტუალიზმი 33
ნეოკომური 325
ნეოლითი 453
ნეოტაქსოდონტები 271
ნეპტუნოიუმი 23
ნერიტიდები 329
ნერიტული ოლქი 38
ნიეოთერების დიფერენცია 22
ნიეარებიანი კირქვა 265, 278
ნიეარებიანი ქვიშაქვა 283
ნიპონიტესები 330
ნისლოვანება 20
ნიშანდობლივი ნამარხები 45
ნიშანდობლივი პორიზონტი 44
ნოდოზარიდები 297
ნორიული სართული 268
ნუბიის ქვიშაქვები 348
ნუკლოიდები 134

ობოლუსიანი ქვიშაქვები 156
 ოდინკოვოს ინტერგლაციალური სტადია 470
 ოვერზის ქვიშები 390
 ოვერზული სართული 390
 ოვოიდები 134
 ოკეანური ქერქი 15
 ოკის გლაციალური სტადია 470, 471
 ოლდუევის კულტურა 415, 453
 ოლვემის სერია 91
 ოლენეკური სართული 269
 ოლიგოცენი 359
 ოლიგოცენური სექცია 359
 ოლისტოლიტები 347
 ოოლითი 296
 ოოლითური სერია 293
 ოოლითური ქანები 38
 ოოლითური კირქვები 38
 ოპოკისებრი ნალექები 326
 ორანის მიკროკონტინენტი 348
 ორგანოგენული ფაციესები 38
 ორდოვიციული სისტემა 62, 165
 ორთოცერატიდები 183
 ორკადული როფი 202, 204
 ონკოცერატიდი 183
 ორლენის კირქვები 392
 ორლენიანთა კლასი 363
 ორმაგად მსუნთქავი თევზები 203

ბალენაროპები 453, 465, 466
 ბალეოგენური სისტემა 360
 ბალეოგენური ქვესისტემა 356
 ბალეოგეოგრაფიული რუკა 42
 ბალეოზოგეოგრაფიული რუკა 43
 ბალეოზოური 60, 140
 ბალეოკოლოგიური მეთოდი 417
 ბალეოქინიდეები 272
 ბალეოლითი 451, 453
 ბალეომაგნიტური მეთოდი 445
 ბალეონტოლოგიური მეთოდი 45
 ბალეოტეთისი 153, 266
 ბალეოფიტიკუმი 267
 ბალეოფიტოგეოგრაფიული ოლქი 242, 243
 ბალეოფიტოგეოგრაფიული რუკა 43
 ბალეოფლორისტული მეთოდი 444
 ბალეოცენი 359
 ბალინოლოგიური მეთოდი 444

ბალუდინებიანი ქვიშაქვები 432
 პანგეა I 138
 პანგეა II 138
 პანთალასა 77
 პანიზელიური სართული 393
 პანიზელიური ქვიშაქვები 388
 პანონური (უნგრეთის) როფი 427
 პანტოთერიები 274
 პანზეტის სერია 287
 პარატეთისი 417, 427
 პარალელიზაცია 44
 პარალური ნახშირები 228
 პარანას როფი 346
 პარანაიბოს როფი 346
 პარაპიუსი 378
 პარიზის აუზი 309, 339, 382
 პარიზ-ლონდონის აუზი 275, 276, 309
 პარიზის სინკლიზა 386, 388, 392
 პასადენური ფაზისი 409
 პასტერის წერტილი 103
 პახიოდონტური კბილები 327
 პელეუს მასივი 338
 პენენური 240
 პენოკიის ტექტონიკურ-მაგმატური ციკლი 101
 პენსილვანიური სისტემა 140
 პენტამერიდა 183
 პერიალპური აუზი 35, 428
 პერიდოტიტი 10
 პერიდინიები 372
 პერმული სისტემა 241
 პეტალონამები 75
 პიქტინიდეები 327
 პეწიანი ფიქლები 336, 346
 პითეკანთროპი 454, 467
 „პიხოლითური კირქვები“ 386
 პილბარას ფარი 92
 პირენეული ოროფაზისი 409
 პირენეული ქვეფაზისი (I) 409
 პირენეული ქვეფაზისი (II) 409
 პირველადი ქერქი 22
 პირველული 59
 „პირველყოფილი ფრინველები“ 305
 პირველყოფილი ჭგუფი 59
 პიროკლასტიკა 42
 პლანეტრიზმი 21
 პლანქტონური ფორამინიფერები 37, 370
 პლატობაზალტები 346
 პლატფორმული ეტაპი 131, 137

- პლატფორმების წინა ეტაპი 131, 137
 პლატფორმები 274, 374
 პლევროტომარები 297
 პლუზიოზერები 333
 პლესტოცენი 438
 პლინსბახური სართული 296
 პლიოცენი 359
 პლიოპიუსი 378
 პლუტონიუმი 23
 პოლიგლაციალური თევზი 449
 პოლიხეტები 147
 პოლონური გლაციალური სტადია 470
 „პომპეის ზღურბლი“ 342
 პონგიდები 463
 პონტური აუზი 427
 პორტლანდური სართული 295, 308
 პორტლანდური საუკუნე 339
 პორტლანდის ქვიშა 296
 პოსტუმური ფაზისი 201
 პოსიდონოზა 297
 „პოსიდონოზიანი ფიქლები“ 307
 პოსტუმური მოძრაობები 290
 პრადის სართული 197, 198
 პრადის სინკლინორიუმი 159
 პრეკამბრიული 61
 პრიაბონული სართული 364, 401
 პრიმატები 375
 „პრიმიტიული ქანები“ 69
 პროვანსული ფაციესები 337
 პროკარიოტები 103
 პროლუვიონი 441
 პროტეროზოული 61, 100
 პროტოთერია 274
 პროტოკონტინენტი 113
 პროტოპლანეტები 21
 პროტოტეთისი 138
 პროტოპლატფორმული კომპლექსი 124
 პროქორეზი 342, 417, 425
 პრეიდოლის სართული 181
 პტერანოდონი 333
 პუატუს სრუტე 309
 პურბეის კირქვა 319
 პურბეის შრეები 296
 პურბეის ქვესართული 295, 339
 პუალური ფაზისი 237
 შივეტური სართული 197, 198
 რადიაქტიური ელემენტები 22
 რადიაქტიური ნახშირბადი 56
 რადიოგენული იზოტოპი 55
 რადიოგენული კალციუმი 56
 რადიოგენული ნახშირბადის მეოთხე 445
 რადიოგეოლოგიური მეოთხეები 22, 445
 რადიოლარიები 144, 297, 374
 რადიოლარიტი 297, 316
 რადიონახშირბადის მეოთხე 56
 რაინის ფიქლებიანი მასივი 275, 308
 რამპითევი 425
 რაპაკივი 113
 რგოლური ჭიები 45
 რეგრესია 65
 რეგრესიული ნალექები 66
 რედინგის შრეები 394
 რეიმსის კირქვები 387
 რელიქტიური ფორმები 49
 რენო-პერციინული გეოსინკლინური სარტყელი 209
 რეპტილიები 304
 რეტიოლიტები 183
 რეტული სართული 268, 281
 რინქონელოდები 301, 332
 რისული გლაციალური სტადია 448, 470, 473
 რისულ-ეიურპული ინტერგლაციალური სტადია 470
 რიფელი 61, 102, 115
 რიფისმწებელი მარჯნები 37
 რიფტული ზონები 16
 რიყის ქვის კულტურა 415
 რკინიანი კვარციტები 85
 რკინის ხანა 453
 როდანული ფაზისი 409
 როდეზიული ტექტონიკურ-მაგმატური ციკლი 100
 როდოპის მიკროკონტინენტი 348
 როკრუს ანტიკლინი 211
 რონის აუზი 275, 276, 335, 337
 როტალიდები 297, 326
 როტლიგენდი 241, 248
 რუდისტები 327
 რუპელური სართული 359, 364
 რუსეთის ბაქანი 114, 312
 „რუხი გნეისების ნაოჯა ოჯალები“ 134, 136, 137
 „რუხი გნეისების“ და შწვანე ქვის სარტყლები სტადია 133, 137

- საერთაშორისო გეოლოგიური კონგრესი 61
საერთაშორისო სტრატეგრაფიული შკალა 45
საეური ფაზისი 409, 410
საკმარული სართული 241
საღაირული დანაოკება 164
საღაირული ფაზისი 164
სამარიუმის მეთოდი 56
სამარკრო კორიზონტი 44
სამზრეთის ჰუმიდური ზონა 354
სამზრული ვეროპის გეოსინკლინური სარტყე-
ლი 209
სანტონური სართული 325
სანუაზური სართული 391
საპროპელი 444
სარიოლიური სერია 112
საუკუნე 60
საფრანგეთის ცენტრალური მასივი 336, 338
საქსონიური გლაციალური სტადია 470
საწისქვილე ქვიშაქვა 215, 216, 217
საწყისი სტადია 132, 137
სახელმძღვანელო ნაშრომები 48, 49
სეზანის ტრავერტინები 387
სეინის კონგლომერატები 125
სენომანური სართული 325
სენტ-უენის შრეები 390
სენ-ჟორჯ-ბრაბანტის მასივი 228
სენ-ჟორჯის მასივი 202
სეპტარიებიანი თიხები 394, 399
სერავალიური საუკუნე 433
სერნეს კონგლომერატები 387
სერპენტინიტი 10
სერპუხოვის სართული 216, 217, 229
სეკცია 60
სეაზონენდის სისტემა 92
სეეკო-ნორვეგიული ოლქი 110
სეეკოფენური ოლქი 110
სეეკოფენური ტექტონიკურ-მაგმატური ციკლი
102
სეიონური კომპლექსი 114
სიალი 8
სიერა-ნევადის როფი 316
სილიკოფლაგელატები 372
სილიციტები 297
სილესიური სეკცია 215, 217
სილურული სისტემა 62
სიმა 8
სიმფერაპოლის სართული 364
სინანთროპები 453, 466
სინაპსიდები 269, 374
სინაპტოზავრები 274
სინეკლიზა 275
სინემურული სართული 296
სინქრონიზაცია 44
სიცილიური ტერასა 446
სიცილიური ტრანსგრესია 473
სიკოცხლის აბისური ოაზისები 39
„სკავლიას თიხები“ 347
სკლერაქტინიები 272, 327
სოლუტრიული 453
სპარაგმითის სერია 122
სპატანგოიდები 332
სპიროგრაპტუსი 183
სპიტონის თიხები 341
სპონგოლითი 297
სპრედინგის ლერძული ზონა 17
სტამპური სართული 391, 392
სტანდარტული ქრილი 45
სტეგოზავრები 333
სტეგოცეფალები 201, 273
სტენოთერმული ორგანიზმები 38
სტენოპალური ორგანიზმები 38
სტერეოსტოლონატები 169
სტეფანური სართული 216, 217
სტრატეგრაფია 58
სტრატეგრაფიული ერთეულები 58
სტრატეგრაფიული უთანხმოება 66
სტრატისტერო 25
სტრატოეტალონი 63
სტრატოტიპი 63
სტრომატოლითები 38, 70, 98
სტრონციუმის მეთოდი 56
სტროფომენიდა 183
სუასონეს ლიგნიტები 362
სუბ-ბეტური გეოსინკლინური როფი 347
სუბ-ბეტური სრუტე 426
სუბდუქციის ზონა 17
სუბიორთიური სერია 114
სუბკონტინენტური ქერქი 15
სუბლიტორალური ოლქი 37
სუბლიტორალური ფაციესები 37
სუბოკეანური ქერქი 15
სუბპლატფორმული საფარი 132
სუბსტრატტი 27
სუბპერკინული ფაზისი 351
სუდეტური ფაზისი 236
სუმის სერია 112

სუპერკონტინენტი 138
სუპერკრუსტული ფენა 23
სუპერსტიტული ფორმები 49
სუპერიორის პროვინცია 98
სუსპენზიური ნაკადები 39
სუსპენზიური ლვარები 38, 347
სუტურული ხაზი 331
სქელკბილიანთა რიგი 327
სხივფარფლიანი თევზები 333
სხივფარფლიანთა ქვეკლასი 303

ტაკირები 41
ტაკონიური ფაზისი 191
ტალღური კირქვა 278
ტალჩირის სერია 234
ტაპესის ტრანგრესია 474
ტარბოზაერები 333
ტეთისი 153
ტეთისის პალეობიოგეოგრაფიული ოლქი 291
ტერასფერო 8
ტერებრატულიდა 183
ტერებრატულიდები 301, 332
ტექტონოსფერო 19
ტექტონიკურ-მაგმატური ციკლი 76
ტილიტი 41, 106
ტილლი 106
ტილოიდი 125
ტიმისკამინგის კონგლომერატები 125
ტირანოზაერები 333
ტირენული ტერასა 447
ტირენული ტრანსგრესია 473
ტიტონური საართული 296, 337
ტიტონურისწინა ფაზისი 316, 351
ტიხრების ნაკერი 331
ტლანქი კირქვები 388
ტოარსული საართული 296
ტომოტის საართული 152
ტონგალები 278
ტორიდონის ქვიშაქვები 122
ტორტონული საუკუნე 432
ტრავერტინები 441
ტრანზიტული ფორმები 49
ტრანსგრესია 65
ტრანსევალის სერია 124
ტრანსფორმული რღვევა 17
ტრაპები 251, 291
ტრაპული მაგმატიზმი 346
ტრაპული ფორმაცია 291

ტრაქოდონტები 333
ტრემადოკული საართული 143, 158, 166
ტრიასული სისტემა 62, 265
ტრიგონიები 327
ტრიკონოდონტები 274
ტრილობიტები 144
ტრიცერატოზები 333
ტუნგუსკის პროვინცია 221
ტურბიდიტები 39
ტურბულენტური მოძრაობა 20
ტურინგიული საართული 241
ტურნეული საართული 216, 217
ტურონული საართული 325
ტუფოგენური ქანები 42
ტყვიის მეთოდი 56

შლადნოური ფაქციები 41
უდოკანის სერია 123
უელსის როფი 202, 204
უენლოკური საართული 181
უზუნლარული აუზი 476
უთანხმო განლაგება 65
უკბილონი 461
უკლიტონი 148
უკუდოთა რიგი 303
ულუთაუს ანტიკლინორიუმი 119
უნგულიტებიანი ქვიშაქვები 156
უნიფორმიზმი 33
ურალ-მონღოლეთის ოროგენული სარტყელი 138
ურალ-ტომოლსკის ანტიკლინორიუმი 119
ურალური ფაზისი 237
ურანი 23
ურგებირგე 59
ურგონული კირქვები 337
ურგონული საართული 339
უფის საართული 241
უფლისციხური საართული 413
უყბონი 183

შაზა 60
ფალენები 359
ფამენური საართული 197, 198
ფანეროზოული 61
ფარეტრონები 297
ფარები 29
ფართოციხირიანი მაიმუნები 461
ფაციესი 35
ფაციესური ანალიზი 35

ფაკციური ნამარხები 50
„ფერადი მერგვლები“ 265
ფილოკარიდები 146
ფილოკერტიდები 299
ფილტრატორები 74
ფიტოპლანქტონი 370
ფლანდრის თიხები 387
ფლიში 347
ფლოცებირგე 59
ფლუვიოგლაციალური ნალექები 42, 441
ფონტენბლოს ქვიშაქვები 392
ფორამინიფერები 144, 326
ფრანული სართული 197, 198
ფრანცისკანული სერია 350
ფრაქციული ლობა 23
ფრინველები 333
ფრინველების კლასი 304, 305
ფსევდოცერატიტები 331
„ფულანგის ფაუნები“ 390
ფუძის კონგლომერატი 66

მატური სართული 391, 392
ქედა ბუნტზანდშტაინი 278
ქედა იურა 296
ქედა მანტია 10
ქედა ოლითი 296
ქედა ძველი წითელი ქვიშაქვა 203
ქერქვეშეთი 25
ქვეწარმავლების კლასი 219, 304
ქვიერი ღრუბლები 326

ლორისებრნი 377

შაზანური სართული 241
ყარათაიუმი 74
ყავილოვანი მცენარეები 326, 335, 363
ყირიმის ნეოსტრატოტიპი 364

შაბიანი ფიქლები 155
შაეი იურა 293
შანკლინის მწვანე ქვიშა 319
შარიაჟი 349
შარირებული სტრუქტურა 349
შელური 454
შელფი 37
შეფარდებითი დათარიღება 45
შვაბეთის აუზი 275, 276
შვარცვალდის მასივი 275

შიგაალპური აუზი 427
შიგა ბირთვი 10
შიგანიფარიანები 332
შიგანიფარიანი ცეფალოპოდები 301
შიშველთესლიანები 201
შრეებრივი ქანების წგუფი 59
შტირიული ოროგენტული მოძრაობები 410
შუა იურა 296
შუა ოლითი 296
შუა ქრელი ქვიშაქვა 278

ჩაუდური ტერასა 476
ჩანთოსნები 274, 374, 460
ჩარნოკიტები 86
ჩიხეთის მასივი 275
ჩიბუხა ქანი 154
ჩივიოტის უბე 202
ჩოპერი 450, 451, 452
ჩრდილოატლანტური კონტინენტი 192, 275
ჩრდილო გერმანიის აუზი 275, 276
ჩუკოტკა-ვერხოიანსკის გეოსინკლინური ოლქი
318, 349, 351

ცარცული სისტემა 319
ცერატიტები 268, 271
ცებშტაინი 241, 250
ციანობიონტები 61, 143
„ცივი დედამიწა“ 21, 22
ციური 272
ციტოგრაბტუსი 183
ციტოიდები 171
„ცისფერი თიხები“ 147, 156
„ცისფერი სკაგლია“ 347
ცხენისებრნი 377

ძალისებრნი 374
ძველი კიმერიული ფაზისი 350
ძველი წითელი ქვიშაქვა 196
ძველი წითელ ქვიშაქვის კონტინენტი 202
ძველგეჟსინური ტერასა 475
ძველი ქვის ხანა 452
„ძვლებიანი შრეები“ 204
ძვლიანი თევზები 303

წამწამებიანნი 347
წითელი კონტინენტი 202
„წითელი შრეები“ 347
წინადაყუჩიანთა ქვეკლასი 327

წინამორბედი ფაზისი 190
წყალხმელეთა ხერხეშლიანთა კლასი 303
წყნარი ოკეანის ოროგენი 316
წყვეტილი დისლოკაციის ასაკი 54
წყვილქლიქიანები 457

მრელი (წითელი) ქვიშაქვა

შაბალპურის სერია 287
ქესპილიტები 85
„წოიდეს რიზოლუშნი“ 14
გაბალპურის სერია 287

ხაზარული ტრანსგრესია 476
ხარვეზი 65

ხაროფიტები 390
ხატანგის როფი 314, 318
ხელფრთიანები 375
ხერხეშლიანები 273
ხერხეშლიანთა ქვეტიპი 183
ხვალინსკური ტრანსგრესია 477
ხისებრი გრაპტოლიტები 183
ხმალკილა კატა 377
ხორთუმანები 375, 377
ხრიზოფიტები 372
ხრტილიანი თევზები 333

შადიმოპანელები 148
ჰაიდელბერგელი ადამიანი 466
ჰამულინები 330
ჰასტინგსის ჯგუფი 109

ჰედონის შრეები 396
ჰენის თიხები 394
ჰეერზული სართული 392
ჰელვეციური სართული 432
ჰემერა 60
ჰემპშირის აუზი 394
ჰემშტეტის შრეები 396
ჰერცინიდები 237, 238, 353
ჰერცინული ოროგენეზისი 236
ჰეტანგური სართული 268, 296
ჰეტეროდონტები 271
ჰეტერომორფული ამონიტები 330
ჰიდროსფერო 8
ჰიოლითები 169
ჰიპარიონი 378
ჰიპურიტიდები 327
ჰირაკოთერიუმი 377
ჰოლასტეროიდები 332
ჰოლექტიპოიდები 332
ჰოლშტეინის ინტერგლაციალური სტადია 471
ჰომინიდები 459, 450
ჰომინიდების ოჯახი 414, 449
ჰომინინების ქვეოჯახი 460
ჰომოგენური დედამიწა 21
ჰოტრიეული სართული 325
ჰულზონის ტექტონიკურ-მაგმატური ციკლი 101, 102
ჰუმიდური ზონა 354
ჰურონული 69
ჰურონული სუპერჯგუფი 69

- Acanthoplites* 338
Acantoda 184, 185
Aceratherium 377
Actinocamax 332
Actinoceratoidea 199
Actiopterygii 303, 333
Aegyptopythecus 462
Agnatha 183, 185
Agnoscidia 145
Agoniatites 199, 200
Agonititida 298
Aldanaia 145
Allotheria 274
Amaltheus 299
Amaltheus margaritatus 64
Ammonitina 331
Ammonitida 268, 299, 330
Ammonoidea 199
Amodiscus 198
Amphibia 201
Amplexus 198, 218
Ancillaria glandiformis 431
Ancylus 457, 458
Ancylus fluviatilis 474, 475
Anhidritgruppe 268
Anhidritmuschelkalk 278
Anisoceras 330
Annelida 75, 144
Anthracotherium 377
Anthropoidea 459
Anura 303
Aporrhais 328, 329
Arborea 74
Arca barbata 475, 476
Archaeocyatha 146
Archaeocyathus 147
Archeornis 305
Arctica (Cyprina) islandica 439
Archidiscodon meridionalis 458
Arctocyon 387
Arthropoda 75, 144
Arietites 301
Artiodactyla 377, 456, 459
Asaphus 146
Astarte 298
Astylospongia 183
Atrypa 199
Aturia aturi 430
Axonolipa 170
Axonopora 166, 170
Aulacoceratida 301
Aulopora 245
Australopythecus 460, 463
Australopythecus apharensis 450
Australopytecus africanus 450
Aves 304
Aviculoidea 298
Avonia 219

Belemnella
Belemnitida 332
Belemnitellidae 332
Belemnitella 332
Belemnopsidae 332
Belemnopsis 341
Bellerophon 241, 242
Beltanella 74
Benekeia tenuis 278
Betula nana 473
Bergeroniclus 145
Beriasella jacobi 323
Betula nana 455, 475
Bison 459
Bison giganteus 459
Bison priscus 458
Bison sivalensis 458
Bivalvia 147, 298
Bothriocidaris 169
Brachiopoda 148
Buccinum undatum 446
Buntsandstein 268
Buxtonia 219

Cadoceras 299
Calcair grossier 388
Calceola 198
Calcispongia 198
Calpionella 347
Caninia 218
Cardioceras 299
Cardita 398, 421
Cardium commune 430

Cardium edule 476, 477
Cardium fittoni 423
Cardium subbenedictus 430
Cardium tuberculatum 476
Carnivora 377, 457
Carpoidea 148
Cassiduloida 332
Catendostia 197
Ceratites 270
Ceratites antecedens 284
Ceratites trinodosus 284
Ceratitida 299
Ceratopyge 143, 165
Cerithium 328, 421
Cerithium giganteum 389
Cerithium rubiginosum 432
Cerithium scabrum 476
Cervus giganteus 459
Cervus (Rangifer) tornadus 459
Cetacea 377
Chaetetes 218
Chaetelipora 218
Chama 389
Charophyta 390
Chelonia 274
Chiroptera 376
Chlamys 421
Chlamys islandica 446
Choristites 219
Chrisophyta 372
Ciliphora 347
Cinnamomus 388
Claraia 271
Clisiophyllidae 241
Clymeniida 199, 299
Clypeaster 422
Clypeaster glandiformis 421
Coelenterata 75
Cocleptychium 327
Coelodonta 459
Coelodonta antiquitatum 458
Collyrites 302
Conchidium 184
Condilatra 346
Congerina novorossiica 423
Conoclypeus 423
Conodonta 170
Conus 421
Conus guinaicus 447
Conulus 332
Coraster 332
Corbicula fluminalis 475
Cordaitales 221
Corynexochida 145
Coryphodon 387
Coscynocyathus 147
Cotilosauria 219, 274
Crag 423
Crassostrea longirostris 392, 396
Creodonta 376, 377
Crocodylia 274
Crossopterigii 199
Cuculca crassatina 386
Cyclaster 332
Cyclolobites 242
Cyclomedusa 74
Cylindrotheutis 301, 341
Cylindroteuthidae 332
Cyprina islandica 446
Cyprina morrisi 392, 394
Cyrena convexa 391
Cyrena cuneiformis 387
Cytospirifer 199
Cytherea incrassata 391
Cytherea splendida 392
Dalmanites 183
Daonella 271
Dendroidea 169
Desmoceras 338
Diceras aruclinum 298
Diceras 298
Dicerarhinus 458
Dicerarhinus etruscus 459
Dickinsonia 74
Dicotilodon 363
Dictioclostus 219
Dictyonema 158
Dictyonema flabelliformis 143, 165
Didacna crassa 475
Dikelocephalus 145
Dimorphastraca 327
Dinotherium 379, 422
Dipnoi 185
Diplocoenia 327
Diplodocus 334
Dipterus 185
Disaster 303

- Disasteroidea 332
 Disaster druggi 414
 Discoecyclinidae 368
 Discoides 332
 Discorhinus 458
 Discorhinopsis 389
 Ditrupa striangulata 390
 Divinia 268
 Dokidocyathus 147
 Doricranites 270
 Douvalia 301
 Douvaliidae 332
 Drias octopetala 455, 473
 Driopithecinae 460
 Driopithecus 463
 Dubinofillum 224

 Echinanthus issiavensis 389
 Echinocorys 332
 Echinodermata 148
 Echinoidea 272
 Echinolampas 422
 Echinolampas calvimontanus 389
 Elasmobranchii 199
 Elephantidae 456
 Emiliana huxley 454
 Encrinus 278
 Endycochlia 301, 332
 Eodiscida 145
 Eohyppus 379, 380
 Equidae 377, 380
 Equisetinae 221
 Equus 377, 378, 380, 422, 459
 Equus caballus 459
 Equus stenonis 459
 Ericsocrinidae 272
 Ervilia podolica 281
 Estheria 201, 281
 Euloma 143
 Eurispirifer 199
 Eupsamia trochiformis 389
 Eusuchia 274
 Euthacanthus 185
 Eutheria 374

 Fabularia 422
 Fabularia Discolithus 390
 Favosites 245
 Felidae 377
 Felis leo speleus 457
 Flysch 347
 Fomicella 149
 Fordilla 147
 Fusulina 217, 218
 Fusulinella 217, 218
 Fusulinida 217

 Galeaster 332
 Gangamopteris 234
 Gastornis 387
 Gastropoda 298
 Gault 341
 Gephyroceras oceanica 454
 Gervillia 242
 Gigantoproductus 197, 219
 Gigantoproductus giganteus 220
 Globigerina inaequispira 371
 Globigerina trilocolinoides 371
 Globigerina velascoensis 371
 Globorotalia bermudezi 454
 Globorotalia callida callida 454
 Globorotalia fimbriata 454
 Globorotalia crassaformis hessi 454
 Globorotalia crassaformis viola 454
 Globorotalia miocenica 438
 Globorotalia truncatulinoides 438, 439, 453
 Globorotalia truncatulinoides s. str. 454
 Glomospira 198
 Glossopteris 234
 Glycymeris 421
 Glycymeris obovatus 392
 Goniatita 197
 Goniatites 199, 200, 219
 Goniatitida 299
 Gonioteuthis 332
 Gryphaca 298
 Gymnospermae 201
 Gypskeuper 268, 281

 Hadimopanella 148
 Halobia 271
 Hauptmuschelkalk 278
 Helix aurelianensis 392
 Helix ramondi 392
 Hemichordata 148
 Hercoglossa danica 386
 Heteraster 332
 Hexacoralla 272, 327

Hexactinellida 326
 Hibolites 301
 Hildoceras 299
 Hipparion 378, 380
 Hippurites 328
 Holasteroidea 332
 Holectipoida 332
 Holectipus 332
 Holmia 142
 Holostei 303
 Homini 460, 463
 Hominina 459
 Homininae 459
 Hominoidea 459, 461
 Homo 413, 415, 460, 461
 Homo erectus 451
 Homo habilis 413, 415, 450, 465
 Homo sapiens 443, 449, 460
 Homo sapiens neandertalensis 467
 Hoplites deshayes 341
 Hörmesia 278
 Hyaline baltica 439, 446
 Hylobatidae 462
 Hyracterium 377, 387
 Hypparion 459, 460

*J*achtiosauria 274
*J*achtyostegida 201
*J*guanodon 340
*J*llaenus 146
*J*ndricotherium 377, 379
*J*nocceramus 327
*J*nsectivora 274, 375
*J*oldia 456, 458
*J*oldia arctica 475

 Karpinskia 199
 Keuper 268
 Kilianella 337
 Kleistopora 224
 Kohlenkeuper 280, 291

 Labyrinthodonta 273
 Lemuriformis 260
 Lepidodendron 221
 Leptograptus 183
 Lettenkohle 280
 Lichida 145
 Licopsida 221

 Limidea 298
 Limulida 183
 Linderina brugesii 390
 Lingula 149, 169, 278
 Lithostrotion 218, 224
 Lithostrotionidae 242
 Litoceras 299
 Litoceratida 330
 Littorina 244, 458
 Littorina littorea 475
 Lonsdaleia 218
 Lonsdaleia floriatilis 220
 Lower greensand 340
 Lymnocardium squamulosum 423
 Lystrosaurus 268

 Machairodus 379, 457
 Macrocephalites 299
 Mactra vitaliana 423
 Mammalia 274, 374
 Mammuthus chosaricus 457
 Mammuthus primigenius 457, 458
 Manica crassatina 392
 Manticoceras 199
 Maretia grignonensis 389
 Marnes supragypseuse 391
 Mastodon 379, 458
 Mastodonosaurus 273
 Medicotia 215, 240, 242
 Meccoceras 267
 Megaloceras 422, 458
 Megalonodontidae 298
 Merihoppus 378, 380
 Mesalia 389
 Mesohippus 378, 380
 Mesosauria 244
 Metatheria 274, 374
 Micraster 332
 Microsolenia 327
 Microcidaris 272
 Miogpsinidae 368
 Miomera 145
 Miophoria 278
 Moeritherium 379
 Monocotylodon 363
 Monograptus colonus 180
 Monograptus uniformis 197
 Monophyllites 271
 Monoplacophora 147

Monopleura 328, 339
Monotis 271
Montlivaultia 272, 327
Mososaurus 334
Muschelkalk 268
Mytilus senegalensis 447

Nannobelus 301
Natica 398
Nautiloidea 242, 330
Nautilus 242, 301, 330
Nautilus heberti 386
Neanthropes 466
Neoceratodus 203
Neocomites 337
Nerineidea 328, 398
New red sandstone 283
Niobe 143, 158
Nipponites 330
Nucula 422
Nummulites 368
Nummulites bezansoni 392
Nummulites laevigatus 388, 389, 390, 391
Nummulites lamarki 389
Nummulites orbigny 388
Nummulites planulatus 387, 388, 389
Nummulites prestwichianus 388
Nummulites rectus 388
Nummulites variolarius 388, 389, 390
Nummulitida 360, 365
Nummulitique 360, 368

Obolus 148
Obolus apollinus 175
Oldhamia 244
Olenellida 145
Olenellus 146, 151
Olenoides 145
Olenus 142, 146, 151
Orbithaster 332
Orbitoidida 326, 365
Orbitolinida 326
Orbitolites complanatus 389, 390
Orthis 148
Osteichtyes 199, 303
Ostrea 271, 389, 421
Ostrea adriatica 476
Ostrea bellovacina 386, 394
Ostrea culoni 339

Ostrea cyathula 392
Otoceras 367, 270
Otoceras borealis 267
Otoceras woodwardsi 267
Ovala 219
Oxinotiteutidac 332

Pachydiscus neubergicus 323
Pachyodonta 183, 327, 339
Pachyteuthis 301
Palechinoidea 272
Paleoloxodon 458
Palcomastodon 337
Paleoornithes 305
Paludina 284
Panini 459, 460, 463
Panopaea 446
Panopaea norvegica 446
Pantelheria 274
Papanoceras 242
Paradoxides 142, 146, 151
Parachippus 378
Paragastrioceras 200, 242
Paramonopleura 328
Parapithecus 377
Pareiasauria 219, 244
Parkinsonia 299
Pecten 422
Pecten denudatus 430
Pectinidca 298
Pelmatozoa 245
Pelycosauria 274
Pentamerus 169
Pericyclus 197, 230
Perissodactyla 377, 457, 459
Petalaxis 218
Petalonamac 74
Phacops 183
Phacopsida 145
Pharetrones 297
Phenacodus 376
Pholadomya 298
Pholadomya ludensis 390, 391, 396
Phylloceras 299
Phylloceratida 299, 330
Phylloceratitida 271
Pierré à liard 389
Pinacoceras 270, 271
Pirinella disiuncta 432

Pirinella puncta 432
Placentalia 374
Placenticerus 344
Placodermi 184
Placodonta 274
Platirhini 459, 460
Plesiosaurus 334
Pleuraspidothierium 387
Pleuromeia 275
Pliohippus 378
Polidioxidina 242
Polymera 145
Polyptychites 341
Ponginae 460
Posidonomya 298
Poteriocrinidae 244
Primates 459, 460
Primelephas gompheteraides 457
Proboscidea 377, 457, 459
Proconsulidae 260, 262
Productus 197, 219
Productus semireticulatus 220
Prolecanites 219
Pronorites 219
Propliopithecus 377, 462
Propithecinae 459
Prosobranchiata 328
Protobrissus 332
Prototheria 374
Protozoa 144, 347, 374
Protylopus 377
Pseudofusulina 242
Pseudomelania lacunosa 454
Pseudomonotis 242
Pseudoschwagerina 242
Pseudosubplanites grandis 295, 323
Psiloceras planorbis 268, 294
Psilophyta 182
Pteranodon 33
Pteridium 74
Pteridospermidae 221
Pterigolepis 185
Pterodactyles 304
Pteropsida 221
Ptychites 271, 284
Ptychopariida 145
Ptygmatis 329
Pulchellia 338
Pygaster 302

Pygope 302
Radiolaria 374
Radiolites 328
Ramapythecus 462, 463
Rangca 74
Rangifer tarandus 458
Redlichiida 145
Retavicula contorta 268, 281
Requienia 328, 339
Rhamphorhynchus 304
Rhät 268
Rhinoceras 458
Rhinoceratida 459
Rhyniophyta 182
Richthofenia 244
Rieselspuren 275
Robertinidae 368
Rodentia 377, 457
Röth 268
Rudistae 327
Sables de Cuise 388
Salix herbacea 456, 473
Sauromithes 305
Saurypterigia 274
Scaglia cinerea 347
Scaglia rosata 365
Schilfsandstein 281
Schistes lustrés 346
Schlier 431
Schlotheimia 299
Schwagerina 217, 218
Scleractinia 327
Scutella 422
Scutella subrotundata 421
Scutellina lenticularis 389
Seminula 224
Seunaster 332
Sigilaria 221
Silicospongia 297
Sibiriskites 341
Siphonia 327
Solenomya doderleini 430
Sowerbiceras 299
Spatangoida 332
Sphaerulites 328
Sphenopsida 201
Spirialis tharchanensis 423

Spiriferina 301
Spirifer mosquensis 220
Spirifer tinnensis 220, 230
Spongia 144
Sprigginia 74
Stafella 217, 218
Stegaster 332
Stemeuxius 303
Stephanoceras 299
Stilocoenia 389
Streptelasma 198
Striatifera 197
Strombus 328
Strombus bubonius 447
Strophalosia 197
Strophomena 169
Stylina 327
Stylonurus 183
Suinia 377
Synapsida 274
Syringopora 245

Tapes diana 476
Tapes gregaria 432
Tapes vitalinus 423
Tarssiformis 460
Tarssus 461
Taxodonta 183
Tetrabelodon 422
Tetraxonida 183
Thecoidea 148
Thecosmilia 272
Thelodonta 170
Thelodus 185
Therapsida 274
Theria 274
Thourmaniceras 337
Teleostei 303
Terrain 319
Terrain crétacée 319
Tetracoralla 198
Tiegersandstein 278
Timanites 199

Tissotia founieri 331
Tithonia 332
Tommotida 149
Tongalen 278
Toucasia 328, 339
Toxaster 332
Taxaster granosus 339
Trachyceras 270
Triblidium 147
Triceratops 334
Triconodonta 274
Tricuspidion 387
Trigonia 271
Trinucleus 146
Triquetrorhabdulus carinatus 414
Triticites 217, 218
Trochus pictus 432
Tropites 270, 271
Turritella 328, 329, 386, 289
Turritella solanderi 388
Tyranosaurus 334

Unnispirifer 219
Ursus 458
Ursus arctus 457
Ursus daningeri 457
Ursus spelcus 457

Velates schmideli 388
Venericardia pectuncularis 386
Ventriculites 327
Venus 421
Venus concensis 423
Vermes 144
Verthocyathus 147
Virgatites 299
Volbortella 147
Voluta 386

Weald 310, 340
Wellenkalk 268, 278

Zaphrentis 198, 224

ბბრარი რ. 389, 401
 ალბერტი ფ. 265, 274
 ანდრუსოვი ა. 433
 არდუინო ჯ. 45, 356
 არპი დე ლა ფ. 382

ბარანდი ი. 382
 ბაკლანდი ვ. 437
 ბეირისი ჰ. 359, 397
 ბეკერელი ა. 55
 ბერტრანი მ. 190
 ბოლო ჰ. 370
 ბოლტეული ბ. 70
 ბრონიარი ა. 47, 293, 357
 ბრუკენერი ე. 448, 469, 470
 ბუსაკი ე. 382, 389, 401
 ბუსნარდო ლ. 295
 ბუხი ფ. ლეოპ. 265, 293, 306

ბამყრელიძე პ. 408
 გაო ც. 123
 გეილმანი გ. 305
 გერლინგი ე. 78
 გრაბაუ ა. 123
 გრესლი ა. 35, 294
 გოლიცინი ბ. 11
 გროსჟერი ა. 323
 გუმბელი ა. 283
 გუტენბერგი ბ. 11

დავითაშვილი ლ. 376
 დარეინი ჩ. 48
 დარშიაკი ა. 382
 დე გერი ე. 54, 444
 დეე პ. 358, 382
 დეეალკი ე. 364
 დეზორი ე. 323
 დე ლა ბეში ლ. 196
 დენა ჯ. 31
 დენუაიე ე. 357, 437
 დე სერაე მ. 437
 დიუმონი ა. 323, 359, 364
 დ'ორბინიი ა. 47, 294, 319, 324
 დრუშჩიცი ე. 295
 დუეიე ა. 382

ელი დე ბომონი 189
 ეში ე. 382
 ემონსი ე. 69

მეისი კ. 5
 ვერნეი ა. 45, 319
 ვერნეილი ედ. 240
 ვიდმანი ა. 268, 295
 ვირე ე. 362

ზიუსი ე. 8
 ზუბკოვი ე. 437

თურმანი ჯ. 325

ტიესერლინგი 240
 კენელი ე. 325
 კენენი ა. 399
 კენშტედტი ფ. 294, 306
 კიუეიე ე. 47
 კიური პ. 55
 კოკანი გ. 323, 326
 კონიბირი ე. 196ბ 265ბ 293ბ 319

ლაიელი ჩ. 33, 358, 359, 382, 438
 ლამბერტი დ. 450
 ლე ვგარა ე. 295
 ლენოვი გ. 151
 ლეპეორსი ჩ. 165
 ლი ჯ. 123
 ლიკი ლ. 465
 ლიკი მ. 465
 ლიკი რ. 465
 ლისიცინი ა. 347
 ლოგანი კ. 69, 100
 ლომონოსოვი მ. 54

მანტელი გ. 325
 მარკუ ლ. 240
 მარტინი ედ. 373
 მარხინინი ა. 81
 მეიერ-ვიმარი შ. 364, 394, 397
 მოხოროვიჩიჩი ა. 9
 მერჩისონი რ. 141
 მუნეი-შალმა ა. 364

ნაუმანი კ. 360

ოგი ე. 325, 401

ოდენი ე. 325

ომალიუს დ'ალუა ე. 265, 293, 319

ოპელი ა. 293, 294, 306

ბავლოვი ი. 438, 450

ბასტერი ლ. 103

ბენკი ა. 448, 469, 470

ბიქტე ფ. 295

პოლკანოვი ა. 78

პომეროლი შ. 434

შინიუ მ. 383

რაბუი ვ. 82

რენგარტენი ვ. 349

რენევიე ე. 295, 360, 364

რინგველი ა. 11

რიჩარდსონი ა. 45

სედერპოლმი ი. 78

სეჯვიკი ა. 69, 141

სკლოდოვსკა-კიური მ. 55

სმიტი ვ. 45, 306, 319

სოკოლოვი ბ. 117

სოროსტინი რ. 70

სტენონი ნ. 58

ტერნერი ფ. 5

ტომსონი ე. 54

შოლკოტი ჩ. 69, 142

შაიფი უ. 5

ფერხუგენი ჯ. 5

ფესენკოვი ე. 21

ფილიპსი ე. 60, 265, 293, 319, 356

შატსკი ნ. 115

შიმპერი ვ. 359

შტილე კ. 77, 190, 408

ჯანელიძე ალ. 5, 32, 153

ხაინი ე. 408

ჰაიმი არნ. 382

ჰანტენი მ. 368

ჰორნესი ე. 360

ჰოლი ჯ. 31

ჰუმბოლდტი ა. 265, 293

მეორე წიგნის წინასიტყვა	263
მეზოზოური	265
ტრიასული სისტემა	265
ტრიასული სისტემის გამოყოფა	265
ტრიასული სისტემის ფაციესები	266
ტრიასული სისტემის საზღვრები	266
ტრიასული სისტემის დანაწილება	268
ტრიასული პერიოდის ცოცხალი ბუნება	269
ტრიასული ნალექების გავრცელება და ხასიათი	274
გერმანული ტრიასი	275
ალპური ტრიასი	287
ოროგენეტული მოვლენები და მაგმატური პროცესები	290
ტრანსგრესიები და რეგრესიები	291
ჰავა	291
იურული სისტემა	293
იურული სისტემის გამოყოფა	293
იურული სისტემის საზღვრები	294
იურული სისტემის დანაწილება	295
იურული პერიოდის ცოცხალი ბუნება	297
იურული ნალექების გავრცელება და ხასიათი	306
მაგმატური პროცესები	318
ჰავა	318
ცარცული სისტემა	319
ცარცული სისტემის გამოყოფა	319
ცარცული სისტემის ფაციესები	319
ცარცული სისტემის საზღვრები	323
ცარცული სისტემის დანაწილება	324
ცარცული პერიოდის ცოცხალი ბუნება	326
ცარცული ნალექების გავრცელება და ხასიათი	335
კიმერიული (მეზოზოური) ტექტონიკურ-მაგმატური ციკლი	350
მაგმატიზმი	353
ჰავა	353
კაინოზოური	356
მესამეული	357
მესამეულის გამოყოფის ისტორია და დანაწილება	357
პალეოგენური სისტემა	360
პალეოგენური სისტემის საზღვრები	360
პალეოგენური სისტემის დანაწილება	362
პალეოგენური პერიოდის ცოცხალი ბუნება	363
პალეოგენის გავრცელება და ნალექების ხასიათი	381
ჰავა	408
ალპური ტექტონიკურ-მაგმატური ციკლი	408

ნეოგენური სისტემა	413
ნეოგენური სისტემის გამოყოფა	413
ნეოგენური სისტემის საზღვრები	413
ნეოგენური პერიოდის პალეოგეოგრაფია და მიოცენური და პლიოცენური ნალექების სტრატиграფიული კლავის სპეციფიკა	415
ნეოგენური პერიოდის ცოცხალი ბუნება	421
ნეოგენური ნალექების გავრცელება და ხასიათი	425
მაგმატური პროცესები	434
ნეოგენური პერიოდის ჰავა	435
მეოთხეული სისტემა	437
მეოთხეული სისტემის გამოყოფა	437
მეოთხეული სისტემის საზღვრები	438
მეოთხეული სისტემის ფაციესების სპეციფიკა და სტრატиграფიული კლავის მეთოდები	439
მეოთხეული სისტემის დანაწილება	455
მეოთხეული პერიოდის ცოცხალი ბუნება	456
ნამარხი ადამიანი და მისი კულტურა	460
მეოთხეული პერიოდის გამყინვარება	466
მეოთხეული პერიოდის ზოგი ზღვის მოკლე ისტორია	473
ლიტერატურა	478
საძიებლები	480
საგნები და ცნებები	480
ლათინური ტერმინები	494
პირთა	501

კომპ. უზრუნველყოფა ხათუთა ბადრიძე

0128, თბილისი, ი. ჭავჭავაძის გამზირი 14

0128, Tbilisi, 14, I. Chavchavadze Av.

www.press.tsu.ge (25-14-32)