

АКАДЕМИЯ НАУК ГРУЗИНСКОЙ ССР

ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА

Геологическая серия

Том X (XV)

Посвящается 40-летию Великой Октябрьской
Социалистической Революции

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК ГРУЗИНСКОЙ ССР

Тбилиси—1957

გეოლოგიური ინსტიტუტის შრომები

გეოლოგიური სერია

ტომი X (XV)

შიშვენილი დიდი ოქტომბრის სოციალისტური რევოლუციის
40 წლისთავისადმი

ა. ცაგარელი

საქართველოს სსრ მეცნ. აკადემიის გეოლოგიური ინსტიტუტი ოპტიმობის სოციალისტური რევოლუციის 40 წლისთავზე

40 წლის წინათ დიდმა ოქტომბრის სოციალისტურმა რევოლუციამ მსოფლიოს ერთ მეექვსედზე საბჭოთა ხელისუფლება დაამყარა. გეგმიანი სოციალისტური მეურნეობისა და ხუთწლედების პირობებში იწყება საბჭოთა ქვეყნის მეურნეობისა და მეცნიერების ყოველი დარგის უმაგალითო ზრდა. ამ პირობებში გეოლოგია საბჭოთა კავშირის სახალხო მეურნეობის ერთ-ერთ ქვაკუთხედად გადაიქცა. გიგანტური და მზარდი სოციალისტური მრეწველობის ნედლეულით მომარაგებისათვის ზრუნვამ, ჩვენი სახელმწიფოს უზარმაზარი ტერიტორიის მინერალური და ენერგეტიკული რესურსების სისტემატურმა კვლევამ გეოლოგიურ დაწესებულებათა და გეოლოგიური მუშაობის ისეთი ზრდა გამოიწვია, როგორც მანამდე არც ერთ ქვეყანას არ ენახა. თუ რევოლუციამდელ მეფის რუსეთში გეოლოგია ჩამორჩენილი იყო მოწინავე კაპიტალისტურ ქვეყნებში მისი განვითარების დონესთან შედარებით, რაც აიხსნებოდა თვით რუსეთის მეურნეობის ჩამორჩენილობით, რევოლუციის შემდეგ მდგომარეობა ძირფესვიანად შეიცვალა. საბჭოთა ქვეყნის მრეწველობა და მეურნეობა და მათთან მეცნიერებაც, განვითარების უკეთეს—სოციალისტურ პირობებში აღმოჩნდა. ერთი მხრივ, ჩვენი მეურნეობის მიერ წაყენებულმა მოთხოვნებმა და, მეორე მხრივ, ჩვენი ქვეყნის გეოლოგიური აგებულების მრავალფეროვნებამ საბჭოთა გეოლოგიას იმთავითვე განვითარების საუკეთესო პირობები შეუქმნა, პრაქტიკა და თეორია მჭიდროდ დააკავშირა ერთმანეთთან.

ამ მოძრაობის გარეშე არც საქართველო და კავკასია დარჩენილა. ჩვენ-შიაც ფართოდ გაიშალა მუშაობა ჩვენი რესპუბლიკის გეოლოგიური აგებულებისა და მისი მინერალური ნედლეულის შესწავლისათვის. დღეს ჩვენ დიდი მიღწევები გვაქვს. ქართული გეოლოგიური სკოლა მთელ საბჭოთა კავშირში დამსახურებული ავტორიტეტით სარგებლობს და სამართლიანად ერთ-ერთ მოწინავე სკოლად ითვლება. მაგრამ ქართული გეოლოგიის მიღწევების სწორი შეფასება შესაძლებელია მხოლოდ მაშინ, თუ გავითვალისწინებთ გეოლოგიის მდგომარეობას რევოლუციამდელ საქართველოში.

კავკასიისა და საქართველოს გეოლოგიური შესწავლის ცდები იწყება XIX საუკუნის 40-იან წლებში. დასაწყისში ამ საქმის ინიციატივა ეკუთვნოდა რუსეთის აკადემიკოსს აბიხს, უცხოელებს: ფავრს, ფურნიესსა და სხვ.; მაგრამ ასეთი მდგომარეობა დიდხანს არ გაგრძელებულა. გასული საუკუნის 70-იან წლებში თბილისში კავკასიის სამთო სამმართველოსთან დაარსდა გეოლოგიური

განყოფილება, რომელმაც კავკასიის გეოლოგიისა და წიაღისეულის სისტემატური შესწავლა დაიწყო. ამ დაწესებულებაში მუშაობდნენ: ს. სიმონოვიჩი, ა. სოროკინი, ლ. ბაცევიჩი, გ. წულუკიძე, გ. სმირონოვი, ლ. კონიუშევსკი და სხვანი, რომელთაც თითქმის მთელი ამიერკავკასია და ჩრდილო კავკასიის ნაწილი აგეგმეს ხუთვერსიან მასშტაბში. მაგრამ ეს წარმატებით დაწყებული მუშაობა შემდეგში შესუსტდა. თვით ამ დაწესებულების თანამშრომლებიდან რევოლუციის შემდგომ წლებში მხოლოდ რამდენიმე-ღა მუშაობდა ახლად შექმნილ გეოლოგიურ დაწესებულებებში: გ. სმირონოვი, ლ. კონიუშევსკი და სხვ.

ამასთანავე, რუსეთის გეოლოგიური დაწესებულებები, თუ არ ჩავთვლით ზოგიერთი უმაღლესი სასწავლებლის გეოლოგიებს, განხილულ პერიოდში არ იჩენდნენ შესაფერის ინტერესს ამიერკავკასიისადმი. მართალია, ამიერკავკასიის ცალკეული რაიონებისა და ცალკეული გეოლოგიური პრობლემების შესწავლის მხრივ დიდი საქმე გააკეთეს ა. რიბინინმა, ფ. ლევისონ-ლესინგმა, კარკმა, ინოსტრანცევმა, დ. ბელიანკინმა, ვ. რენგარტენმა და სხვებმა, მაგრამ ძირითადი ყურადღება რუსი გეოლოგებისა სხვა მხარეებისაკენ იყო მიმართული.

განხილული პერიოდის განმავლობაში თბილისში მუშაობდა აგრეთვე ყოფ. კავკასიის მუზეუმის (ამჟამად აკად. ს. ჯანაშიას სახელობის საქართველოს სახელმწიფო მუზეუმი) გეოლოგიური განყოფილება. მისი მუშაობა ძირითადად გამოიხატებოდა ქვიერი მასალის მოპოვებით, სისტემატიზაციით და დაცვით. ამგვარ მუშაობას, ცხადია, დიდი მნიშვნელობა ჰქონდა, მაგრამ კვლევითი საქმიანობის სათანადოდ გაშლა მატერიალური ბაზის უქონლობის გამო მათ არ შეეძლოთ.

გარდა ზემოთქმულისა, კიდევ ერთი დამახასიათებელი მოვლენაც უნდა აღინიშნოს, სახელდობრ, ჩვენ არ შეგვიძლია ვილაპარაკოთ ქართულ გეოლოგიურ სკოლაზე. თითო-ორი ქართველი გეოლოგი მაშინაც იყო, მაგალითად: ს. სიმონოვიჩი, გ. წულუკიძე, მაგრამ რევოლუციის დასაწყისისათვის საქართველოში არ არსებობდა არც ქართველ გეოლოგთს კადრები და არც გეოლოგიურ-კვლევითი მუშაობის ტრადიციები.

ასეთი იყო გეოლოგიური მუშაობის ხასიათი და მდგომარეობა რევოლუციამდელ საქართველოში.

ოქტომბრის რევოლუციის შემდეგ სურათი ძირფესვიანად შეიცვალა და ქართული კულტურისა და მეცნიერების საერთო აღმავლობასთან ერთად ქართული გეოლოგიაც ჩაისახა და გაიზარდა. ამ ზრდაში ცენტრალური ადგილი დაიკავა ახლად დაარსებულმა თბილისის უნივერსიტეტმა, როგორც კადრების მომზადების მხრივ, ისე სამეცნიერო-კვლევითი მუშაობის ორგანიზაციის მხრივაც.

1918 წელს თბილისის უნივერსიტეტში დაიწყო მუშაობა მინერალოგიისა და პეტროგრაფიის კათედრამ, რომელსაც იმთავითვე ხელმძღვანელობდა ა. თვალჭრელიძე (1881—1957). ამავდროულად იკითხებოდა გეოლოგიაც (ნ. ნ. იაკოვლევი, ნ. ყიფიანი), მაგრამ გეოლოგიური კათედრის (ამჟამად გეოლოგიისა და პალეონტოლოგიის კათედრა) ჩამოყალიბება არსებითად შედარებით უფრო გვიან მოხდა. 1924 წელს მას სათავეში ჩაუდგა ა. ჯანელიძე და ამ დროიდან იწყება ქართული გეოლოგიის ნამდვილი განვითარება. ხსენებული მეცნიერებისა და აგრეთვე ი. ყიფშიძის (1882—1953), კ. თათარი-

შვილისა (1872—1929) და დ. მიქელაძის (1905—1934) თავდადებული მუშაობის წყალობით ქართველ გეოლოგთა კადრების მომზადება მტკიცე საფუძველზე დადგა. ამ დიდ და საპატიო საქმეს დღესაც საქართველოს მეცნიერებრთა აკადემიის აკადემიკოსი ა. ჯანელიძე მესვეურობს.

სოციალისტურმა წარმოებამ უმაღლეს სასწავლებელს საინჟინრო და, კერძოდ, ინჟინერ-გეოლოგთა კადრების მომზადების მოთხოვნაც წაუყენა. ამას განსაკუთრებით დიდი მნიშვნელობა ჰქონდა, თუ გავითვალისწინებთ ჩვენი ქვეყნის ინდუსტრიალიზაციის იმდროინდელ ტემპებს. ამ მოთხოვნის დასაკმაყოფილებლად უნივერსიტეტმა ჩამოაყალიბა პოლიტექნიკური ფაკულტეტი, რომელიც 1928 წლიდან უკვე დამოუკიდებელ პოლიტექნიკურ ინსტიტუტად გამოიყო (ამჟამად კიროვის სახელობის საქართველოს პოლიტექნიკური ინსტიტუტი). გეოლოგიურ და მინერალოგიურ კათედრებს პოლიტექნიკურ ინსტიტუტშიც დიდხანს ისევ ა. ჯანელიძე და ა. თვალჭრელიძე ხელმძღვანელობდნენ, მაგრამ ამ საქმეში გადამწყვეტი იყო განსვენებული პროფ. კ. გაბუნია (1888—1937) მოღვაწეობა, რომელიც სათავეში ჩაუდგა გამოყენებითი გეოლოგიის კათედრას. ამ დროს საქართველოში კ. გაბუნია ერთადერთი ქართველი სპეციალისტი იყო საინჟინრო-გეოლოგიური დარგებისა და გასაგებია, რომ ამ დისციპლინების სწავლების მთელი ტვირთი მხოლოდ მას დააწვა. ეს მძიმე მოვალეობა მან პირნათლად შეასრულა და სულ მცირე ხანში ჩვენს ქვეყანას გამოუზარდა მრავალრიცხოვანი ინჟინერ-გეოლოგი, რომლებიც მხარში ამოუდგნენ თავის მსწავლებელს.

ამრიგად, ქართველ გეოლოგთა კადრების მომზადების საკითხი საბოლოოდ გადაიჭრა და უკვე 30-იან წლებში მათი ნაკლებობა აღარ იგრძნობოდა.

უფრო ცუდ მდგომარეობაში იყო დასაწყისში სამეცნიერო-კვლევითი მუშაობა. 1924—25 წწ. უნივერსიტეტის გეოლოგიური ლაბორატორია ჯერ კიდევ სრულიად პრიმიტიულ მდგომარეობაში იმყოფებოდა. მას არ გააჩნდა არც კვლევითი მუშაობისათვის საჭირო სახსრები და არც შესაფერისი აპარატი. ამავე დროს ასეთი მუშაობის საჭიროებას მწვავედ განიცდიდნენ უნივერსიტეტის გეოლოგებიც და რესპუბლიკის სამეურნეო დაწესებულებებიც.

ასეთ ვითარებაში 1925 წელს საქართველოს სმუს-ის სამთო განყოფილებისა და უნივერსიტეტის გეოლოგებს შორის დაიბადა აზრი საქართველოში გეოლოგიური ინსტიტუტის დაარსების შესახებ. მართალია, ამ აზრის განხორციელებას იმ ხანებში დიდი მატერიალური სიძნელეები ელოდებოდა წინ, მაგრამ ინსტიტუტი იმავე წლის მიწურულში მაინც დაარსდა ა. ჯანელიძის, ა. თვალჭრელიძის, გ. წულუკიძისა (1889—1950) და კ. გაბუნიათა თავდადებული მზრუნველობის მეოხებით და ს. ორჯონიკიძის მტკიცე მხარდაჭერით. ორი წლის შემდეგ, 1927 წ. ა. თვალჭრელიძის მეთაურობით და ინიციატივით თბილისში ჩამოაყალიბდა ამიერკავკასიის გამოყენებითი მინერალოგიის ინსტიტუტიც (ამჟამად კავკასიის მინერალური ნედლეულის ინსტიტუტი). საქართველოში ხსენებული ინსტიტუტების დაარსებამ გადამწყვეტი როლი შეასრულა გეოლოგიური მეცნიერების განვითარებაში. ეს ორი ინსტიტუტი გადაიქცა გეოლოგიურ მეცნიერებათა ორი ძირითადი დარგის—გეოლოგია-პალეონტოლოგიისა და მინერალოგია-პეტროგრაფიის კერად.

ამრიგად, ქართული გეოლოგია უკვე მტკიცე საფუძველზე დადგა კადრების მომზადებისა და მეცნიერულ-კვლევითი მუშაობის მხრივ. მაგრამ მეცნიერება თავისი განვითარებისათვის მარტო კვლევით მუშაობას როდი

შოთხოს, ის, მჭიდროდ არის დაკავშირებული პრაქტიკულ საქმიანობასთან. ეს განსაკუთრებით გეოლოგიას შეეხება, რომელიც, აკად. გ. წულუკიძის სიტყვებით რომ ვთქვათ, „პრაქტიკის პირმო შეილია, მალარობის, სამთო ხელოვნების პრაქტიკით გამოწვეული ცხოვრებაში“. ცხადია, რომ მისი ნამდვილი განვითარება საქართველოში შეუძლებელი იქნებოდა ისე, თუ არ გაიშლებოდა გეოლოგიური საწარმოო მუშაობაც. სოციალისტურმა წყობილებამ სულ მალე ამ მხრივაც ხელი შეუწყო ქართულ გეოლოგიას. 1930 წელს ჩვენში დაარსდა ამიერკავკასიის გეოლოგიურ-საძიებო ტრესტი (ამჟამად საქართველოს გეოლოგიური სამმართველო), ხოლო შემდეგში თანდათანობით ჩამოყალიბდა სხვა გეოლოგიური დაწესებულებებიც, რომლებიც მრავალფეროვან ნაყოფიერ მუშაობას ეწევიან საქართველოს წიაღისეულთა შესწავლის მხრივ (საქნავთი, კავკასიის ფერად ლითონთა ძიების ტრესტი, კავკასიის ნახშირის გეოლოგიის ტრესტი და სხვები). ზოგი ამ დაწესებულებათაგანი მთელ კავკასიას ემსახურება, ხოლო გეოლოგიურ სამმართველოს და მასთან ერთად კავკასიის ნახშირის გეოლოგიის ტრესტს საძიებო სამუშაოების გარდა დავალებული აქვს საქართველოს ტერიტორიის სახელმწიფო კომპლექსური გეოლოგიური აგეგმვაც. დიდ აგეგმვით სამუშაოებს აწარმოებს აგრეთვე საქნავთი.

გეოლოგიის ასეთი სწრაფი აღმავლობის წყალობით საქართველო დღეს საბჭოთა კავშირის ერთ-ერთ ყველაზე უკეთ შესწავლილ რესპუბლიკად ითვლება.

რა თქმა უნდა, გეოლოგია არ წარმოადგენდა გამონაკლისს ჩვენი რესპუბლიკის ცხოვრებაში. მასთან ერთად ვითარდებოდა მეცნიერებისა და მეურნეობის ყველა სხვა დარგიც. სულ მალე მომწიფდა მეცნიერების საერთო ცენტრის დაარსების საკითხიც. ერთ ხანს, 1933 წლიდან ასეთი ცენტრის როლს ასრულებდა საკავშირო მეცნიერებათა აკადემიის ფილიალი, ხოლო 1941 წლის თებერვალში საკავშირო და რესპუბლიკის მთავრობათა დადგენილებების საფუძველზე დაარსდა საქართველოს სსრ მეცნიერებათა აკადემია, რომელმაც მრავალი სამეცნიერო-კვლევითი დაწესებულება გააერთიანა თავის სისტემაში. საქართველოს გეოლოგიური ინსტიტუტიც, რომელიც დასაწყისში უშუალოდ განსახკომს ექვემდებარებოდა, ხოლო შემდეგ ერთ ხანს უნივერსიტეტის დაწესებულებას წარმოადგენდა, აკადემიას გადაეცა.

1941—45 წლების პერიოდი მძიმე აღმოჩნდა ჩვენი სოციალისტური სამშობლოსათვისაც და ქართული გეოლოგიისათვისაც. დიდი სამამულო ომი დიადი კომუნისტური პარტიის მიერ დარაზმულმა საბჭოთა ხალხმა ძლევაში სილად დაამთავრა.

სამშობლოს დაცვისა და ბრწყინვალე გამარჯვების უზრუნველყოფის საქმეში თავისი წვლილი შეიტანა მთელმა ქართველმა ერმა, და, კერძოდ, ახლად დაარსებულმა საქართველოს მეცნიერებათა აკადემიამ, ქართველმა მეცნიერებმა და მათ შორის ქართველმა გეოლოგებმაც. მათ მიერ შესრულდა დიდი მოცულობის სათავდაცვო ხასიათის მუშაობა. განსაკუთრებით აღსანიშნავია მათი ღვაწლი სტრატეგიული მნიშვნელობის მინერალური ნედლეულის ახალი საბადოების ძებნა-ძიებისა და ძველი საბადოების მარაგის გაზრდის საქმეში. ამასთანავე მიღწევები რეგიონულ და საინჟინრო გეოლოგიაში მტკიცე საფუძველს ქმნიდნენ სამხედრო უწყებისათვის სპეციალური რუკების შესადგენად

და სტრატეგიული მნიშვნელობის გზების გეოლოგიური პირობების გამოსარკვევად. ქართველი გეოლოგების მიერ შესრულებულმა სამუშაოებმა ამ დარგში სახედრო უწყებისაგან მაღალი შეფასება მიიღეს და მათი შედეგები სათანადოდ იქნა გამოყენებული. გარდა ამისა, წარმოებდა სათავდაცვო მშენებლობისათვის გეოლოგიური პირობების კვლევა, საშენ მასალათა ძებნა და ა. შ.

ომისშემდგომ წლებში საქართველოში განსაკუთრებით ფართოდ გაიშალა გეოლოგიურ-აგეგმვითი სამუშაოები, გამოვლინდა რიგი ახალი საბადოები, გაზრდილ იქნა ცნობილ საბადოებზე მარაგი. მშვიდობიანი მშენებლობის მოთხოვნები ხელს უწყობენ სამეცნიერო-კვლევით მუშაობის გაცხოველებას.

ასეთი არის ქართული გეოლოგიის განვითარების მოკლე ისტორია.

ცხადია, რომ 40 წლის მანძილზე განვითარების ასეთი გზის გავლა შეუძლებელი იქნებოდა, რომ კადრებით უზრუნველყოფის საქმე არ ყოფილიყო შესაფერისად დაყენებული. ქართველ გეოლოგთა კადრებს ძირითადად საქართველოს უმაღლესი სასწავლებლები ამზადებენ—სტალინის სახელობის თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტი და კიროვის სახელობის საქართველოს პოლიტექნიკური ინსტიტუტი. ხსენებული სასწავლებლები ყოველწლიურად უშეებენ რამდენიმე ათეულ გეოლოგს და ინჟინერ-გეოლოგს. ეს რაოდენობა სავსებით უზრუნველყოფს საქართველოს მოთხოვნას. მაგრამ გაცილებით უფრო მნიშვნელოვანია ის გარემოება, რომ ჩვენი მეცნიერული კადრების მომზადებაც, გარდა მცირეოდენი გამონაკლისისა, მთლიანად საქართველოში წარმოებს ასპირანტურის საშუალებით, რაც მოწმობს გეოლოგიის, როგორც მეცნიერების, მაღალ დონეს. ასპირანტურა არსებობს გეოლოგიურ ინსტიტუტში, უნივერსიტეტსა და პოლიტექნიკურ ინსტიტუტში. გეოლოგიური ინსტიტუტის დაარსების მომენტისათვის საქართველოში გეოლოგიურ-მინერალოგიურ მეცნიერებათა მხოლოდ ორი დოქტორი იყო—პროფ. ა. ჯანელიძე და დოც. ი. რუხაძე (1888—1938). მას შემდეგ, განსაკუთრებით 30-იანი წლებიდან დაწყებული, გეოლოგიურ-მინერალოგიურ მეცნიერებათა კანდიდატის ხარისხი მოიპოვა 60-ზე მეტმა გეოლოგმა, ხოლო დოქტორისა—20-მა. 20-იან წლებში საქართველოში იყო გეოლოგიური დარგების 5 პროფესორი: ა. ჯანელიძე, ა. თვალჭრელიძე, კ. გაბუნია, გ. სმირნოვი და ნ. ყიფიანი. მას შემდეგ მათ რიცხვს მიემატა 11 პროფესორი და 13 დოცენტი. საქართველოს სსრ მეცნიერებათა აკადემიაში ამჟამად არის 4 აკადემიკოსი-გეოლოგი: ა. ჯანელიძე, ლ. დავითაშვილი, გ. ძოწენიძე, ი. კაჭარავა და 1 წევრ-კორესპონდენტი—პ. გამყრელიძე.

გასაგებია, რომ ასეთი მრავალრიცხოვანი მაღალკვალიფიციური კადრების არსებობა გადამწყვეტ როლს ითამაშებდა ქართული გეოლოგიის მიღწევებში.

* * *

ქართული გეოლოგიის განვითარებაში ცენტრალური ადგილი უკავია გეოლოგიურ ინსტიტუტს, პირველ ქართულ გეოლოგიურ დაწესებულებას. ინსტიტუტს დაარსების დღიდან 1955 წლამდე ხელმძღვანელობდა აკადემიკოსი ა. ჯანელიძე, ხოლო 1955 წლიდან წევრ-კორესპონდენტი პ. გამყრელიძე. ინსტიტუტს აქვს მდიდარი ბიბლიოთეკა, რომელიც შეიცავს 40000-ზე მეტ ტომს უცხო და საბჭოთა ხალხების ენებზე. ინსტიტუტის მონოგრაფიული მუზეუმი წარმოადგენს სტრატეგრაფიული პალეონტოლოგიის მუზეუმს, რო-

მელშიაც გამოფენილია მხოლოდ დამუშავებული კოლექციები, რომელნიც ინსტიტუტის თანამშრომლების მიერ გამოქვეყნებული ან გამოსაქვეყნებლად გამზადებული შრომების დოკუმენტაციას წარმოადგენენ. ნიმუშების რიცხვი რამდენიმე ათასს უდრის. აქ გამოფენილია საქართველოს ლიასური, ბაიოსური, ზედაიურული, ქვედაცარცული, ზედაცარცული, პალეოგენური და ნეოგენური ფაუნები. წარმოდგენილია მეზო-კაინოზოური ფაუნის თითქმის ყველა მნიშვნელოვანი ჯგუფი: ამონიტები, ბელემნიტები, ინოცერამები, რუდისტები, ზღვის ზღარბები, მარჯნები, ნუმულიტები, ნეოგენური ფლორები და სხვა. მუზეუმში დაცულია აგრეთვე ჩრდილო კავკასიის ლიასური ფაუნის, დალესტნის აპტური ამონიტების, ყირიმის ქვედა ცარცული ფაუნის და სხვ. კოლექციები შეგროვილი და დამუშავებული ინსტიტუტის თანამშრომლების მიერ. მუზეუმი მეზო-კაინოზოურის სტრატეგრაფიული პალეონტოლოგიის დარგში მთელ კავშირში ერთ-ერთი უმდიდრესთაგანია. მომავალში განზრახულია მუზეუმის გაფართოება მინერალოგიურ-პეტროგრაფიული კოლექციებით. საამისო მდიდარი მასალა ინსტიტუტში მოიპოვება.

ინსტიტუტში 39 მეცნიერი თანამშრომელი მუშაობს, რომელთაგან 19 მეცნიერებათა კანდიდატია, 7 დოქტორი. ადმინისტრაციულ-ტექნიკურ თანამშრომელთა რიცხვი უდრის 23, სამეცნიერო-დამხმარე პერსონალისა—15. ინსტიტუტს აქვს შემდეგი განყოფილებები: რეგიონული გეოლოგიის, პალეონტოლოგიის, პეტროგრაფიის, მინერალოგიის, ლითოლოგიის და სასარგებლო წარმოების, ქანების აბსოლუტური ასაკის და სპექტრალური და რენტგენოსტრუქტურული ანალიზის ლაბორატორიები და სხვა დამხმარე ლაბორატორიები და სახელოსნოები.

ინსტიტუტის სამეცნიერო საბჭო 19 წევრისაგან შედგება, რომელთაგან 13 მეცნიერებათა დოქტორია, ხოლო 5 მეცნიერებათა კანდიდატი.

ინსტიტუტი უშვებს „შრომებს“ და „მონოგრაფიებს“, გარდა ამისა თანამშრომლები მონაწილეობენ აკადემიის ჟურნალ „მოამბე“-ში.

საქართველოს მეცნიერებათა აკადემიასთან არსებობს გეოლოგიური საზოგადოება. მისი თავმჯდომარე დაარსებიდან იყო პროფ. კ. გაბუნია, ხოლო მისი გარდაცვალების შემდეგ არის აკადემიკოსი ა. ჯანელიძე.

* * *

გეოლოგიური ინსტიტუტის თანამშრომლები სამეცნიერო კვლევითი მუშაობით თავიდაპირვე მჭიდროდ იყვნენ დაკავშირებული საწარმოო-გეოლოგიური დაწესებულებების საქმიანობასთან. ჩვენი დღევანდელი მიღწევები წარმოადგენენ არა მარტო ინსტიტუტის, არამედ ქართველ გეოლოგთა მთელი კოლექტივის დამსახურებას. მაგრამ ბუნებრივია, რომ ინსტიტუტს, როგორც პირველ გეოლოგიურ დაწესებულებას საქართველოში, წამყვანი როლი უნდა ეთამაშა რიგი უმნიშვნელოვანესი დარგის განვითარებაში. კერძოდ, რეგიონული გეოლოგიისა და მისი ძირითადი დასაყრდენის—სტრატეგრაფიული პალეონტოლოგიისა და პეტროგრაფიის განვითარება ინსტიტუტის ძირითად მიღწევად უნდა ჩაითვალოს. ხსენებულ დარგებში მუშაობით შეიქმნა ქართული გეოლოგიური სკოლა, რომელსაც აკადემიკოსი ა. ჯანელიძე ხელმძღვანელობს. მაგრამ დიდია სხვა დაწესებულებების როლიც. კერძოდ, მინერალოგია-პეტროგრაფიის განვითარებაში მთავარი როლი დასაწყისში ეკუთვნოდა გამოყენებითი მინერალოგიის ინსტიტუტს, რომელთანაც დაკავშირებულია ქარ-

თული მინერალოგიის მამამთავრის აკადემიკოსი ა. თვალჭრელიძის მოღვაწეობა და მასთან ერთად პროფესორ გ. სმირნოვის მუშაობაც. რეგიონული გეოლოგიის განვითარებისათვის უაღრესად მნიშვნელოვანი იყო განსაკუთრებით გეოლოგიური სამმართველოს და აგრეთვე საქნავთისა და სხვა დაწესებულებათა მუშაობა, რომლებიც გეოლოგიურ აგეგმვას აწარმოებენ საქართველოში.

თანდათან ინსტიტუტის მუშაობის სფერო ფართოვდებოდა და დღეს იგი უკვე გეოლოგიის თითქმის ყველა დარგს მოიცავს. ინსტიტუტის თანამშრომელთა მეცნიერული ინტერესების მრავალფეროვნებას მოწმობს მათი შრომების ბიბლიოგრაფიული სია.

რა თქმა უნდა, ამ მოკლე წერილში ჩვენი მიღწევების დეტალური დახასიათება შეუძლებელია, ამიტომ ჩვენ შევხებით მხოლოდ ცალკეული დარგების ძირითად საკითხებს, რომელთა გადაწყვეტაში უმთავრესი ღვაწლი ინსტიტუტს მიუძღვის. წინასწარ უნდა აღინიშნოს, რომ ქვემოთ ჩამოთვლილ საკითხთა დიდი უმრავლესობა განხილულია ინსტიტუტის გამოქვეყნებულ შრომებსა და მონოგრაფიებში, მაგრამ განზადებული შრომების ნაწილი ჯერ კიდევ გამოუქვეყნებელია.

მინერალოგია ინსტიტუტში მნიშვნელოვანი დარგია. აღსანიშნავია საქართველოს ზოგიერთი რაიონის ცეოლითებზე ჩატარებული მუშაობა (გ. გვახარია), რომელიც საინტერესოა ამ რაიონების პოსტულკანური მოვლენების და თვით ძველი ვულკანიზმის სურათის აღდგენის თვალსაზრისით. ცეოლითურ ასოციაციებში დადგენილია ტიპომორფული რიგები დათოლიტისთვის და კალციტისთვის, აგრეთვე საქართველოსთვის დამახასიათებელი თავისებური შედგენილობის რიგი მინერალი ამ ასოციაციებიდან. ბოლო ათი წლის განმავლობაში მინერალოგიის განყოფილება ინტენსიურად მუშაობდა პოლიმეტალური (გ. გვახარია, თ. ივანიცკი, ე. ვეზირიშვილი) და ბარიტის (თ. ბაგრატიშვილი) საბადოების მინერალოგიურ-გეოქიმიურ შესწავლაზე.

ამ მუშაობის პროცესში მრავალ თეორიულად და პრაქტიკულად საინტერესო შედეგს შიდაღწიეს. კავკასიონის სამხრეთი ფერდობის სპილენძ-პიროტინიან სარტყელში დაადგინეს კობალტშემცავობა, ხოლო შემდეგში დიაგნოსტიკურულ იქნა თვით კობალტის მინერალიც. საქართველოს სინგურის საბადოებზე აღმოაჩინეს სინგურის უნიკალური კრისტალოგრაფიული ფორმები, რომელთა ანალოგები ცნობილია მხოლოდ ჩინეთში (ე. ვეზირიშვილი, გ. გვახარია). გაირკვა პოლიმეტალური საბადოების მადანთა მინერალოგიური ხასიათი და დადგინდა მათში რიგი იშვიათი მინერალის არსებობა: სულფობის-მუტიტების, ოქროს, ტელურიდების, სულფოანთიმონიატებისა და სხვ. ამასთან ერთად შესწავლილია ამავე საბადოებზე შემცავი ქანების ჰიდროთერმული მეტამორფიზმის ხასიათი და ქიმიზმი (გ. გვახარია, თ. ივანიცკი). ზედა კვაისის საბადოს კვლევის დროს გაირკვა თავისებური კოლომორფული ტექსტურის მადნების წარმოშობის ფიზიკურ-ქიმიური და გეოლოგიური პირობები, ხოლო ამ მადნებში დადგენილია რიგი გაფანტული ელემენტის (Cd, Ge, Ga, Tl და სხვ.) არსებობა. საქართველოს ბარიტის საბადოებზე აღმოჩენილ იქნა სტრონციუმი იზომორფული მინარევის სახით (თ. ბაგრატიშვილი).

ამჟამად მინერალოგიის განყოფილება იკვლევს ძირულის მასივისა და ვაკისჯვრის პეგმატიტების მინერალოგიას და გეოქიმიას.

პეტროგრაფიაში უფრო მრავალფეროვანი ხასიათის სამუშაოები შესრულებული. შესწავლილია ძველი კრისტალური კომპლექსები: ძირულის (ა. თვალჭრელიძე, ს. ჩიხელიძე, ნ. თათრიშვილი, გ. ზარიძე, პ. თოფურია (1910—1943), პ. კილასონია), ლოქის და ხრამის (გ. ზარიძე, ნ. თათრიშვილი, შ. ჯავახიშვილი) მასივები და ნაწილობრივ კავკასიონის კრისტალური გული (გ. ჩხატუა (1911—1942), გ. ზარიძე, ნ. თათრიშვილი, შ. ჯავახიშვილი), აგრეთვე კავკასიონის ჩრდილო ფერდობის (ქლუხორის რაიონი) პალეოზოური მცირე ინტრუზივები და პალეოზოური დანალექ-მეტამორფული ფორმაციები (ნ. თათრიშვილი, შ. ჯავახიშვილი). სპეციალური ყურადღება ექცეოდა ძველ მასივებში არსებული ნეოინტრუზიების კვლევას (გ. ზარიძე, ს. ჩიხელიძე).

ამ მუშაობის ძირითად შედეგს წარმოადგენს გ. ზარიძისა და ნ. თათრიშვილის მიერ ჩამოყალიბებული ინტრუზიული მაგმატიზმის განვითარების კანონზომიერების სურათი და ს. ჩიხელიძის მიერ ჩატარებული შედარებითი შესწავლა საქართველოს იურისწინა მეტამორფული ფორმაციებისა.

გადაჭრილია რიგი მნიშვნელოვანი საკითხი, რომლებიც მტკიცე საფუძველს უქმნიან პეტროგრაფიის შემდგომ სწრაფ განვითარებას. კერძოდ, სხვადასხვა გეოტექტონიკურ ერთეულებში გამოყოფილია რამდენიმე მაგმური ციკლი: ქვედა პალეოზოური, კარბონული, ქვედა ლიასური, შუა იურული, კიმერიჯ-ტიტონური, ცარცული, ზედა პლიოცენური და მეოთხეული. მეზოზოურისწინა გრანიტოიდებისათვის დადგენილია მეტასომატური გრანიტიზაციის წამყვანი როლი.

კრისტალური ქანების პეტროგრაფიულ კვლევაში დიდი ღვაწლი მიუძღვით გ. სმირნოვს (ძირულის მასივი), თ. ყაზახაშვილს (ძირულის, ლოქის და ხრამის მასივები), ვ. ედილაშვილს (ლოქის და ხრამის მასივები) და კ. ჭიჭინაძეს (1913—1943) (კავკასიონის კრისტალური გული), რომლებიც ინსტიტუტში არ მუშაობენ, მაგრამ ინსტიტუტის თანამშრომლებთან მეცნიერული ინტერესებით მჭიდროდ არიან დაკავშირებული.

პეტროგრაფიული გამოკვლევები საქართველოს სხვა კრისტალურ ქანებსაც შეეხო. აქ შეიძლება დავასახელოთ საქართველოს ტემენიტები, ესექსიტები, კამპტონიტები და მონჩიკიტები (ნ. სხირტლაძე), ზემო რაჰის დაციტები (ნ. თათრიშვილი) და სხვ.

ჩვენი პეტროგრაფიის ერთ-ერთ ძირითად მიღწევად უნდა ჩაითვალოს აგრეთვე საქართველოში ფართოდ გავრცელებული ვულკანოგენური ნალექების სისტემატური პეტროგრაფიული კვლევა, ჩატარებული გ. ძოწენიძის მიერ. შესწავლილია ბაისურის, ზედა იურული, ცარცული და პალეოგენური კომპლექსები, რის საფუძველზედაც გამოვლინდა საქართველოს მიოცენამდელი მაგმის ევოლუციის კანონზომიერებანი. კერძოდ, გამორკვეულია საქართველოს სხვადასხვა გეოტექტონიკურ ერთეულებთან ვულკანოგენური ფორმაციების კავშირის და აგრეთვე დროში მათი ქიმიზმის ევოლუციის ხასიათი. ამ მუშაობაა დიდი მნიშვნელობა აქვს მთელი ამიერკავკასიისათვის, რადგან ანალოგიური ვულკანოგენური კომპლექსები აქ დიდი გავრცელებით სარგებლობენ. გ. ძოწენიძის შრომა დაჯილდოებულ იქნა სტალინური პრემიით. რიგი წლების განმავლობაში მიმდინარეობს აგრეთვე საქართველოს ახალგაზრდა ვულკანოგენური კომპლექსებისა და ლავების შესწავლა (ნ. სხირტლაძე). ამ მუშაობის პრაქტიკული მნიშვნელობის საილუსტრაციოდ შეიძლება მოვიყვანოთ

საქართველოს ბაზალტური ქანების სიმრავლეობის თვისებების გამორკვევა (ა. თვალჭრელიძე, გ. ძოწენიძე, ნ. სხირტლაძე).

ლითოლოგიაში გეოლოგიურ ინსტიტუტში საგულისხმო შედეგებია მიღწეული. ლითოლოგიური განყოფილება საქართველოს დანალექი ფორმაციების სისტემატიკურ კვლევას აწარმოებს აღმავალი სტრატეგრაფიული თანმიმდევრობით. კვლევა დაიწყო ძირულის მასივის ქვედა ტუფიტებით და ლიასურით (გ. ძოწენიძე, მ. სხირტლაძე). ამჟამად თითქმის დამთავრებულია დასავლეთ საქართველოს ბათური ნახშირიანი ნალექების შესწავლა (გ. ძოწენიძე, ნ. სხირტლაძე, ი. ჩეჩელაშვილი) და შესწავლილია ტყიბულის რაიონის კიმერიჯული ფერადი წყება (გ. ჩიხრაძე). ლითოლოგიურ კვლევას განყოფილება მჭიდროდ უკავშირებს ფაციესების შესწავლას, რასაც ბათური ნალექების შემთხვევაში პრაქტიკული მნიშვნელობა აქვს ნახშირიანობის პროგნოზისათვის. ამ საუკუნისათვის, კერძოდ, დადგენილია ბმელეთის და ლაგუნური აუზების მოხაზულობა და ნახშირიანობის მოსალოდნელი გავრცელების სურათი. ამის გვერდით უნდა აღინიშნოს ოკრიბის ბათურ ნალექებში ანალციმიანი ჰორიზონტის აღმოჩენა, რომელიც ალუმინიუმის ნედლეულს წარმოადგენს.

ინსტიტუტის გარდა ძლიერი ლითოლოგიური ჯგუფები მუშაობენ საქნავთსა (ქ. ჩუბინიშვილი, ნ. შათირიშვილი) და კავკასიის ნახშირის გეოლოგიის ტრესტში (მ. ხუჭუა და სხვ.).

განსაკუთრებით დიდია ინსტიტუტის მიღწევები სტრატეგრაფიულ პალეონტოლოგიაში, რომელიც რეგიონულ გეოლოგიის საფუძველს წარმოადგენს.

გეოლოგიურმა ინსტიტუტმა პირველ რიგში ამ დარგს მიაქცია ყურადღება. პალეონტოლოგიურ კვლევას აწარმოებს ინსტიტუტის ორი განყოფილება: პალეონტოლოგიისა და რეგიონული გეოლოგიის. კვლევას სისტემატური ხასიათი აქვს და ძირითადად სტრატეგრაფიული ერთეულების მიხედვით, ხოლო ზოგ შემთხვევაში ნიმარხი ჯგუფების მიხედვით წარმოებს. გამოქვეყნებულია მრავალი მნიშვნელოვანი შრომა ლიასური (ა. ჯანელიძე, ი. კახაძე (1904—1955), ქ. ნუცუბიძე), შუა იურული (ი. კახაძე, ვ. ზესაშვილი), ზედა იურული (ა. ჯანელიძე), ქვედა ცარცული (ი. რუხაძე, მ. ერისთავი), ზედა ცარცული (ა. ცაგარელი), პალეოგენური (ი. კაქარავა) და ნეოგენური (ლ. დავითაშვილი, გ. ხარატიშვილი, გ. კელიძე) ფაუნების შესახებ, აგრეთვე მონოგრაფიულადაა დამუშავებული ცალკეული მნიშვნელოვანი ჯგუფები: ზედა ცარცული ზღვის ზღარბები (ი. რუხაძე), ცარცული ინოცერამები (ა. ცაგარელი), რუდისტები (ნინო იოსელიანი, 1903—1954), იურული და ცარცული ბრაქიოპოდები (ქ. ნუცუბიძე), ზედა იურული და ცარცული მარჯნები (ნ. ბენდუქიძე), ნუმულიტები (ი. კაქარავა), ნეოგენური ფლორები (მ. უზნაძე) და სხვ. ეს გამოკვლევები საფუძვლად დაედო საქართველოს სტრატეგრაფიის სქემას.

ხაზგასმით უნდა აღინიშნოს, რომ მეზოკაინოზური ფაუნების შესწავლაში საქართველოს ამჟამად ერთ-ერთი მოწინავე ადგილი უჭირავს.

ჩვენი პალეონტოლოგები ამჟამად საქართველოს ფაუნების გარდა შედარებების მიზნით მეზობელი რაიონების ფაუნებსაც იკვლევენ: ჩრდილო კავკასიის ლიასურ (ქ. ნუცუბიძე) და შუა იურულ (ი. კახაძე, ვ. ზესაშვილი), ყირიმის, სომხეთის, ჩრდილო კავკასიის და დაღესტნის ქვედა ცარცულ

(მ. ერისთავი) ფაუნებს, აგრეთვე ყირიმის ქვედა ცარცულ მარჯნებს (ნ. ბენ-დუქიძე).

ინსტიტუტის გარდა ინტენსიური პალეონტოლოგიური მუშაობა მიმდინარეობს აგრეთვე საქართველოს სსრ მეცნიერებათა აკადემიის პალეობიოლოგიის ინსტიტუტში, რომელსაც აკადემიკოსი ლ. დავითაშვილი ხელმძღვანელობს — ხერხემლიანთა პალეონტოლოგიაში (ლ. ვაბუნია), მიკროპალეონტოლოგიაში (ო. ჯანელიძე), უხერხემლოთა სხვადასხვა ჯგუფებში (ნ. ხიმშიაშვილი, მ. ფოფხაძე და სხვ.), პალეობოტანიკაში (ფ. მჭედლიშვილი), აგრეთვე საქართველოს სახელმწიფო მუზეუმის გეოლოგიურ განყოფილებაში — მიკროპალეონტოლოგიაში (მ. კაჭარავა).

პალეონტოლოგიური მუშაობა მიმდინარეობს საქნავთშიც (დ. ბულეიშვილი და სხვ.) და უნივერსიტეტისა და პოლიტექნიკური ინსტიტუტის შესაფერის კათედრებზე.

პალეონტოლოგიის მიღწევებმა შესაძლებელი გახადა საქართველოში სტრატოგრაფიის მაღალ დონეზე აყვანა. იმ პირობებში, როდესაც ქართველი გეოლოგები იწყებდნენ საქართველოს გეოლოგიის კვლევას, პირველ და აუცილებელ საქმეს ძველი სტრატოგრაფიული სქემების გადასინჯვა და ახლების დადგენა წარმოადგენდა. ფრთხილმა და დაკვირვებულმა მუშაობამ თვალსაჩინო ნაყოფი გამოიღო და მტკიცე საფუძველი შეუქმნა გეოლოგიურ აგეგმვას.

აქ შეგვიძლია შევხვთ მხოლოდ ზოგიერთ უმნიშვნელოვანეს საკითხს, რომელიც დამუშავებული და გადაჭრილია ინსტიტუტში.

პ რ ე კ ა მ ბ რ ი უ ლ ი და პ ა ლ ე ო ზ ო უ რ ი — საქართველოში წარმოდგენილია ძირითადად მეტამორფული ან მეტამორფიზებული ნალექებით და ნამარხებს უაღრესად იშვიათად შეიცავს. ამიტომ მათი კვლევა უმთავრესად პეტროგრაფიული ხასიათისაა. ერთ-ერთი ძირითადი საკითხი, რომელიც ამ მუშაობის დროს იქნა გადაჭრილი, არის ძველი მეტამორფული წყებების ურთიერთობის საკითხი, რომლებიც ერთ მთლიან გეოსინკლინურ ფორმაციას წარმოადგენენ, რეგიონულად მეტამორფულს (ს. ჩიხელიძე).

ლი ა ს უ რ ი. დადგენილია ძირულის მასივის დასავლეთი ნაწილის წითელი კირქვების დომერულ-ტოარსული ასაკი (პ. გამყრელიძე, ს. ჩიხელიძე), რაც დიდხანს სადავო საკითხს წარმოადგენდა. ამავე დროს ძირულის მასივის ჩრდილო-აღმოსავლეთ პერიფერიაზე აღმოჩენილია იმავე ასაკის ფიქლები (ს. ჩიხელიძე, ი. კახაძე), რითაც გამოირკვა, რომ აღნიშნული წითელი კირქვები ადგილობრივ ფაციებს წარმოადგენენ. აღმოჩენილი და შესწავლილია ქვედა, შუა და ზედა ლიასური ნალექები ლოქის (კ. ვაბუნია, პ. გამყრელიძე, ვ. ზესაშვილი) და ხრამის (პ. გამყრელიძე, ვ. ედილაშვილი) მასივების პერიფერიაზე.

აღნიშნულ ნალექებთან ძირულისა და ხრამის მასივებზე დაკავშირებულია ე. წ. ქვედა ტუფიტების წყება, პირველად გამოყოფილი პ. გამყრელიძისა და გ. ჯილაურის მიერ. სტრატოგრაფიული მდებარეობის მიხედვით მისი ასაკი მიჩნეული იყო ქვედა ლიასურად (კითხვის ნიშნით ტრიასულადაც). ამჟამად გამოირკვეულია, რომ ხრამის მასივზე ეს ნალექები უდავოდ პალეოზოურ ფლორას შეიცავენ და ლიასიდან უნდა გამოყოფილ იქნენ. მომავალი კვლევითი მუშაობის ერთ-ერთ ამოცანას წარმოადგენს ამ წყების სტრატოგრაფიის დადგენა ძირულის მასივზედაც.

მეტად რთული და თითქმის საუკუნეობრივი ისტორიის მქონე იყო ე. წ. კავკასიონის ძირითადი ფიქლების საკითხი, რომელთაც შორეული ანალოგიებისა და საექვო ნამარხი ნაშთების საფუძველზე ზოგი პალეოზოოურს აკუთვნებდა (ფავრი), ზოგი ლიასურს (ი. კუზნეცოვი). ამჟამად ფაუნისტურად დადგენილია მათი ლიასური ასაკი და გამოკვეთილია, რომ ისინი შეიცავენ ქვედა, შუა და ზედა ლიასურს (ა. ჯანელიძე, პ. გამყრელიძე, გ. ჩხოტუა, ი. კახაძე).

შუა იურული სტრატეგრაფია საქართველოში გაცილებით უკეთესადაა შესწავლილი. დადგენილია დასავლეთ და სამხრეთ საქართველოს პორთირიტული წყების ბაიოსური ასაკი (ა. ჯანელიძე, პ. გამყრელიძე, ს. ჩხეიძე) და გამოყოფილია მათში ბიოსტრატეგრაფიული ზონები (ი. კახაძე). აღმოჩენილია დასავლეთ აფხაზეთში ბათურის ზღვიური ნალექები (გ. ჩხოტუა, ი. კახაძე) და დამტკიცებულია ტყიბულისა და ტყვარჩელის ბათური ნახშირიანი ნალექების ლაგუნურ-კონტინენტურ პირობებში დალექვა.

ზედა იურული იურულია ეს სექცია სხვადასხვაგვარი ფაციესებითაა წარმოდგენილი, რაც ახსენებდა მათ კვლევას. მიუხედავად ამისა, ახლა უკვე შეიძლება ზედა იურულია ჩამოყალიბებულ სტრატეგრაფიაზე ლაპარაკი. აღმოჩენილია კალოვიური (ა. ჯანელიძე), რომელიც დიდ ფართობზეა გაკვლეული რაჭა-ოსეთში (ი. კახაძე, ნ. კანდელაკი, ა. ლალიევი) და აფხაზეთში (გ. ჩხოტუა). ამავე დროს დადგენილია მისი ორივე ქვესართული. გადაწყვეტილია ოქსფორდულის სასარგებლოდ ე. წ. „ქორთის შრეების“ საკითხი (ა. ჯანელიძე), რომლებსაც ძველად შუა იურულად თვლიდნენ. გაკვლეულია ოქსფორდული სართული ყველა იმ ჭრილში, სადაც ცნობილია კალოვიური, რომელთანაც იგი მჭიდროდ არის დაკავშირებული. ქორთაში დადგენილია ლუზიტანური ასაკი ოქსფორდულის მომყოლი რიფული კირქვებისა და გამოკვეთილია ამ ფაციესის ასაკობრივი ცვალებადობის საკითხი სხვადასხვა ჭრილებში (ა. ჯანელიძე, ი. კახაძე, ნ. ბენდუქიძე). ფაუნითაა დადგენილი ზევით მომყოლი კიმერიჯული სართული ზღვიურ ფაციესში (ი. კახაძე, ა. ლალიევი) და დამტკიცებულია მისი პორიზონტული მიმართულებით ლაგუნურ ფაციესში გადასვლა. ოკრიბის და დასავლეთ საქართველოს სხვადასხვა ადგილების ფერადი წყება, რომელიც ერთ ფორმაციად იყო მიღებული, გაყოფილია ორ წყებად, რასაც საფუძვლად დაედო ზუსტი დაკვირვებები და პალეოგეოგრაფიული მოსაზრებები. მათ სათანადო ადგილები მიეკუთვნათ ზედა იურულსა და ქვედა ცარცულში (ა. ჯანელიძე).

ქვედა ცარცულის სტრატეგრაფია რეგოლუციამდე უფრო უკეთესად იყო შესწავლილი, ვიდრე იურულისა. მაგრამ ინსტიტუტის მუშაობის შედეგად, ამ საკითხშიაც მნიშვნელოვანი კორექტივები და სიახლე იქნა შეტანილი. ფაუნით დამტკიცებულია საქართველოს ბელტის ჩრდილო ნაწილში ნეოკომური ტრანსგრესიის ქვედა ვალანჟინური დაწყება (ი. კაჭარავა). ურგონული კირქვების ბარემული ასაკი რუდისტებით არის დადასტურებული (ნ. იოსელიანი). შესრულდა ქვედა ცარცულის დანაწილება ზონებად (მ. ერისთავი). სადღეისოდ საქართველოა ქვედა ცარცულის დეტალური სტრატეგრაფიული სქემა კავკასიისათვის ეტალონურად ითვლება.

ზედა ცარცული, რომელიც სენომანურის გამოკლებით მეტწილად ერთფეროვანი კარბონატული ნალექებითაა წარმოდგენილი, გაცილებით უფრო ცუდად იყო შესწავლილი. ინსტიტუტის მუშაობის შედეგად მოხერხდა საქართველოს ბელტის, თრიალეთის ქედისა და სამხრეთ საქართველოს სენომანურ-

რის და ტურონულის ზონებად დანაწილება (ა. ცაგარელი) და სენონურში კონიაკური, სანტონური, კამპანური და მაასტრიხტული სართულების გამოყოფა. დადგენილია დანიური სართულის დიდი გავრცელება მთელ საქართველოში (ა. ცაგარელი, ი. რუხაძე). გამოკვეთილია საქართველოს ცარცული ვულკანოგენური ფაციესების ნამდვილი ბუნება და მათი სტრატиграფიული მდებარეობა სხვადასხვა ქრისტში (ა. ჯანელიძე, პ. გამყრელიძე, ა. ცაგარელი).

მესამე ულის სტრატиграფია ჩვენში მრავალი რთული და საინტერესო საკითხის გადაჭრას მოითხოვს. პალეოგენური ნალექებიდან განსაკუთრებით კარგადაა შესწავლილი რაჭა-ლეჩხუმის, თრიალეთის და ახალციხის ნალექები, რომლებიც ამ ქვესისტემის სამ ძირითად ტიპს წარმოადგენენ საქართველოში (ი. კაჭარავა). გამოყოფილია სართულები, რომლებიც გაკვლეულია საქართველოს დანარჩენ ნაწილებშიც. ნეოგენის სტრატиграფიიდან განსაკუთრებით მნიშვნელოვანია ქვედა მიოცენის შესწავლა ქართლში (გ. ხარატიშვილი) და პლიოცენის სართულების შესწავლა დასავლეთ საქართველოში (გ. ჭვლიძე). მაგრამ მიღწევები ნეოგენის კვლევაში ამით არ ამოიწურება. სახელდობრ, დღეს დადგენილია პონტო-კასპიური ტიპის ნეოგენის თითქმის ყველა ჰორიზონტის გავრცელება და ხასიათი მთელ საქართველოში. განცალკევებულად დგას საინტერესო საქართველოს კონტინენტური ვულკანოგენი ნეოგენის საკითხი, რომელიც დღეს უკვე ძირითადად აგრეთვე შესწავლილია (პ. გამყრელიძე, მ. უზნაძე, ნ. სხირტლაძე).

მეოთხეული ნალექების სტრატиграფიის განზოგადება მოგვცა ი. კახაძემ.

ინსტიტუტის მუშაობა დღეს მარტო საქართველოს ტერიტორიით არ ისაზღვრება. დღეს ჩვენ უკვე გვაქვს შედარებითი ხასიათის შრომები საქართველოს და ყირიმ-კავკასიის ზოლის სხვა ნაწილების ქვედა ცარცულის (მ. ერისთავი) და საქართველოს და ჩრდილო კავკასიის დასავლეთი ნაწილის ქვედა და შუა იურულის (ი. კახაძე, ა. ცაგარელი, ქ. ნუცუბიძე და ვ. ზესაშვილი) სტრატиграფიის შესახებ.

მაგრამ, ყოველივე ზემოთ თქმულის საფუძველზე შეცდომა იქნებოდა გვეფიქრა, თითქოს საქართველოს სტრატиграფიის კვლევას მხოლოდ გეოლოგიური ინსტიტუტი აწარმოებდა.

დიდი დამსახურება მიუძღვით საქართველოს სხვა სამეცნიერო და საწარმოო გეოლოგიური დაწესებულებების (გეოლოგიური სამმართველო, საქნავთი და სხვ.) თანამშრომლებს—ნ. ყიფიანს, ლ. დავითაშვილს, ვ. კუროჩკინს, ნ. კანდელაკს, ვ. ედილაშვილს, ა. ლალიევს, დ. ბულიაშვილს, ვ. კრესტნიკოვს, ს. ბუკიას, ე. ვახანიას, ბ. ვასოვიჩს, პ. ავალიშვილს და აგრეთვე კავშირის სხვა ქალაქების გეოლოგიური დაწესებულებების თანამშრომლებს—ბ. მეფერტს, ვ. რენგარტენს, მ. ვარენცოვს, ს. ილინს, ა. ვებერზინს, გ. კუზნეცოვს, ბ. ჟიჟენკოს, კორობკოვს და სხვა მრავალს.

ფაციესების კვლევა ჩვენში ყოველთვის მჭიდროდ იყო დაკავშირებული სტრატиграფიისთან. გარდა ზემოთ მოყვანილი ზოგიერთი მაგალითისა, ამ დარგის მიღწევად უნდა ჩაითვალოს იურული, ცარცული და პალეოგენური დროების პალეოგრაფიული სურათების აღდგენა, მთელი საქართველოსათვის ფაციესების და სისქეების შესწავლისა და ანალიზის საფუძველზე.

სტრატиграფიის ამგვარმა დეტალურმა კვლევამ მრავალი საინტერესო შედეგი მოგვცა ტრანსკარესია-რეგრესიებისა და ოროგენეტული ფაზისების აღდგენა-შესწავლის მხრივ. დადგენილ იქნა ლიასურის

ტრანსგრესია, ბაიოსური ტრანსგრესია, კალოვიურის ტრანსგრესია და ქვედა ცარცულის ტრანსგრესია. ამჟამად უდავოდ არის დამტკიცებული რამდენიმე ტრანსგრესია მესამეულში: პალეოცენის, ზედაეოცენის, ოლიგოცენის, ჩოკრა-კულის და სხვა.

ქართული გეოლოგიური სკოლის უდავო დამსახურებად უნდა ჩაითვალოს ჩვენში ბათური (კალოვიურისწინა) ოროფაზისის დადგენა (ა. ჯანელიძე) და კავკასიის აგებულებისათვის მისი დიდი მნიშვნელობის გამოჩვენება. მაგრამ ჩვენში ამ მიმართულებით მუშაობა მარტო ოროფაზისებისა და ტრანსგრესიის რეგრესიების ფიქსაციით არ ამოიწურება. როგორც ცნობილია, თეორიულ გეოლოგიაში დიდი ხანია წარმოებს დავა ოროგენეტიული ფაზისების თეორიის მომხრეთა და მოწინააღმდეგეთა შორის. ა. ჯანელიძემ საქართველოს ბათური და ზედა იურული ნალექების ფაციესები ახალი მიდგომით შეისწავლა და ზუსტი ანალიზით მოგვცა ფაზისის დათარიღებისა და მისი ხასიათის გამოკვლევის ახალი მეთოდი, ამ მეთოდმა შეცვალა ჩვენი წარმოდგენები ფაზისის ხანგრძლიობის შესახებ. გამოირკვა, რომ ფაზისის დადგენის ძველი მეთოდი (კუთხური უთანხმოების მიხედვით) არ იძლევა ნამდვილ წარმოდგენას ფაზისის არც მიმდინარეობაზე და არც ასაკზე და საჭიროა უთანხმოებისწინა რეგრესიულ ნალექთა ფაციესების შესწავლა, რაც ნაოქთა თანდათან განვითარების სურათის აღდგენის საშუალებას გვაძლევს. ამრიგად, ჩამოყალიბდა ფაზისის სინქრონული ნალექების ცნება, რომელმაც გადაჭრა თეორიული გეოლოგიის ერთ-ერთი უმნიშვნელოვანესი პრობლემა.

დღეს ამ ახალი მეთოდის დახმარებით საქართველოში წარმატებით მიმდინარეობს ალპიდური ოროფაზისების კვლევა.

ტექტონიკა. სტრატиграფიის განვითარების წყალობით დღეს გეოლოგიის ეს დარგი ჩვენში მტკიცე საფუძველზე დგას. ტექტონისტიკისთვის კავკასია და საქართველო მეტად მიმზიდველი მხარეა და გასაგებია, რომ ის თავიდანვე იპყრობდა გეოლოგების ყურადღებას. მაგრამ ვინაიდან სტრატиграფია იმ დროს, როგორც დავინახეთ, ჩამორჩენილი იყო, მკვლევრები ცდილობდნენ ეს ხარვეზი შეეესოთ სხვაგან მიღებული კონცეფციებით, ეძებდნენ ანალოგიებს, კერძოდ ალპებსა და კავკასიონს შორის.

საბჭოურ პერიოდშიც ერთ ხანს მეთოდი ისევ ძველი რჩებოდა. ისეთი ფრთხილი და დაკვირვებუი, ერუდიტი მკვლევარიც კი, როგორცაა ვ. რენგარტენი, რომელმაც მრავალწლიანი მუშაობის შედეგად შეადგინა კავკასიის ტექტონიკის ცნობილი სქემა, არ იყო თავისუფალი ამგვარი შეცდომებისაგან და კავკასიონის სამხრეთ ფერდობზე ალოქტონებს ხატავდა, თუმცა სხვა მხრივ მისი სქემა უდავოდ დიდ პროგრესს წარმოადგენდა. ალოქტონებით კიდევ უფრო გატაცებული იყვნენ სხვა მკვლევრები.

ჩვენი გეოლოგები თავიდანვე სხვა, უფრო ძნელ, მაგრამ უფრო სანდო გზას დაადგინენ. ინსტიტუტის თანამშრომლებმა და საერთოდ ქართველმა გეოლოგებმა უშუალო ამოცანად კონკრეტული ფაქტების ზუსტი შესწავლა დაისახეს და კონცეფციები დაკვირვების კონტროლს დაუქვემდებარეს. ამის შედეგად სრულიად ახალი შეხედულებები შეიმუშავეს საქართველოს ტექტონიკური აგებულების შესახებ. მაგალითისათვის შეიძლება დავასახელოთ კახეთის ქედის, რაჭა-ლეჩხუმის, ოკრიბის (ა. ჯანელიძე), სამხრეთ-ოსეთის (ნ. კანდელაკი, ი. კახაძე), აჭარა-თრიალეთის ქედის (პ. გამყრელიძე), აფხაზეთის

(გ. ჩხოტუა, ვ. კუროჩკინი (1896—1956), ვ. ედილაშვილი) და სხვა რაიონების ტექტონიკური სქემები.

მაგრამ თბილისის სკოლის გეოლოგები არ კმაყოფილდებიან მარტო კონკრეტული ტექტონიკის შესწავლით. ამ უკანასკნელზე დაყრდნობით ჩვენში მრავალი ახალი შეხედულებაა შემუშავებული, ანდა უკვე ცნობილი ზოგადი კანონზომიერებების სწორი გამოყენებით ახლებურადაა გარკვეული ზოგიერთი რთული და მცდარად გაგებული მოვლენა. ეს უკვე კონკრეტული ტექტონიკიდან თეორიულში გადასვლაა.

ცხადია, რომ აქაც მხოლოდ უმთავრეს საკითხებს შეიძლება შევეხოთ. ასეთია, მაგალითად, კიდური დანაოჭების კონცეფცია (ა. ჯანელიძე), რომელიც ფაქტიური ნასაღის სინთეზზეა დამყარებული და გასაგებს ხდის მრავალ გეოლოგიურად რთულ მოვლენას. კიდური დანაოჭება დადგენილ იქნა პირველად ოკრიბაში და რაჭაში, მაგრამ შემდეგში ამ მოვლენის გავრცელება სხვაგანაც აღნიშნეს. აღნიშნულ ადგილებში ეს მოძრაობები ძლიერ ახალგაზრდა ასაკის არიან, რაც გეომორფოლოგიური დაკვირვებებით მტკიცდება. დღეს ამ კონცეფციის ღირებულება საერთოდ ნაოჭა სტრუქტურების შესწავლის საქმეში საყოველთაოადაა აღიარებული, მაგრამ მისი ნაყოფიერება უთუოდ გაიზრდება თუ გავითვალისწინებთ, რომ ამ ტიპის მოძრაობები პრინციპულად შესაძლებელია უფრო ძველი ასაკისაც.

არა ნაკლებ მნიშვნელოვანი იყო ნაოჭთა ვირგაციების დადგენა დასავლეთ საქართველოში (ა. ჯანელიძე) და აჭარა-თრიალეთის ნაოჭა სისტემის ჩრდილო პერიფერიაზე (პ. გამყრელიძე). ამის შედეგად შემუშავდა სრულიად ახალი შეხედულებები ამ მხარეების ტექტონიკურ აგებულებაზე და იმავე დროს გამორაშვარადა ნაოჭთა წარმომშობი ძალების მიმართულება.

ძლიერ ნაყოფიერი აღმოჩნდა ნაოჭთა ასაკობრივი დიფერენციაციის მეთოდი, რომელიც საბჭოთა კავშირში პირველად სწორედ საქართველოში გამოიყენეს (ა. ჯანელიძე). ის მეტად მნიშვნელოვანია ჩვენი რესპუბლიკის ტექტონიკური აგებულების გარკვევისათვის და ფართოდაა გამოყენებული გეოლოგიური აგეგმვის პრაქტიკაშიც.

ქართველი გეოლოგები დიდ ყურადღებას უთმობენ საქართველოს გეოტექტონიკური დარაიონების პრობლემასაც (ა. ჯანელიძე, ი. კახაძე, პ. გამყრელიძე, მ. რუბინშტეინი), რომელშიაც ცენტრალური ადგილი უკავია საქართველოს ბელტის საკითხს. საქართველოს ბელტის არსებობას, რომელიც კავკასიისა და მთლიანად ალპიდური ოროგენის აგებულების ცნობილი სქემებიდან გამომდინარეობს და ქართველი გეოლოგების მიერ შემოწმებულია კონკრეტული ტექტონიკისა და პალეოგეოგრაფიის შესწავლის გზით, ზოგი მეცნიერი უარყოფდა და მის ადგილზე გეოსინკლინს წარმოიდგენდა. სტრუქტურულმა ბურღვამ ქართლსა და კახეთში ბელტის კოცეფცია სავსებით დაადასტურა.

გეოლოგიურ ინსტიტუტში მუშავდება ჩვენი პირობებისათვის ისეთი აქტუალური საკითხიც, როგორიცაა საქართველოს სეისმოტექტონიკა (მ. რუბინშტეინი). მართალია ეს საკითხი შედარებით ახალია ინსტიტუტისათვის, მაგრამ მაინც საგულისხმო შედეგებია მიღებული, რომელთა საფუძველზე უკვე შეიძლება ზოგიერთი დასკვნების გამოტანა სიღრმის ტექტონიკის შესახებ.

დაბოლოს შეიძლება აღინიშნოს, რომ შედგენილია საქართველოს სტრუქტურულ-ტექტონიკური რუკა (პ. გამყრელიძე), რითაც ტექტონიკის შესწავ-

ლის პირველი ეტაპი დამთავრდა და მომავალში შესაძლებელი ხდება ტექტონიკური მოვლენების ახლებური, უფრო ღრმა და საფუძვლიანი ანალიზი.

ნეოტექტონიკას და გეომორფოგენიას დიდი მნიშვნელობა აქვს მთიანი მხარეებისა და, კერძოდ, საქართველოს გეოლოგიური აგებულების შესწავლისათვის. ამ დარგშიც ჩვენს გეოლოგებს გარკვეული წვლილი აქვთ შეტანილი. ახალი ახსნა მიიღო შაორის და მდ. ტყიბულის ტაფობების წარმოშობამ. მორფოლოგიური და გეოლოგიური დაკვირვებების საშუალებით გამოირკვა, რომ ორივე ტაფობი ახალგაზრდა შესხლეტვებთან არიან დაკავშირებული (ა. ჯანელიძე). ახალგაზრდა ტექტონიკური მოძრაობები დადგენილ იქნა ქართლის მდინარეული ტერასების შესწავლითაც (ა. ჯანელიძე, ლ. კოლოშვილი). მოცემულ იქნა მეწყერების გეოლოგიური კლასიფიკაცია (ა. ჯანელიძე). ზოგ შემთხვევაში სხვა გეოლოგების მიერ წარმოდგენილი რთული სტრუქტურები, რომლებსაც პატარა მასშტაბის შარიაეზად თვლიდნენ, ეგზოტექტონიკური გრავიტაციით იქნა ახსნილი (ა. ჯანელიძე).

ჰიდროგეოლოგია საქართველოსთვის მეტად არსებითია. კერძოდ, დიდი აქტუალური მნიშვნელობა აქვს საქართველოს მინერალური წყლების კვლევას, რაც ამავე დროს გეოლოგიური თვალსაზრისით თითქმის ყველაზე რთულ საქმეს წარმოადგენს. დასაწყისში ინსტიტუტისთვის ამგვარი სამუშაოები ეპიზოდურ ხასიათს ატარებდნენ ამა თუ იმ კონკრეტულ ობიექტს უკავშირდებოდნენ. მონაწილეობა იქნა მიღებული მრავალ მნიშვნელოვან სამუშაოში, როგორც მაგალითად, ნატახტრისა და ბულაჩაურის წყაროების გეოლოგიური და ჰიდროგეოლოგიური პირობების შესწავლა და სამგორის ველის მელიორაციის პირობების გამოკვლევა (ა. ჯანელიძე), საქართველოს უმთავრესი მინერალური წყლების კვლევა-ძიება (ჩიხელიძე, ჯანელიძე) და სხვ.

1944 წლიდან დიდი მუშაობა გაიშალა, ერთი მხრივ, მინერალური, ხოლო, მეორე მხრივ, სასმელ-სამეურნეო წყლების შესახებ სხვადასხვა ორგანიზაციების მიერ დაგროვილი მდიდარი მასალის მეცნიერულ დამუშავებაზე, რამაც საგრძნობი შედეგები მოგვცა. მეცნიერულად დასაბუთებული, ფართო შეჯამებითი მუშაობის შედეგად შესაძლებელი გახდა: საქართველოს ტერიტორიის ჰიდროგეოლოგიური დარაიონება და არტეზიული აუზების დასახვა (ი. ბუაჩიძე), საქართველოს მინერალური წყლების გავრცელების კანონზომიერებათა დადგენა და დარაიონება, თბილისის თერმების ფორმირების საკითხის დამუშავების ცდა, ნახშირმცავა წყლების რეჟიმის და ბურღვით წნევიანი წყლის ბუნებრივი წონასწორობის დარღვევის თავისებურებათა გარკვევა და სხვ. (ს. ჩიხელიძე).

საქართველოს გეოლოგიურ სამმართველოსთან მჭიდრო თანამშრომლობით ჩატარდა რეგიონული ჰიდროგეოლოგიური გამოკვლევები. შესწავლილ იქნა ქართლის მეოთხეულის და მიოპლიოცენის ჰიდროგეოლოგია. შესრულდა აფხაზეთის მესამეული და ნაწილობრივ ცარცული ნალექების წყლების კვლევა (ს. ჩიხელიძე, ლ. კოლოშვილი).

ინსტიტუტში საფუძველი ჩაეყარა და წარმატებით ვითარდება ექსპერიმენტული კვლევა მიწისქვეშა წყლების ქიმიური ბუნების ფორმირების პრობლემასთან დაკავშირებით (ს. ჩიხელიძე). მიღებულია მნიშვნელოვანი შედეგები.

უნდა ითქვას, რომ პრაქტიკულ ჰიდროლოგიურ სამუშაოებს ჩვენში ძირითადად საქართველოს გეოლოგიური სამმართველო, კავკასიის ნახშირის

გეოლოგიის ტრესტი და კურორტთა სამმართველო ატარებენ, რომლებსაც საამისო ტექნიკური შესაძლებლობა დიდი აქვთ. მასთან ჯანმრთელობის დაცვის სამინისტროს კურორტოლოგიის ინსტიტუტიც დიდ კვლევით მუშაობას ეწევა (1933 წლიდან) ჩვენი ჰიდრომინერალური რესურსების შესწავლის საქმეში, რაშიაც მას კარგი მიღწევები აქვს.

ბოლო წლებში დიდი მეცნიერული მუშაობა მიმდინარეობს ჰიდროგეოლოგიაში აგრეთვე საქართველოს პოლიტექნიკურ ინსტიტუტში (ი. ბუაჩიძე).

საინჟინრო გეოლოგიის დარგშიც ინსტიტუტს საკმაო მიღწევები აქვს. საკმარისია ითქვას, რომ ჩვენში აგებული ჰესების, მელიორაციული ნაგებობების, ხიდების, გზატკეცილების, რკინიგზის ტრასებისა და სხვ. გეოლოგიური პირობების გამორკვევა ავტორიტეტულ კონსულტაციას მოითხოვდა და მოითხოვს. ეს უკანასკნელიც ჩვენი ძალებით ხდებოდა (ა. ჯანელიძე, კ. გაბუნია, პ. გამყრელიძე, ი. კახაძე, ი. ბუაჩიძე, ს. ჩიხელიძე). დღეს კიდრითადად ამ დარგში საქართველოში წამყვან როლს სხვა დაწესებულებები თამაშობენ: „თბილჰიდპი“, მე-7 რაიონის ექსპედიცია, გზატკეცილების სამმართველოს და რკინიგზის სამმართველოს გეოლოგიური განყოფილებები და სხვ.

ინსტიტუტში ახლახან ჩამოყალიბდა სასარგებლო ნამარხების განყოფილება, თუმცა უნდა აღინიშნოს, რომ ინსტიტუტისთვის მადნეულთა საბადოების შესწავლა არც თუ სულ ახალი საქმე არის.

განყოფილებას პრაქტიკულად დიდმნიშვნელოვანი ამოცანები აქვს დაკისრებული. იგი აერთიანებს კვლევით მუშაობას 3 დარგში: მადნეულთა საბადოებში, ნავთობის გეოლოგიასა და ჰიდროგეოლოგიაში.

დაწყებულია მუშაობა სამხრეთ-აღმოსავლეთ საქართველოს ლითონთა საბადოების (მათ შორის რკინის) ფორმირების საკითხის შესასწავლად (ვ. ნადირაძე, თ. ივანიცკი) და დასახულია კვლევა კოლხიდის ცარცული ნალექების ნავთობ-გაზიანობის გასარკვევად (ა. ლალიევი). მიმდინარეობს მუშაობა აფხაზეთის მესამეული წყებების ნავთობ-გაზიანობის გეოლოგიური პირობების შესასწავლად (ა. ჩიქოვანი). გარდა ამისა, ჩატარებულია წინა წლებში გარე კახეთის და ქართლის ნავთის წყლების სპეციალური შესწავლა (ს. ჩიხელიძე) ტრესტ „საქნავთის“ და ქიმიის ინსტიტუტის მასალების მიხედვით.

საერთოდ კი საქართველოს სასარგებლო ნამარხების პრაქტიკულ და აგრეთვე თეორიულ კვლევას უმთავრესად აწარმოებენ სხვა ორგანიზაციები, რომელთაც საამისო დადი გამოცდილება და მიღწევები აქვთ. ესენია: საქართველოს გეოლოგიური სამმართველო, კავკასიის მინერალური ნედლეულის ინსტიტუტი, ფერადი ლითონების ტრესტი, საქნავთი, კავკასიის ნახშირის გეოლოგიის ტრესტი და ა. კ. ქიმიური ნედლეულის გეოლოგიური ძიების ტრესტი.

ასევე ახალი დარგია გეოლოგიურ ინსტიტუტში ქანების აბსოლუტური ასაკის განსაზღვრა. ინსტიტუტში შვედეთის ლაბორატორია ჯერ კიდევ სათანადოდ აღჭურვილი არ არის. მიუხედავად ამისა აბსოლუტური ასაკის ლაბორატორიამ (მ. რუბინშტეინი) საკვშირო აკადემიის დალესტნის ფილიალის დახმარებით ჩაატარა განსაზღვრები არგონის მეთოდით. საყურადღებოა, რომ პირველად საბჭოთა კავშირში გამოყენებულ იქნა გლაუკონიტი დანალექი წყებების ასაკის განსაზღვრავად, რაც აბსოლუტური ასაკის მეთოდს სრულიად ახალ შესაძლებლობებს უქმნის. ამრიგად, ამ ახალ

დარგშიც სულ მოკლებნის განმავლობაში ინსტიტუტს გარკვეული მიღწევები აქვს.

დაბოლოს უნდა აღინიშნოს, რომ 1956 წელს ჩამოყალიბდა ინსტიტუტში სპექტრალური და რენტგენო-სტრუქტურული ანალიზის ლაბორატორია და ინსტიტუტმა მხოლოდ ამ დროიდან მიიღო დამოუკიდებელი გეოქიმიური კვლევების ჩატარების საშუალება. მიუხედავად ამისა ინსტიტუტში ამ მხრივ არსებობს გარკვეული ტრადიციები. სახელდობრ, უკვე 7—8 წლის განმავლობაში ინსტიტუტში (საქართველოსთვის პირველად) სისტემატურად წარმოებს დაკვირვება საქართველოს პოლიმეტალურ საბადოთა მადნებში ზოგიერთი გაფანტული ელემენტების შემცავობაზე. აღნიშნულის საფუძველზე დღეს უკვე შესაძლებელი გახდა ზოგიერთი წინასწარი მოსაზრებების გამოთქმა გაფანტულ ელემენტთა განაწილების კანონზომიერების შესახებ სხვადასხვა ასაკის და სხვადასხვა ტექტონიკურ ზონებთან დაკავშირებულ საბადოებში (თ. ივანიცკი).

მასალის გარკვეული ნაწილი ამ წერილისათვის ამოღებულია შემდეგი მიმოხილვებიდან: 1) ა. ჯანელიძე. გეოლოგია თბილისის უნივერსიტეტში (საქ. გეოლ. ინსტ-ის მოამბე, ტ. III, ნაკვ. 2, 1938). 2) ი. კახაძე. გეოლოგია (კრებული „მეცნიერება“ საბჭოთა საქართველოში 25 წლის მანძილზე“, II, ქიმიკ-გეოლოგია-გეოგრაფია. საქ. სსრ მეცნ. აკად. გამომცემლობა, 1946).



6. ღიასაშიძე

საქართველოს სსრ მეცნიერებათა აკადემიის გეოლოგიური ინსტიტუტის გამომცემების ბიბლიოგრაფია, 1932—1956 წწ.

ქვემოთ მოყვანილი ბიბლიოგრაფია შეიცავს გეოლოგიური ინსტიტუტის პერიოდულ გამოცემებსა და კრებულებში მოთავსებულ შრომებს, ინსტიტუტში დაცული დისერტაციების ავტორეფერატებსა და სამეცნიერო სესიებს სეზონებს, ინსტიტუტის დაარსებიდან—1957 წლის 1-ლ იანვრამდე. ბიბლიოგრაფიაში არ არის ჩართული ინსტიტუტის თანამშრომლების მიერ საქართველოს სსრ მეცნიერებათა აკადემიის „მოამბეში“ და სხვა პერიოდულ გამოცემებში გამოქვეყნებული შრომები.

აღწერილი მასალა განლაგებულია ანბანური წესით ჯერ ქართულ, შემდეგ რუსულ და უცხო ენებზე. მათი აღწერილობა მოცემულია ორ ენაზე—ძირითადი ტექსტის ენაზე და იმ ენაზე, რომელზედაც შედგენილია შრომის რეზიუმე: თუ შრომას რეზიუმე არ ახლავს, ძირითად აღწერილობას თან ერთვის რუსული, ხოლო სხვა ენებზე დაწერილ შრომებს ქართული თარგმანი.

შრომები, რომელთა გამოცემლობა არ არის ნაჩვენები გამოცემულია საქართველოს სსრ მეცნიერებათა აკადემიის მიერ. ბიბლიოგრაფიას დართული აქვს ავტორთა საძიებელი.

1. აბაკელია, მ. მთების მიგრაციის თეორია გეოფიზიკურ-გრავიმეტრიული თვალსაზრისით. — შრომათა კრებული, გეოლ. და მინერალ. ინ-ტი, 1951, გვ. 399—404. — რეზიუმე რუს. ენ. — ბიბლიოგრ.: 4 სსწ.

Абакелиа, М. Теория миграции гор с гравиметрической точки зрения. — Резюме на рус. яз.

2. ადამია, შ. (ასპირანტი). მდ. ქსნის შუა წელის ბაქტერიისებური ზედა ცარცული ნალექები. — ასპირანტთა და ახალგაზრდა მეცნიერ მუშაკთა VII სამეცნიერო კონფერენცია, 1956 წლის 21—31 მაისს. მუშაობის გეგმა და მოხსენებათა თეზისები, თბ., 1956, გვ. 97.

Адамия, Ш. (аспирант). Платформеноидные верхнемеловые отложения среднего течения р. Ксани.

3. ადამია, შ. (ასპირანტი). მდ. ქსნის შუა წელის ბაქტერიისებური ქვედა ცარცული ნალექები. — ასპირანტთა და ახალგაზრდა მეცნიერ მუშაკთა VI სამეცნიერო კონფერენცია, 1955 წლის 25—29 აპრილს. მუშაობის გეგმა და მოხსენებათა თეზისები. — თბ., 1955, გვ. 113—114.

Адамия, Ш. Платформеноидные нижнемеловые отложения среднего течения р. Ксани.

4. Белянкин, Д. С. и Петров, В. П. Новое по минералогии и петрографии Асканских глин. — Сборник трудов, Ин-т Геол. и минерал., 1951, стр. 37—101. — Библиогр.: 5 назв.

ბელიანკინი, დ. და პეტროვი, ვ. ახალი მონაცემები ასკანის თიხების მინერალოგიის და პეტროგრაფიის შესახებ.

5. Бендудукидзе Б. Раписа და სამხრეთ ოსეთის ზედაიურული მარჯნები. — გეოლ. ინ-ტის შრომები, გეოლ. სერია, ტ. V (X), 1949, გვ. 55—172, 5 ფ. ტაბ. — რეზიუმე რუს. ენ. — ბიბლიოგრ.: 47 სხწ.

Бендудукидзе, Н. С. Верхнеюрские кораллы Рачи и Юго-Осетии. — Резюме на рус. яз.

ბ. ბენდუქიძე, ნ. შენიშვნები ზედაიურული მარჯნების ზოგი სკელეტური ელემენტის, ზრდის ზოგი თავისებურებისა და გამრავლების შესახებ. — შრომათა კრებული, გეოლ. და მინერალ. ინ-ტი, 1951, გვ. 199—208. — რეზიუმე რუს. ენ. — ბიბლიოგრ.: 11 სხწ.

Бендудукидзе, Н. С. Заметка о некоторых скелетных элементах, о росте и размножении верхнеюрских кораллов. — Резюме на рус. яз.

7. Бендудукидзе, Н. Верхнемеловые кораллы окрестностей Годогани и Удзლოური. — Труды Геол. Ин-та, геол. серия, т. IX (XIV), вып. 2, 1956, стр. 79—125, 9 таб. — Библиогр.: 51 назв.

ბენდუქიძე, ნ. გოდოგანის და უძლოურის მიდამოების ზედაცარცული მარჯნები.

8. Буачидзе, И. М. О распространении артезианских бассейнов на территории Грузии. — Труды Геол. Ин-та, сер. геол., т. VII (XII), 1953, стр. 83—89.

ბუაჩიძე, ი. საქართველოს ტერიტორიაზე არტეზიული აუზების გავრცელების შესახებ.

9. Буачидзе, И. М. О распространении артезианских бассейнов на территории Грузии — XXVIII научная сессия Отделения математических и естественных наук, посвященная 25-летию Института Геологии и Минералогии. 28—30 декабря 1950 года. План работы и тезисы докладов. — Тб. 1950, стр. 17—19.

ბუაჩიძე, ი. საქართველოს ტერიტორიაზე არტეზიული აუზების გავრცელების შესახებ.

10. ბულეიშვილი, დ. თელათ-გორის წყების ასაკის შესახებ. — შრომათა კრებული, გეოლ. და მინერალ. ინ-ტი, 1951, გვ. 391—395, — რეზიუმე რუს. ენ. — ბიბლიოგრ.: 3 სხწ.

Булешвили, Д. А. О возрасте Телат-горской свиты. — Резюме на рус. яз.

11. გაბუნია, ლ. დინოზავრების ნაკვალევი სათაფლიას (ქუთაისის რაიონი) ქვედა ცარცულ ნალექებში. — შრომათა კრებული, გეოლ. და მინერალ. ინ-ტი, 1951 წ., გვ. 209—222. — რეზიუმე რუს. ენ. — ბიბლიოგრ.: 9 სხწ.

Габуния, Л. К. Следы динозавров в нижнемеловых отложениях Сатаплиа (Район Кутаиси). — Резюме на рус. яз.

12. Габунія, Л. К. К истории гиппарионов (по материалам из неогена СССР) Автореферат дисс. предст. на соиск. уч. степени доктора геол.-минерал. наук, 1953, стр. 35, 2 тбл., Ин-т Геол. и Минерал. 100 экз. на правах рукописи.

გაბუნია, ლ. ჰიპარიონების ისტორიისათვის (სსრკ ნეოგენის მასალე-ზით). გეოლ.-მინერალ. მეცნ. დოქტორის სამეცნ. ხარისხის მოსაპ. წარმ. სადისერტ. შრომის ავტორეფერატი.

13. გაბუნია, კ. და გამყრელიძე, პ. ბორჩალოს რაიონის სამხრეთი ნაწილის გეოლოგია.—გეოლ. ინ-ტის შრომები, გეოლ. სერია, ტ. 1 (VI), 1942, გვ 5-72, 1.ჭრ.—რეზიუმე რუს. ენ.—ბიბლიოგრ.: 19 სხფ.

Габунія, К. и Гамкрелидзе П. Геология южной части Борчалинского района.—Резюме на рус. яз.

14. გამყრელიძე, პ. აჭარა-თრიალეთის ქედის ტექტონიკური აგებულება და მისი დამოკიდებულება საქართველოს ბელტთან.—მათემატიკურ და საბუნებისმეტყველო მეცნ. განყოფილების სამეცნიერო სესია, 1941 წლის დეკემბრის 6-8. მუშაობის გეგმა და მოხსენებათა თეზისები.—თბ. 1941, გვ. 6-8.

Гамкрелидзе, П. Тектоническое строение Аджаро-Триалетского хребта и его отношение к Грузинской глыбе.

15. გამყრელიძე, პ. ახალციხის დებრესიის ტექტონიკა.—მათემატიკურ და საბუნებისმეტყველო მეცნიერებათა განყოფილების XIV სამეცნიერო სესია, 1944 წლის იანვრის 3-4, მუშაობის გეგმა და მოხსენებათა თეზისები.—თბ., 1947, გვ. 9-11.

Гамкрелидзе, П. Тектоника Ахалцихской депрессии.

16. გამყრელიძე, პ. ზოგადი მოსაზრებანი საქართველოს გეოტექტონიკური აგებულების შესახებ.—შრომათა კრებული გეოლ. და მინერალ. ინ-ტი, 1951, გვ. 403-418.—რეზიუმე რუს. ენ.—ბიბლიოგრ.: 17 სხფ.

Гамкрелидзе, П. Д. Общие соображения о геотектоническом строении Грузии.—Резюме на рус. яз.

17. გამყრელიძე, პ. თრიალეთის ქედის ჩრდილო-დასავლეთი ნაწილის გეოლოგიური აგებულება—გეოლოგიური ინ-ტის მოამბე, ტ. 2, ნაკვ. 3, 1937, გვ. 51-89, 2 რუკა, ტფ. ს. უნ-ტი.—რეზიუმე ფრ. და რუს. ენ.—ბიბლიოგრ.: 31 სხფ.

Гамкрелидзе, П. Геологическое строение северо-западной части Триалетского хребта.—Резюме на фр. и рус. яз.

18. Гамкрелидзе, П. Описание части долин р. р. Дзирулы и Чхеримелы.—თბ., პოლიგრაფტრესტის 1-ლი სტამბა, საქ. გეოლ. ინ-ტის მოამბე, ტ. 1, ნაკვ: 2, 1932, გვ. 107-138.—რეზიუმე ფრ. ენ.

Gamkrélidzé, P. Description Géologique d'une partie des vallées des r. r. Dziroula et Tchkhériméla.

19. Гамкрелидзе, П. Геологическое строение Аджаро-Триалетской складчатой системы, Тезисы к дисс. работе, предст. на соиск. уч. степени доктора геол.-минерал. наук,—1948, стр. 22, 150 экз.

გამყრელიძე, პ. აჭარა-თრიალეთის ნაოჭა სისტემის გეოლოგიური აგებულება. გეოლ.-მინერალ. მეცნ. დოქტორის სამეცნ. ხარისხის მოსაპ. წარმ. შრომის თეზისები.

20. Гамкрелидзе, П. Геологическое строение Аджаро-Триалетской складчатой системы, — 1949, стр. X, 508, 4 сх., Ин-т Геол. и Минерал., Монографии, № 2.—Библиогр.: 400 назв.

გამყრელიძე, პ. აჭარა-თრიალეთის დაწაოქებული სისტემის გეოლოგიური აგებულება.

21. Гамкрелидзе, П. Д. Геотектоническая природа Мухранско-Тирифонской долины. XXVIII научная сессия Отделения математических и естественных наук, посвященная 25-летию Института Геологии и Минералогии, 28—30 декабря, 1950 года. План работы и тезисы докладов.—Тб., 1950, стр. 22—24.

გამყრელიძე, პ. მუხრან-ტირიფონის ველის გეოტექტონიკური ბუნება.

22. Гамкрелидзе, П. Д. Геотектоническая природа Мухранско-Тирифонской долины.—Труды Геол. Ин-та, сер. геол., т. VII (XII), 1953, стр. 111—120.—Библиогр.: 12 назв.

გამყრელიძე, პ. მუხრან-ტირიფონის ველის გეოტექტონიკური ბუნება.

23. გამყრელიძე, პ. და ჩიხელიძე, ს. ძირულის ხეობის ნაწილის გეოლოგიისათვის.—თბ., პოლიგრაფტრესტის 1 სტამბა, საქ. გეოლ. ინ-ტის. მოამბე, ტ. 1, ნაკვ. 2, 1932, გვ. 81—105, რუკა 2.—რეზიუმე ფრ. ენ.

Gamkrélidzé P. et S. Tchikhelidzé. La géologie d'une partie de la vallée de la Dziroula.

24. გვახარია, გ. კავკასიონის სამხრეთ ფერდის სპილენძ-პიროტინის საბადოთა მინერალოგიისათვის—მათემატიკურ და საბუნებისმეტყველო მეცნიერებათა განყოფილების XIV სამეცნიერო სესია. 1944 წლის იანვრის 3-4, მუშაობის ვეგმა და მოხსენებათა თეზისები.—თბ., 1947, გვ. 14.

Гвахария, Г. К минералогии медно-пирротитовых месторождений южного склона Кавказа.

25. გვახარია, გ. სოფ. ფერსის აპოფილიტის შესახებ.—შრომთა კრებული, გეოლ. და მინერალ. ინ-ტი, 1951, გვ. 19—25.—რეზიუმე რუს. ენ.—ბიბლიოგრ.: 4 სსწ.

Гвахария, Г. В. Об апофиллите из окрестностей сел. Перса.—Резюме на рус. яз.

26. Гвахария, Г. В. Некоторые вопросы минералогии гидротермальных образований Грузии.—XXVIII научная сессия Отделения математических и естественных наук, посвященная 25-летию Института Геологии и Минералогии, 28—30 декабря 1950 года. План работы и тезисы докладов.—Тб., 1950, стр. 5—6.

გვახარია, გ. საქართველოს ჰიდროთერმალური წარმონაქმნების მინერალოგიის ზოგიერთი საკითხები.

27. Гвахария, Г. В. Некоторые вопросы минералогии гидротермальных образований Грузии.—Труды Геол. Ин-та, сер. геол., т. VII (XII), 1953, стр. 11—18.—Библиогр.: 16 назв.

გვახარია, გ. საქართველოს ჰიდროთერმული წარმონაქმნების მინეროლოგიის ზოგიერთი საკითხები.

28. Гвахария, Г. В. Цеолиты Грузии, 1951, стр. 248. — Ин-т Геол. и Минерал., Монографии, № 3. — Библиогр.: 212 назв.

გვანბარია, გ. საქართველოს ცეოლიტები.

29. Горбунов, С. С. Об одной морфологической особенности агатов. — Сборник трудов, Ин-т Геол. и Минерал., 1951, стр. 27—39. — Библиогр.: 7 назв.

გობრუნოვი, ს. აგატის ტრები მორფოლოგიური თავისებურების შესახებ.

30. Двали, Т. К. Некоторые брекчюногие верхнеюрских отложений Рачи. — Труды Геол. Ин-та, серия геол., т. IX (XIV), вып. 2, 1956, стр. 57—77, 4 тбл. — Библиогр.: 30 назв.

ღვალდი, თ. რაჭის ხედაურული ნალექების ზოგიერთი მუცელფეხიანები.

31. ედილაშვილი, ვ. და ავალიშვილი, პ. ახალი მონაცემები მთა სგიმასუკის ინტრუზიების შესახებ ზემო სვანეთში. — შრომათა კრებული, გეოლ. და მინერალ. ინ-ტი, 1951, გვ. 61—65. — რეზიუმე რუს. ენ. — ბიბლიოგრ.: 5 სხვ.

Эдилашвили, В. Я. и Авалишвили, П. И. Новые данные об интрузии горы Сгимазук в Верхней Сванетии. — Резюме на рус. яз.

32. ედილაშვილი, ვ. და ლეჭვიანიძე, რ. ასკანის ბენტონიტური თიხების გენეზისისათვის. — შრომათა კრებული, გეოლ. და მინერალ. ინ-ტი, 1951, გვ. 41—45. — რეზიუმე რუს. ენ. — ბიბლიოგრ.: 3 სხვ.

Эдилашвили, В. Я. и Леквинадзе, Р. Д. К генезису Асканских бентонитовых глин. — Резюме на рус. яз.

33. ერისთავი, მ. საქართველოს ქვედა ცარცული ზონები. — შრომათა კრებული, გეოლ. და მინერალ. ინ-ტი, 1951, გვ. 309—322. — რეზიუმე რუს. ენ. — ბიბლიოგრ.: 35 სხვ.

Эристави, М. С. Нижнемеловые зоны Грузии. — Резюме на рус. яз.

34. Эристави, М. С. Грузинская глыба в нижнемеловое время. — Труды геол. ин-та, сер. геол., т. VI (XI), 1952, стр. 137—210, 1 тбл. — Библиогр.: 88 назв.

ერისთავი, მ. საქართველოს ბელტი ქვედაცარცულ დროში.

35. Эристави, М. С. Грузинская глыба и смежные области в нижнемеловое время. — Автореферат к дисс. работе, предст. на соиск. уч. степени доктора геол.-минерал. наук, Ин-т Геол. и Минерал., Типогр. изд-ва ТГУ им. Сталина, 1948, стр. 28, 1 рис. — 250 экз.

ერისთავი, მ. საქართველოს ბელტი და მოსაზღვრე მხარეები ქვედაცარცულ დროში. — გეოლ. და მინერალ. მეცნ. დოქტორის სამეცნ. ხარისხის მოსაბ. წარმ. სადისერტ. შრომის ავტორეფერატი.

36. Эристави, М. С. Верхнеальбские аммониты Копет-Дага. — Труды Геол. Ин-та, сер. геол., т. VIII (XIII), 1955, стр. 73—87, 1 тбл. — Библиогр.: 20 назв.

ერისთავი, მ. ს. კოპეტ-დაღის ზედაალბური ამონიტები.

37. Эристави, М. С. Нижнемеловая фауна Грузии. — 1955, 224 стр., 8 тбл., Ин-т Геол. и Минерал., Монографии, № 6. — Библиогр.: 119 назв.
- ერისთავი, მ. ს. საქართველოს ქვედაცარცული ფაუნა.
38. Эристави, М. С. Среднемеловые ауцеллины Грузии. — Труды Геол. Ин-та, сер. геол., т. IV (IX) 1, 2, 1948, стр. 101—113, — Библиогр.: 20 назв.
- ერისთავი, მ. ს. საქართველოს შუა-ცარცული აუცელინები.
39. Эристави, М. С. и Цагарели, А. Л. Состояние и задачи стратиграфии меловых отложений Грузии. — XXVIII научная сессия отделения математических и естественных наук, посвященная 25-летию Института Геологии и Минералогии. 28—30 декабря 1950 года. План работы и тезисы докладов. — Тб., 1950, стр. 15—17.
- ერისთავი, მ. და ცაგარელი, ა. საქართველოს ცარცული ნალექების სტრატოგრაფიის მდგომარეობა და ამოცანები.
40. Эристави, М. С. Цагарели, А. Л. Состояние и задачи стратиграфии меловых отложений Грузии. — Труды Геол. Ин-та, сер. геол., т. VII (XII), 1953, стр. 69—82. — Библиогр.: 40 назв.
- ერისთავი, მ. ცაგარელი, ა. საქართველოს ცარცული ნალექების სტრატოგრაფიის მდგომარეობა და ამოცანები.
41. ვეზირიშვილი, ე. თიხის მინერალის შესახებ მთის რაქისა და აფხაზეთის ლიასიდან. — გეოლ. და მინერ. რნ-ტი, შრომათა კრებული, 1951, გვ. 11—18, — რეზიუმე რუს. ენ. — ბიბლიოგრა.: 8 სხვ.
- Везиришвили, Е. К. Глинистый минерал из лейаса Горной Рачи и Абхазии. — Резюме на рус. яз.
42. Заридзе, Г. М. Петрографический очерк Нижней Сванетии. — Труды Геол. Ин-та, Мин.-петр. серия, т. 1, 1948, стр. 97—124. — Библиогр.: 11 назв.
- ზარციძე, გ. მ. ქვემოსვანეთის პეტროგრაფიული ნარკვევი.
43. Заридзе, Г. М. Состояние и задачи петрографии магматических пород Грузии. — XXVIII научная сессия Отделения математических и естественных наук, посвященная 25-летию Института Геологии и Минералогии, 28—30 декабря, 1950 года, План работы и тезисы докладов. — Тб., 1950, стр. 6—8.
- ზარციძე, გ. საქართველოს მაგმური ქანების პეტროგრაფიის მდგომარეობა და ამოცანები.
44. Заридзе, Г. М. Состояние и задачи петрографии магматических пород Грузии. — Труды Геол. Ин-та, сер. геол., т. VII (XII), 1953, стр. 19—28, — Библиогр.: 70 назв.
- ზარციძე, გ. საქართველოს მაგმური ქანების პეტროგრაფიის მდგომარეობა და ამოცანები.
45. Заридзе, Г. М. Хевская неинтрузия в Дзирульском массиве. — Тб., изд. Тб. Гос. Ун-та, Бюл. Геол. Ин-та, т. 4, вып. 1, 1938, стр. 1—111. — Резюме на нем. яз., — Библиогр.: 94 назв.
- Saridze, G. Neointrusion von Chewi im Dsirula Massiv. რეზიუმე ჯერმ. ენ.

46. ზარიძე, გ. და თათრიშვილი, ნ. მდ. მდ. დიდი და მცირე ზელენჟუკის აუზის ზედა ნაწილის პეტროგრაფიისათვის.—გეოლ. ინ-ტის შრომები, მინ.-პეტრ. სერია, ტ. III, 1953, გვ. 81—108, — ბიბლიოგრ.: 3 სხვ.

Заридзе, Г. М. и Татришвили, Н. Ф. К петрографии верхней части бассейна рек Большой и Малый Зеленчук.

47. ზარიძე, გ. და თათრიშვილი, ნ. წალკის ლავური წყების პეტროგრაფია.— შრომათა კრებული, გეოლ. და მინერალ. ინ-ტი, 1951, გვ. 67—98. პარალ. ტექსტი რუს. ენ.— ბიბლიოგრ.: 8 სხვ.

Заридзе, Г. М. и Татришвили, Н. Ф. Петрография Цалкинской лавовой свиты., парал. текст на рус. яз.

48. ზარიძე, გ. და თათრიშვილი, ნ. ძირულის მასივის ძველ კრისტალურ ქანების ასაკობრივი ურთიერთობის და გენეზისის შესახებ.— გეოლ. ინ-ტის შრომები, მინ.-პეტრ. სერია, ტ. III, 1953, გვ. 33—79, — ბიბლიოგრ.: 14 სხვ.

Заридзе, Г. М. и Татришвили, Н. Ф. О возрастных взаимоотношениях и генезисе древних кристаллических пород Дзирульского массива.

49. Заридзе, Г. М. и Татришвили, Н. Ф. Некоторые юрские и третичные интрузивные породы Сванетии.— Труды Геол. Ин-та, сер. мин.-петр., т. II, 1950, стр. 61—76.— Библиогр.: 11 назв.

ზარიძე, გ. და თათრიშვილი, ნ. სვანეთის ზოგიერთი იურული და მესამეული ინტრუზიული ქანები.

50. ზესაშვილი, ვ. ლოქის მასივის პორფირიტული წყების სტრატოგრაფიული მოცულობის შესახებ.— ასპირანტთა და ახალგაზრდა მეცნიერ მუშაკთა IV სამეცნიერო კონფერენცია, 1953 წლის 21—24 აპრილი. მუშაობის გეგმა და მოხსენებათა თეზისები. თბ., 1953, გვ. 67—69.

Зесашвили, В. О стратиграфическом объеме порфиритовой свиты Локского массива.

51. ზესაშვილი, ვ. მდ. ფოლადაურის აუზის ნაწილის გეოლოგია.— გეოლ. ინ-ის შრომები, გეოლ. სერია, ტ. IX (XIV), ნაკვ. 1, 1955, გვ. 47—189, 8 ტაბ.— რეზიუმე რუს. ენ.— ბიბლიოგრ.: 145 სხვ.

Зесашвили, В. И. Геология части бассейна р. Поладаури.— Резюме на рус. яз.

52. Зесашвили, В. И. (аспирант). Геология части бассейна р. Поладаури. Автореферат дисс. работы на соиск. уч. степени кандидата геол.-минерал. наук.— Ин-т Геол. и Минерал., Типогр. изд-ва ТГУ им. Сталина, 1952, стр. 12—100 экз.— на правах рукописи.

ზესაშვილი, ვ. (ასპირანტი). მდ. ფოლადაურის აუზის ნაწილის გეოლოგია. გეოლ. და მინერალ. მეცნ. კანდიდატის სამეცნ. ხარისხის მოსაპ. წარმ. სადისერტ. შრომის ავტორეფერატი.

53. Зухбая, В. А. Геология и петрография баритоносного района Юго-восточной Абхазии. Автореферат дисс. работы, предст. на соиск. уч. степени кандидата геол.-минерал. наук, — 1953, стр. 12, Инст-т Геол. и Минерал., 100 экз.— на правах рукописи.

ზუხბაია, ვ. სამხრეთ-აღმოსავლეთ აფხაზეთის ბარიტის შემცველი რაიონის გეოლოგია და პეტროგრაფია.— გეოლ. და მინერალ. მეცნ. კანდი-

დატის სამეცნ. ხარისხის მოსაპ. წარმ. სადისერტ. შრომის ავტორი-ფერატი.

54. თათრიშვილი, ნ. საქართველოს ძველი გრანიტოიდების ასაკის შესახებ.—მათემატიკურ და საბუნებისმეტყველო მეცნიერებათა განყოფილების XIV სამეცნიერო სესია. 1944 წლის იანვრის 3—4, მუშაობის გეგმა და მოხ. სენებათა თეზისები.—თბ., 1947, გვ. 12—13.

Татришвили, Н. О возрасте древних гранитоидов Грузии.

55. Татришвили Н. Неинтрузии Дзирульского массива.—Научная сессия Отделения математических и естественных наук, 1941 год. 6—8 декабрь. План работы и тезисы докладов.—Тб., 1941, стр. 19.

თათრიშვილი, ნ. ძირულის მასივის ნეონტრუზივები.

56. თვალჭრელიძე, ა. ბენტონიტური თიხის ასკანის საბადოების ათვისების პრობლემა.—სამეცნიერო სესია მიძღვნილი დიდი ოქტომბრის სოციალისტური რევოლუციის 30 წლისთავისადმი.—თბ., 1947, გვ. 13—18.—პარალ. ტექსტი რუს. ენ.

Твалчрелидзе, А. Проблема освоения Асканского месторождения бентонитовых глин.—Парал. текст на рус. яз.

57. Твалчрелидзе, А. Древние докембрийские и палеозойские породы Дзирульского кристаллического сооружения.—Научная сессия Отделения математических и естественных наук, 1941 год, 6 и 8 декабрь. План работы и тезисы докладов.—Тб., 1941, стр. 18.

თვალჭრელიძე, ა. ძირულის კრისტალური მასივის ძველი კამბრიულისწინა და პალეოზოური ქანები.

58. Топурия, П. А. Рквийский интрузив порфировидного гранита в Дзирульском массиве.—Тб, изд. Тб. Гос. ун-та. Бюлл. Геол. Ин-т, т. 3, вып. 4, 1938, стр. 361—477.—Резюме на англ. яз.—Библиогр.: 43 назв.

Thoruria, P. A. Porphyry-like granite intrusion of Rkvia in the Dziroula massif.—რეზიუმე ინგლ. ენ.

59. ივანიცკი, თ. მადნის ლოკალიზაციაში შემცველი ქანების გარემოს მნიშვნელობის შესახებ.—ასპირანტთა და ახალგაზრდა მეცნიერ მუშაკთა IV სამეცნიერო კონფერენცია, 1953 წლის 21—24 აპრილი. მუშაობის გეგმა და მოხსენებათა თეზისები.—თბ., 1953, გვ. 84—85.

Иваницкий, Т. О. Значение среды вмещающих пород в локализации руды.

60. Иваницкий, Т. В. (аспирант). Вещественный состав и структурно-текстурные особенности руд Верхнеквейсинского месторождения. Автореферат дисс. работы, предст. на соиск. уч. степени кандидата геол.-минерал. наук, 1951, стр. 11.—Ин-т геол. и Минерал., типогр. „Заря Востока“.

ივანიცკი, თ. (ასპირანტი). ზემოკვიისის საბადოს მადნების ნივთიერი შედგენილობა და სტრუქტურულ-ტექსტურული თავისებურებანი.—გეოლ. და მინერალ. მეცნ. კანდიდატის სამეცნ. ხარისხის მოსაპ. წარმ. სადისერტ. შრომის ავტორი-ფერატი.

61. Иваницкий, Т. В. К вопросу о влиянии вмещающих пород на процесс гидротермального рудоотложения.—Труды Геол. Ин-та, сер. мин.-петр., т. III, 1953, стр. 3—15, — Библиогр.: 8 назв.

ივანიცკი, თ. ჰიდროთერმული მადანწარმოქმნის პროცესზე შემცველი ქანების ზემოქმედების საკითხისათვის.

62. И в а н и ц к и й, Т. В. О структурах и текстурах сфалерита и дисульфидов железа коллоидного происхождения.—Труды Геол. Ин-та, сер. мин.-петр., т. III, 1953, стр. 17—32, 4 л. тбл., — Библиогр.: 7 назв.

ივანიცკი, თ. კოლოიდური წარმოშობის სფალერიტისა და რკინის დისულფიდების სტრუქტურისა და ტექსტურის შესახებ.

63. იოსელიანი, ნინო. საქართველოს ზოგიერთი ცარცული რუდისტი.—შრომათა კრებული, გეოლ. და მინერალ. ინ-ტი, 1951, გვ. 223—232, 2 ტაბ.—რეზიუმე რუს. ენ.—ბიბლიოგრ.: 20 სხვ.

И о с е л и а н и, Н. О некоторых рудистах из меловых отложений Грузии.—Резюме на рус.

64. И о с е л и а н и, Н. И. Некоторые меловые рудисты Западной Грузии.—Труды Геол. Ин-та, сер. геол., т. VIII (XIII), 1955, стр. 59—72, 2 тбл.—библиогр.: 17 назв.

იოსელიანი, ნინო. დასავლეთ საქართველოს ზოგიერთი ცარცული რუდისტი.

65. კაჭარავა, ივ. ახალციხის შიდაბოების ეოცენური ორსაგდულიანები.—გეოლ. ინ-ტის შრომები, გეოლ. სერია, ტ. VI (XI), 1952, გვ. 5—79, 16 ტაბ.—რეზიუმე რუს. ენ.—ბიბლიოგრ.: 63 სხვ.

К а ч а р а в а, И. В. Эоценовые пелелиподы окрестностей Ахалциха.—Резюме на рус. яз.

66. კაჭარავა, ი. ახალციხის რაიონის პრიაბონული.—გეოლ. ინ-ტის შრომები, გეოლ. სერია, ტ. IX (XIV), ნაკვ. 1, 1955, გვ. 5—45,—რეზიუმე რუს. ენ.—ბიბლიოგრაფია: 29 სხვ.

К а ч а р а в а, И. В. Приабонский ярус Ахалцихского района.—Резюме на рус. яз.

67. კაჭარავა, ივ. ნუმულიტების განვითარების გეოლოგიური პირობები.—შრომათა კრებული, გეოლ. და მინერალ. ინ-ტი, 1951, გვ. 233—244.—რეზიუმე რუს. ენ.—ბიბლიოგრ.: 10 სხვ.

К а ч а р а в а, И. В. Геологические условия развития нуммулитов.—Резюме на рус. яз.

68. კაჭარავა, ივ. რაჭა-ლეჩხუმის აუზი და მოსაზღვრე რაიონები პალეოგენის დროს.—გეოლ. ინ-ტის შრომები, გეოლ. სერია, ტ. II (VII), 1944, გვ. 1—144, 3 ჩ. ფ., 1 კრ.—რეზიუმე რუს. ენ.—ბიბლიოგრ.: 239 სხვ.

К а ч а р а в а, И. Рачинско-Лечхумский бассейн и смежные районы в палеогеновое время.—Резюме на рус. яз.

69. კაჭარავა, ი. საქართველოს აღმოსავლეთი ნაწილის ზოგიერთი ადგილის ნუმულიტები.—გეოლ. ინ-ტის შრომები, გეოლ. სერია, ტ. IV (IX) 1, 2, 1948, გვ. 115—158, 2 ტაბ.—რეზიუმე რუს. ენ.—ბიბლიოგრ.: 19 სხვ.

К а ч а р а в а, И. В. Нуммулиты некоторых районов Восточной Грузии.—Резюме на рус. яз.

70. კაჭარავა, ი. საქართველოს ბელტი მესამეულში და იმ დროის სასარგებლო ნამარხები.—მათემატიკურ და საბუნებისმეტყველო მეცნიერებათა განყოფილების სამეცნიერო სესია. 1941 წლის დეკემბრის 6—8. მუშაობის გეგმა და მოხსენებათა თეზისები.—თბ.,—1941, გვ. 15—16.

К а ч а р а в а, И. Грузинская глыба в третичном периоде и полезные ископаемые того времени.

71. კ ა ჯ ა რ ა ვ ა, ი. პროფ. საქართველოს პალეოგენური პალეოგეოგრაფია.—მათემატიკურ და საბუნებისმეტყველო მეცნიერებათა განყოფილების XIV სამეცნიერო სესია. 1944 წლის იანვრის 3-4, მუშაობის გეგმა და მოხსენებათა თეზისები.—თბ., 1947 გვ. 7—9.

К а ч а р а в а, И. проф. Палеогеновая палеогеография Грузии.

72. კ ა ჯ ა რ ა ვ ა, ი. ტფილისის მიდამოების პალეოგენი.—თბ. სსრკ. მეცნ. აკად. საქ. ფილ. და ტფ. ს. უნ-ტის. გამ-ბა, საქ. გეოლ. ინ-ტის მოამბე, ტ. 2, ნაკვ. 1, 1936, გვ. 1—64, ტაბ. 2.—რეზიუმე გერმ. ენ.—ბიბლიოგრ.: 59 სხვ.

Katscharawa, I. Paläogen der Umgebung von Tbilissi.—რეზიუმე გერმ. ენ.

73. კ ა ჯ ა რ ა ვ ა, ი. ტყვარჩელის რაიონის გეოლოგია.—თბ., პოლიგრაფტრესტის 1-ლი სტამბა, საქ. გეოლ. ინ-ტის მოამბე, ტ. 1, ნაკვ. 2, 1932, გვ. 139—160.—რეზიუმე გერმ. ენ.

Katscharawa, I. Die Geologie des Tkwartscheli Reviers.—რეზიუმე გერმ. ენ.

74. კ ა ჯ ა რ ა ვ ა, ი. ქართლის დებრესიის და მისი მოსაზღვრე რაიონების პალეოგენი.—გეოლ. ინ-ტის შრომები, გეოლ. სერია, ტ. VIII (XIII), 1955, გვ. 113—179.—რეზიუმე რუს. ენ.—ბიბლიოგრ.: 132 სხვ.

К а ч а р а в а, И. В. Палеоген Карталинской депрессии и смежных с нею районов.—Резюме на рус. яз.

75. Качарова, И. В. Успехи стратиграфической палеонтологии в Грузии.—XXVIII научная сессия Отделения математических и естественных наук, посвященная 25-летию Института Геологии и Минералогии, 28—30 декабря, 1950 года. План работы и тезисы докладов.—Тб., 1950, стр. 10—11.

კ ა ჯ ა რ ა ვ ა, ი. სტრატეგრაფიულ პალეონტოლოგიის მიღწევები საქართველოში.

76. К а ч а р а в а, И. В. Успехи стратиграфической палеонтологии в Грузии.—Труды Геол. Ин-та, сер. геол., т. VII (XII), 1953, стр. 41—55.—Библиогр.: 18 назв.

კ ა ჯ ა რ ა ვ ა, ი. ბ. სტრატეგრაფიული პალეონტოლოგიის მიღწევები საქართველოში.

77. კ ა ჯ ა რ ა ვ ა, მ. თრიალეთის ქედის ჩრდილო ფერდობის ზედა ცარცულის სტრატეგრაფია გლობოტრუნკანების მიხედვით.—შრომათა კრებული, გეოლ. და მინერალ. ინ-ტი, 1951, გვ. 341—349.—რეზიუმე რუს. ენ.—ბიბლიოგრ.: 8 სხვ.

К а ч а р а в а, М. В. Стратиграфия верхнемеловых отложений северного склона Триалетского хребта по Globotrunkana-м.—Резюме на рус. яз.

78. კ ა ხ ა ძ ე, ი. დასავლეთ საქართველოს ბაიოსურის ამონიტები.—თბ. თ. ს. უნ-ტის გამ-ბა. საქ. გეოლ. ინ-ტის მოამბე, ტ. 2, ნაკვ. 2, 1936, გვ. 65—197.—რეზიუმე რუს. და ფრ. ენ.—ბიბლიოგრ.: 62 სხვ.

Кахадзе, И. Р. Байосские аммониты Западной Грузии. — Резюме на рус. и фр. яз.

79. კახაძე, ი. კავკასიონის სამხრეთი ფერდის ზოგი კარბონატული ფლიშური ნალექების სტრატეგრაფიისათვის. — შრომათა კრებული, გეოლ. და მინერალ. ინ-ტი, 1951, გვ. 323—340. პარალ. ტექსტი რუს. ენ.—ბიბლიოგრ.: 10 სხწ.

Кахадзе, И. Р. К стратиграфии некоторых флишевых карбонатных отложений южного склона Кавказского хребта. — Парал. текст на рус. яз.

80. კახაძე, ივ. ოკრიბის ბათურის მტკნარი წყლის მოლუსკები. — გეოლ. ინ-ტის შრომები, გეოლ. სერია. ტ. I (VI) I, 1942, გვ. 73—86, 1 ტაბ.—რეზიუმე ფრ. ენ.—ბიბლიოგრ.: 16 სხწ.

Кахадзе, J. Les mollusques d'eau douce du bathonien de l'Okriba (Géorgie occidentale). — რეზიუმე ფრ. ენ.

81. კახაძე, ი. საქართველოს ბელტი იურულ დროში და მის იურულ ნალექებთან დაკავშირებული სასარგებლო ნამარხები. — მათემატიკურ და საბუნებისმეტყველო მეცნიერებათა განყოფილების სამეცნიერო სესია. 1941 წლის დეკემბრის 6—8. მუშაობის გეგმა და მოხსენებათა თეზისები. — თბ. 1941, გვ. 8—12.

Кахадзе, И. Грузинская глыба в юрское время и полезные ископаемые, связанные с ее юрскими отложениями.

82. კახაძე, ი. საქართველოს იურული ნახშირების წარმოშობის და შემდგომი ძებნის გეოლოგიური პირობები. — მათემატიკურ და საბუნებისმეტყველო მეცნიერებათა განყოფილების XXII სამეცნიერო სესია. მუშაობის გეგმა და მოხსენებათა თეზისები. — თბ., 1947, გვ. 20—23.

Кахадзе, И. Геологические условия происхождения и дальнейших поисков юрских каменных углей в Грузии.

83. კახაძე, ივ. საქართველოს ლიასური და ბაიოსური ინოცერამები. — გეოლ. ინ-ტის შრომები, გეოლ. სერია, ტ. IV (IX) 1, 2, 1948, გვ. 1—40, 4 ტაბ.—რეზიუმე რუს. ენ.—ბიბლიოგრ.: 29 სხწ.

Кахадзе, И. Р. Лейасские и байосские иноперамы Грузии. — Резюме на рус. яз.

84. კახაძე, ი. საქართველო ლიასურის დასაწყისში. მათემატიკურ და საბუნებისმეტყველო მეცნიერებათა განყოფილების XIV სამეცნიერო სესია. 1944 წლის იანვრის 3—4, მუშაობის გეგმა და მოხსენებათა თეზისები. — თბ. 1947, გვ. 4—6.

Кахадзе, И. Грузия в начале лейаса.

85. კახაძე, ი. საქართველოს შუა იურულის ფაუნა. — გეოლ. ინ-ტის შრომები, გეოლ. სერია, ტ. I (VI) 3, 1942, გვ. 211—333. — რეზიუმე ფრ. ენ.—ბიბლიოგრ.: 138 სხწ.

Кахадзе, J. La faune du Jurassique moyen de la Géorgie. — რეზიუმე ფრ. ენ.

86. Кахадзе, И. Р. Грузия в юрское время. — Труды Геол. Ин-та, сер. Геол., т. III (VIII), 1947, стр. 371, 3 сх.—Библиогр.: 294 назв.

კახაძე, ი. საქართველო იურულ დროში.

87. Кахадзе, И. Р. Состояние и задачи стратиграфии юрских образований Грузии. — XXVIII научная сессия Отделения математических и 3. გეოლოგიური ინსტ. შრ. ტ. X (XV).

естественных наук, посвященная 25-летию Института Геологии и Минералогии. 28—30 декабря 1950 года. План работы и тезисы докладов. — Тб., 1950, стр. 11—15.

კახაძე, ი. იურულ წარმონაქმნების სტრატეგრაფიის მდგომარეობა და ამოცანები.

88. Кахадзе, И. Р. Состояние и задачи стратиграфии юрских образований Грузии. — Труды Геол. Ин-та, сер. геол., т. VII (XII), 1953, стр. 57—67. — Библиогр.: 34 назв.

კახაძე, ი. რ. იურული წარმონაქმნების სტრატეგრაფიის მდგომარეობა და ამოცანები.

89. Кахадзе, И. Р. и Зесашвили В. И. Байосская фауна долины р. Кубачи и некоторых ее притоков. — Труды Геол. Ин-та, сер. геол., т. IX (XIV), вып. 2, 1956, стр. 5—55, 8 тбл., — Библиогр.: 65 назв.

კახაძე, ი. და ზესაშვილი, ვ. მდ. ყუბანის ხეობისა და მისი ზოგიერთი შენაკადების ბაიოსური ფაუნა.

90. კილასონია, პ. ბარდაძორის ინტრუზივის პეტროგრაფიისათვის. — შრომათა კრებული, გეოლ. და მინერალ. ინ-ტი. 1951, გვ. 105—126. — რეზიუმე რუს. ენ. — ბიბლიოგრ.: 4 სხწ.

Киласония, П. Ф. К петрографии Бардадзорского интрузива. — Резюме на рус. яз.

91. Киласония, П. Ф. — Петрографический очерк юго-восточной части Дзирульского кристаллического массива. — Труды Геол. Ин-та, сер. мин.-петр., т. II, 1950, стр. 1—59, — Библиогр.: 37 назв.

კილასონია, პ. ძირულის კრისტალური მასივის სამხრეთ-აღმოსავლეთი ნაწილის პეტროგრაფიული ნარკვევი.

92. კოტეტიშვილი, ე. (ასპირანტი). სოფ. შქმერის მიდამოების ზედა ცარცული ნალექების სტრატეგრაფიისათვის. — ასპირანტთა და ახალგაზრდა მეცნიერ მუშაკთა VII სამეცნიერო კონფერენცია, 1956 წლის 21—31 მაისს, მუშაობის გეგმა და მოხსენებათა თეზისები. — თბ. 1956, გვ. 101—102.

Котетишвили, Э. (аспирант). К стратиграфии верхнемеловых отложений окрестностей сел. Шкмери.

93. კოტრიკაძე, ნ. (ასპირანტი). თბილისის თერმული წყაროების რეჟიმი ბურღვლებით ძიების შემდეგ. — ასპირანტთა და ახალგაზრდა მეცნიერ მუშაკთა VI სამეცნიერო კონფერენცია. 1955 წლის 25—29 აპრილს. მუშაობის გეგმა და მოხსენებათა თეზისები. — თბ., 1955, გვ. 93—95.

Котрикадзе, Н. (аспирант). Режим Тбилисских термальных источников после разведки бурением.

94. Когошвили, Л. В. Геология и гидрогеология Мухранской долины. — Автореферат дисс. работы, предст. на соиск. уч. степени кандидата геол.-минерал. наук. — Тб., 1949, стр. 24, Ин-т геол. и минерал. — 55 экз. — на правах рукописи.

კოღოშვილი, ლ. მუხრანის ველის გეოლოგია და ჰიდროგეოლოგია. — გეოლ. და მინერალ. მეცნ. კანდიდატის სამეცნ. ხარისხის მოსაპ. წარმ. სადისერტ. შრომის ავტორეფერატი.

95. Маградзе, В. Ткварчельское каменноугольное месторождение.—XXII научная сессия Отделения математических и естественных наук. План работы и тезисы докладов.—Тб., 1947, стр. 8—12.

მ ა ლ რ ა ძ ე, ვ. ქვანახშირის ტყვარჩელის საბადო.

96. მიქელაძე, ა. გეოლოგიური აშლილობანი ნახშირის ფენებში და მათი კლასიფიკაცია.—ასპირანტთა და ახალგაზრდა მეცნიერ მუშაკთა III სა-
მეცნიერო კონფერენცია, 1952 წლის 27—30 მაისი, მუშაობის გეგმა და მოხ-
სენებათა თეზისები, თბ., 1952, გვ. 42—44.

მიკელაძე, А. Геологические нарушения в угольных пластах и их классификация.

97. მრევლიშვილი, ნ. პალეოგენისწინა სუბსტრატის ხასიათის საკითხი დუშეთ-ანანურის რაიონში.—ასპირანტთა და ახალგაზრდა მეცნიერ მუშაკთა IV სამეცნიერო კონფერენცია, 1953 წლის 21—24 აპრილი. მუშა-
ობის გეგმა და მოხსენებათა თეზისები.—თბ., 1953, გვ. 80—81.

მრევლიშვილი, Н. О характере допалеогенового субстрата в районе Душети-Ананури.

98. მრევლიშვილი, Н. И. (аспирант). Фауна и стратиграфия палеогена Душетского района.—Автореферат дисс. работы, предст. на то-
иск. уч. степени кандидата геол.-минерал. наук.—типогр. изд-ва ТГУ
им. Сталина 1954, стр. 13. Ин-т Геол. и Минерал.—100 экз, на правах
рукописи.

მრევლიშვილი, ნ. (ასპირანტი). დუშეთის რაიონის პალეოგენური ნალექების ფაუნა და სტრატოგრაფია.—გეოლ. და მინერალ. მეცნ. კანდიდა-
ტის სამეცნ. ხარისხის მოსაპ. წარმ. სადისერტ. შრომის ავტორეფერატი.

99. ნუცუბიძე, ქ. დასავლეთ საქართველოს ქვედა ცარცის ბრაქიო-
პოდები.—გეოლ. ინ-ტის შრომები, გეოლ. სერია, ტ. II (VII) 2, 1945, გვ.
146—240, 4 ტაბ.—რეზიუმე ფრ. ენ.—ბიბლიოგრ.: 55 სხვ.

Noutsoubidze K. Les Brachiopodes du Crétacé inférieur de la
Géorgie Occidentale.—რეზიუმე ფრ. ენ.

100. Нуцубидзе, К. III. Верхнеюрские брахиоподы Верхней
Рачи и Юго-Осетии.—Труды геол. ин-та, сер. геол., т. IV (IX) 1, 2, 1948,
стр. 41—98, 2 табл.—Резюме на рус. яз.—Библиогр.: 56 назв.

ნუცუბიძე, ქ. ზემო რაჭისა და სამხრეთ-ოსეთის ზედა იურული
ბრაქიოპოდები.

101. ნუცუბიძე, ქ. ძირულის მასივის პერიფერიის ლიასური ბრაქიო-
პოდები.—გეოლ. ინ-ტის შრომები, გეოლ. სერია, ტ. V (X), 1949, გვ. 1—53,
2 ფ. ტაბ.—რეზიუმე რუს. ენ.—ბიბლიოგრ.: 35 სხვ.

Нуцубидзе, К. III. Лейасские брахиоподы периферии Дзирульс-
кого массива.—Резюме на рус. яз.

102. ნუცუბიძე, ქ. ძირულის მასივის პერიფერიის ლიასური ბრა-
ქიოპოდების სტრატოგრაფიული ლირებულების შესახებ.—შრომათა კრებული,
გეოლ. და მინერალ. ინ-ტი, 1951, გვ. 245—250.—რეზიუმე რუს. ენ.—ბიბ-
ლიოგრ.: 12 სხვ.

Нуцубидзе, К. III. О стратиграфическом значении лейасских бра-
хиопод периферии Дзирульского массива.—Резюме на рус. яз.

103. ოთხმეზური, ზ. (ასპირანტი). ამთხელის ტყვია-თუთიის მადნიანო-ველის სტრუქტურის და მადნიანი სხეულების მორფოლოგიის საკითხისათვის.—ასპირანტთა და ახალგაზრდა მეცნიერ მუშაკთა VII სამეცნიერო კონფერენცია, 1956 წლის 21—31 მაისს. მუშაობის გეგმა და მოხსენებთა თეზისები.—თბ. 1956, გვ. 89—90.

Отхмезури, З. (аспирант). К вопросу морфологии Амтхельского свинцово-цинкового рудного поля и рудных тел.

104. Паффенгольц, К. Н. К стратиграфии вулканогенных толщ Джавахетского (Ахалкалакского) нагорья (Закавказье).—Сборник трудов, Ин-т геол. и минерал., 1951, стр. 351—369, 1 тбл.—Библиогр.: 31 назв.

პაფენგოლცი, კ. ჯავახეთის (ახალქალაქის) ზეგანის (ამიერ-კავკასია) ვულკანოგენურ წყების სტრატეგრაფიისათვის.

105. პროფესორი ი. კახაძე.—ნეკროლოგი. გეოლოგიური ინ-ტის შრომები, გეოლ. სერია, ტ. IX (XIV), 1955, გვ. 3—4, 1 პორტრ.

Профессор И. Кахадзе. Некролог.

106. Пчелинцев, Р. Ф. Семейства Tylostomidae и Trajanellidae в верхнем мелу Закавказья и Средней Азии.—Сборник трудов, ин-т Геол. и Минерал., 1951, стр. 255—282, 2 таб.—Библиогр.: 17 назв.

პჩელინცევი, რ. Tylostomidae და Trajanellidae ოჯახები ამიერ-კავკასიის და შუა აზიის ზედა ცარცში.

107. Репгартен, В. П. О рудистах в меловых отложениях Закавказья.—Сборник трудов, Ин-т Геол. и Минерал., 1951, стр. 283—298, —Библиогр.: 16 назв.

რეპგარტენი, ვ. რუდისტების შესახებ ამიერ-კავკასიის ცარცულ ნალექებში.

108. Роква, М. Л. К петрографии бассейна рек Бахвис-Шхали и Наташеби.—Сборник трудов, Ин-т Геол. и Минерал., 1951, стр. 127—142.—Библиогр.: 6 назв.

როკვა, მ. მდინარეების ბახვის წყლის და ნატანების აუზის პეტროგრაფიისათვის.

109. რუბინშტეინი, მ. საქართველოს გეოტექტონიკური დანაწევრების პრობლემისათვის.—შრომთა კრებული, გეოლ. და მინერალ. ინ-ტი, 1951, გვ. 421—438. პარალ. ტექსტი რუს. ენ.—ბიბლიოგრ.: 6 სხწ.

Рубинштейн, М. К проблеме геотектонического расчленения Грузии.—Парал. текст на рус. яз.

110. რუხაძე, ი. საქართველოს ზოგიერთი ახალი ან ნაკლებ ცნობილი აპტური ცეფალოპოდები.—თბ., თ. ს. უნ-ტის გამბა, საქ. გეოლ. ინ-ტის შოამბე, ტ. 3, ნაკვ. 2, 1938, გვ. 129—190.—რეზიუმე რუს. და ფრ. ენ.—ბიბლიოგრ.: გვ. 188—189.

Рухадзе, И. Некоторые новые или малоизвестные аптские цефалоподы Грузии.—Резюме на рус. и фр. яз.

111. რუხაძე, ი. ჩრდილო კავკასიის აპტური ამონიტები.—თბ., თ. ს. უნ-ტის გამბა, საქ. გეოლ., ინ-ტის შოამბე, ტ. 4, ნაკვ. 2, 1938. 207 გვ.—რეზიუმე რუს. და ფრ. ენ.—ბიბლიოგრ. გვ. 205—207.

Рухадзе, И. Аптские аммониты Северного Кавказа.—Резюме на рус. и фр. яз.

112. Rouchadze, J. Les ammonites aptiennes de la Georgie Occidentale.—თბ., პოლიგრაფტრესტის 1-ლი სტამბა, საქ. გეოლ. ინ-ტის მოამბე, ტ. 1, ნაკვ. 3, 1933, გვ. 165—273, 22 ტაბ.—ბიბლიოგრ.: 267—269.

რუხაძე, ი. დასავლეთ საქართველოს აპტური ამონიტები.

113. საქართველოს სსრ მეცნიერებათა აკადემია. მათემატიკურ და საბუნებისმეტყველო მეცნიერებათა განყოფილების 28 სამეცნიერო სესია მიძღვნილი გეოლოგიის და მინერალოგიის ინსტიტუტის 25 წლისთავისადმი (1930 წლის დეკემბრის 23—31), სხდომათა ოქმები.—გეოლ. ინ-ტის შრომები, გეოლ. სერია. ტ. VII (XII), 1953, გვ. 5—9.

Академия Наук Грузинской ССР. 28 научная сессия Отделения математических и естественных наук, посвященная 25-летию Института Геологии и Минералогии. (28—30 декабрь 1950 г.) Протоколы заседаний.

114. სეფაშვილი, ო. (ასპირანტი). გარე კახეთის ნაკვების ხასიათი სეისმური ძიების შედეგების მიხედვით.—ასპირანტთა და ახალგაზრდა მეცნიერ მუშაკთა VI სამეცნიერო კონფერენცია. 1955 წლის 25—29 აპრილს. შუშაობის გეგმა და მოხსენებათა თეზისები.—თბ. 1955, გვ. 114—116.

Сепашвили, О. (аспирант). Характер складок Гаре Кახети по результатам сейсмической разведки.

115. სხირტლაძე, ნ. გოდერძის წყების ლითოლოგიისათვის.—შრომათა კრებული, გეოლ. და მინერალ. ინ-ტი, 1951, გვ. 143—169.—რეზიუმე რუს. ენ.—ბიბლიოგრ.: 14 სხწ.

Схиртладзе, Н. К. литологии Годердзской свиты.—Резюме на рус. яз.

116. სხირტლაძე, ნ. დასავლეთ საქართველოს ზოგიერთი თიხის მიწერალოგიური შედგენილობის შესახებ.—გეოლ. ინ-ტის შრომები, მინ.-პეტრ. სერია, ტ. 1, 1948, გვ. 73—96.—რეზიუმე რუს. ენ.—ბიბლიოგრ.: 28 სხწ.

Схиртладзе, Н. О минералогическом составе некоторых глини Западной Грузии.—Резюме на рус. яз.

117. სხირტლაძე, ნ. დასავლეთ საქართველოს ტეშენიტური ფორმაცია.—გეოლ. ინ-ტის შრომები, მინ.-პეტრ. სერია, ტ. 1, 1943, გვ. 7—102.—რეზიუმე ინგლ. ენ.—ბიბლიოგრ.: 67 სხწ.

Skhirtladze, N. Teschenite Formation of Western Georgia.—რეზიუმე ინგლ. ენ.

118. უზნაძე, მ. გოდერძის წყების ფლორის აღწერა.—გეოლ. ინ-ტის შრომები, გეოლ. სერია, ტ. V (X), 1949, გვ. 275—310, 3 ფ. ტაბ.—რეზიუმე რუს. ენ.—ბიბლიოგრ.: 48 სხწ.

Узнадзе, М. Д. Описание Годердзской свиты.—Резюме на рус. яз.

119. უზნაძე, მ. ქისათიხის ნამარხი ფლორა.—შრომათა კრებული, გეოლ. და მინერალ. ინ-ტი, 1951, გვ. 299—305.—რეზიუმე რუს. ენ.—ბიბლიოგრ.: 13 სხწ.

Узнадзе, М. Д. Кисаибская ископаемая флора.—Резюме на рус. яз.

120. Узнадзе, М. Д. Сарматская флора Грузии.—Труды Геол. Ин-та, сер. геол. т. VIII (XIII), 1955, стр. 1—57, 9 тбл.—Библиогр.: 70 назв.

უზნაძე, მ. საქართველოს სარმატული ფლორა.

121. Узнадзе-Дгебуაძე, М. Д. Эоценовая флора южного Урала.—Труды Геол. Ин-та, сер. геол., т. IV (IX) 1, 2, 1948, стр. 161—181, 3 тбл.—Библиогр.: 45 назв.

უზნადე-დგებუაძე, მ. სამხრეთ ურალის ეოცენური ფლორა.

122. ქომეთიანი, გ. საქართველოს ნახშირის ნეოგენური საბადოები.—მათემატიკურ და საბუნებისმეტყველო მეცნიერებათა განყოფილების XXII სამეცნიერო სესია. მუშაობის გეგმა და მოხსენებათა თეზისები.—თბ., 1947, გვ. 12—16.

Кометиани, Г. Неогеновые каменноугольные месторождения Грузии.

123. Кометиани, Г. А. Геология Ахалцихского бурогоугольного месторождения.—Автореферат диссерт. предст. на соиск. уч. степени кандидата геол.-минерал. наук,—1954 г., стр. 30, Ин-т Геол. и Минерал., типогр. «Заря Востока»—100 экз.—На правах рукописи.

ქომეთიანი, გ. ახალციხის მურანახშირის საბადოს გეოლოგია.—გეოლ. მინერალ. მეცნ. კანდიდატის სამეცნ. ხარისხის მოსაპ. წარმ. სადისერტ. შრომის ავტორეფერატი.

124. Казахавили, Т. Г. и Роква, М. Л. Лейцитовые породы Гурии (Западная Грузия).—Сборник трудов, Ин-т Геол. и Минерал., 1951, стр. 99—104.—Библиогр.: 6 назв.

ყაზახაშვილი, თ. და როკვა, მ. გურიის (დასავლეთ საქართველო) ლეიციტური ქანები.

125. ჩიქოვანი, ა. ახალი მასალები იმერეთის ქედის ჩრდილო წინამთების ტექტონიკის შესახებ.—ასპირანტთა და ახალგაზრდათა მეცნიერ მუშაკთა III სამეცნიერო კონფერენცია, 1952 წლის 27—30 მაისი. მუშაობის გეგმა და მოხსენებათა თეზისები. თბ., 1952 გვ. 50—51.

Чиковани, А. Новые данные о тектонике северных предгорий Имеретинского хребта.

126. ჩიქოვანი, ა. იმერეთის ქედის ჩრდილო პერიფერიის პალეოგენის სტრატეგრაფიისათვის.—ასპირანტთა და ახალგაზრდა მეცნიერ მუშაკთა IV სამეცნიერო კონფერენცია, 1953 წლის 21—24 აპრილი. მუშაობის გეგმა და მოხსენებათა თეზისები. თბ., 1953, გვ. 76—79.

Чиковани, А. К стратиграфии палеогена северной периферий Имеретинского хребта.

127. Чиковани, А. А. Геологическое строение полосы третичных отложений Орджоникидзе-Вани в связи с ее нефтеносностью.—Автореферат дисс. работы, предст. на соиск. уч. степени кандидата геол.-минерал. наук.—Тб. типогр. «Заря Востока», 1954, 29 стр. Ин-т Геол. и Минерал., 70 экз.—На правах рукописи.

ჩიქოვანი, ა. ორჯონიკიძე-ვანის მესამეული ნალექების ზოლის გეოლოგიური აგებულება მის ნავთიანობასთან დაკავშირებით.—გეოლ. და მინერალ. მეცნ. კანდიდატის სამეცნ. ხარისხის მოსაპ. წარმ. სადისერტ. შრომის ავტორეფერატი.

128. ჩიხელიძე, ს. გეოლოგიური დაკვირვებები ძირულის მასივის სამხრეთ-აღმოსავლეთ ნაწილში.—გეოლ. ინ-ტის შრომები, გეოლ-

სერია, ტ. IV (IX) 3, 1948, გვ. 3—214, 1 რუკა.—რეზიუმე რუს. ენ.—ბიბლიოგრ.: 98 სხვ.

Чихелидзе, С. С. Геологические наблюдения в юго-восточной части Дзирульского массива.—Резюме на рус. яз.

129. ჩიხელიძე ს. იურისწინა ნალექები საქართველოში.—გეოლ. ინ-ტის შრომები, მინ.-პეტრ. სერია, ტ. 1, 1943, გვ. 5—72, 1 სქ. რუკა.—რეზიუმე რუს. ენ.—ბიბლიოგრ.: 101 სხვ.

Чихелидзе, С. С. Докюрские осадочные формации Грузии.—Резюме на рус. яз.

130. ჩიხელიძე ს. მასალები ძირულისა და ჩხერიმელის პორფირიტული წყების პეტროგრაფიისათვის.—გეოლ. ინ-ტის შრომები, მინ.-პეტრ. სერია, 1950, ტ. II, გვ. 77—147.—რეზიუმე რუს. ენ.—ბიბლიოგრ.: 11 სხვ.

Чихелидзе, С. С. Материалы для петрографии порфиритовой свиты р. р. Чхеримелы и Дзирулы.—Резюме на рус. яз.

131. ჩიხელიძე ს. სამეგრელო-აფხაზეთის ქლორნატრიუმის მინერალური წყაროების ფორმირების საკითხი.—შრომათა კრებული, გეოლ. და მინერალ. ინ-ტი, 1951, გვ. 471—495.—რეზიუმე რუს. ენ.—ბიბლიოგრ., 12 სხვ.

Чихелидзе, С. С. К вопросу формирования хлор-натриевых минеральных источников Мегрелии и Абхазии.—Резюме на рус. яз.

132. ჩიხელიძე ს. ძირულის მასივის გეოლოგიური ისტორია.—მათემატიკურ და საბუნებისმეტყველო მეცნიერებათა განყოფილების სამეცნიერო სესია 1941 წლის დეკემბრის 5 და 8. მუშაობის გეგმა და თეზისები.—თბ., 1941, გვ. 16—17.

Чихелидзе, С. С. Геологическая история Дзирульского массива.

133. Чихелидзе, С. С. Закономерности распространения минеральных вод Грузии.—XXVIII научная сессия отделения математических и естественных наук посвященная 25 летию Института Геологии и Минералогии. 28—30 декабрь 1950 года. План работы и тезисы докладов.—Тб., 1950, стр. 19—21.

ჩიხელიძე ს. კანონზომიერებანი საქართველოს მინერალურ წყლების გავრცელებაში.

134. Чихелидзе, С. С. Закономерности распространения минеральных вод Грузии.—Труды Геол. Ин-та, сер. геол., т. VII (XII), 1953, стр. 91—110.—Библиогр.: 14 назв.

ჩიხელიძე ს. კანონზომიერებანი საქართველოს მინერალურ წყლების გავრცელებაში.

135. ჩიხრაძე გ. (ასპირანტი). ტყიბულის რაიონის ფერადი წყების თიხების მინერალოგიისათვის.—ასპირანტთა და ახალგაზრდა მეცნიერ მუშაკთა VI სამეცნიერო კონფერენცია. 1955 წლის 25—29 აპრილს. მუშაობის გეგმა და მოხსენებათა თეზისები.—თბ., 1955, გვ. 98.

Чихрадзе, Г. А. (Аспирант). К минералогии глин пестроцветной свиты Ткибульского района.

136. Чихрадзе, Г. А. Литология пестроцветной свиты Ткибульско-Дамуисской полосы.—Автореферат дис. работы, предст. на совск. уч.

степени кандидата геол.-минерал. наук, — 1956, стр. 12. Ин-т Геол. и Минерал., 1956, — 100 экз. — На правах рукописи.

ჩიხრაძე, გ. ტყიბულ-მუხისის ზოლის ფერადი წყების ლითოლოგია. გეოლ. და მინერალ. მეცნ. კანდიდატის სამეცნ. ხარისხის მოსაპ. წარმ. სადისერტ. შრომის ავტორეფერატი.

137. Чхотуа, Г. Р. К петрографии древних основных и ультраосновных пород верховьев реки Кодора в Абхазии. — Тб., Изд-во ТГУ, Бюлл. Геол. Ин-т, т. 3, вып. 1, 1938, стр. 1—94. — Резюме на нем. яз. — Библиогр.: 44 назв.

Тчххотуа, Г. Zur Petrographie der Basischen und Ultrabasischen Gesteine im Oberkodorischen Gebiete in Abkhasien. — რეზიუმე გერმან. ენ.

138. ცაგარელი, ა. თრიალეთის ქედის ზედა ცარცული კონგლომერატების შესახებ. — შრომათა კრებული, გეოლ. და მინერალ. ინ-ტი, 1951 გვ. 371—378, — რეზიუმე რუს. ენ. — ბიბლიოგრ.: 1 სხწ.

Цагарели, А. О верхнемеловых конгломератах Триалетского хребта.

139. ცაგარელი, ა. საქართველოს ბელტი ცარცულში და იმ დროის სასარგებლო წარმოებები. — მათემატიკური და საბუნებისმეტყველო მეცნიერებათა განყოფილების სამეცნიერო სესია. 1941 წლის დეკემბრის 6—8. მუშაობის გეგმა და მოხსენებათა თეზისები. — თბ., 1941, გვ. 13—15.

Цагарели, А. Грузинская глыба в меловой период и полезные ископаемые того времени.

140. ცაგარელი, ა. საქართველოს ზედაცარცული ფაუნა. — გეოლ. ინ-ტის შრომები, გეოლ. სერია, ტ. V (X), 1949, გვ. 173—274, 2 ფ. ტაბ. — რეზიუმე რუს. ენ. — ბიბლიოგრ. 60 სხწ.

Цагарели, А. Верхнемеловая фауна Грузии. — Резюме на рус. яз.

141. ცაგარელი, ა. საქართველოს ცარცული ინოცერამები. — გეოლ. ინ-ტის შრომები, გეოლ. სერია, ტ. I (VI) 2, 1942, გვ. 93—205, 1 ნაი., 10 ტაბ. — რეზიუმე ფრ. ენ. — ბიბლიოგრაფია: 81 სხწ.

Tsagarély, A. Les inocérames crétacés de la Géorgie. — რეზიუმე ფრ. ენ.

142. ცაგარელი, ა. ტურონულის ტრანსგრესიულობის საკითხი დასავლეთ საქართველოში. — მათემატიკური და საბუნებისმეტყველო მეცნიერებათა განყოფილების XIV სამეცნიერო სესია. 1944 წლის იანვრის 3—4, მუშაობის გეგმა და მოხსენებათა თეზისები. — თბ., 1947, გვ. 6—7.

Цагарели А. К вопросу трансгрессивности тулона Западной Грузии.

143. Цагарели, А. Л. Верхний мел Грузии. — Автореферат дисс. работы, предст. на соиск. уч. степени доктора геол.-минерал. наук. — Ин-т Геол. и минерал. и Груз. орл. Труд. Кр. Знам. Политехн. Ин-т Им. С. М. Кирова, — Типолитогр. Груз. Политехн. Ин-та им. С. М. Кирова, 1951, стр. 37—100 экз. — На правах рукописи.

ცაგარელი, ა. საქართველოს ზედა ცარცი. გეოლ. და მინერალ. მეცნ. დოქტორის სამეცნ. ხარისხის მოსაპ. წარმ. სადისერტ. შრომის ავტორეფერატი.

144. შაგარელი, А. Верхний мел Грузии., 1954, стр. 462, 9 тбл., Ин-т Геол. и Минерал., монографии, № 5, —Библиогр.: 243 назв.

ც ა გ ა რ ე ლ ი, ა. საქართველოს ზედა ცარცი.

145. ც ე რ ც ვ ა ძ ე, ნ. (ასპირანტი). კატიონური გაცვლის როლი მდინარე გუჯარეთის წყლის ხეობის მინერალური წყლების ფორმირებაში. — ასპირანტთა და ახალგაზრდა მეცნიერ მუშაკთა VI სამეცნიერო კონფერენცია. 1955 წლის 25—29 აპრილს. მუშაობის გეგმა და მოხსენებათა თეზისები. — თბ., 1955, გვ. 104—106.

Церцвадзе, Н. (аспирант). Роль катионного обмена в формировании минеральных вод Гуджаретского ущелья.

146. ფ ო ფ ხ ა ძ ე, მ. საქართველოს ზედა ცარციული მხარეთეზიანები. — შრომათა კრებული, გეოლ. და მინერალ. ინ-ტი, 1951, გვ. 251—254, 1 ცხრ. — რეზიუმე რუს. ენ. — ბიბლიოგრ.: 8 სხწ.

Попхадзе, М. В. Верхнемеловые плеченюгие Грузии. — Резюме на рус. яз.

147. ჭ ე ლ ი ძ ე, გ. დუბის შრეების ზოგი ორსაგდულიანი. — გეოლ. ინ-ტის შრომები, გეოლ. სერია, ტ. VI (XI), 1952, გვ. 81—135, 5 ტაბ. — რეზიუმე რუს. ენ. — ბიბლიოგრ.: 25 სხწ.

Челидзе, Г. Ф. Некоторые двустворчатые дуабских слоев. — Резюме на рус. яз.

148. ჭ ე ლ ი ძ ე, გ. თბილისის რაიონის შუა მიოცენის ქვედა ნაწილის ფაციესები და სტრატეგრაფია. — შრომათა კრებული, გეოლ. და მინერალ. ინ-ტი, 1951, გვ. 379—385. — რეზიუმე რუს. ენ. — ბიბლიოგრ.: 8 სხწ.

Челидзе, Г. Ф. Фации и стратиграфия нижней части среднего миоцена Тбилисского района. — Резюме на рус. яз.

149. ჭ ე ლ ი ძ ე, გ. მტკვრის ხეობის გეოლოგიური აგებულება ქ. რუსთავსა და წითელ ხიდს შუა. — გეოლ. ინ-ტის შრომები, გეოლ. სერია, ტ. VIII (XIII), 1955, გვ. 181—215. — რეზიუმე რუს. ენ. — ბიბლიოგრ.: 25 სხწ.

Челидзе, Г. Ф. Геологическое строение долины р. Мтквари (Курь) между г. Рустави и Красным мостом. — Резюме на рус. яз.

150. ჰ ა ი ნ, В. Е. К истории геологического развития Куринской впадины. — Сборник трудов, Ин-т Геол. и Минерал., 1951, стр. 437—408. — Библиогр.: 35 назв.

ხ ა ი ნ ი, ვ. მტკვრის დებრესიის გეოლოგიურ განვითარების ისტორიისათვის.

151. ჰ ა რ ა თ ი შ ვ ი ლ ი, Г. Д. Фауна сакараульского горизонта и ее возраст. — 1952, стр. 278, 16 л. тбл., Ин-т Геол. и Минерал., Монографии № 4. — Библиогр.: 212 назв.

ხ ა რ ა ტ ი შ ვ ი ლ ი, გ. საყარაულოს ჰორიზონტის ფაუნა და მისი ასაკი.

152. ხ ა რ ა შ ვ ი ლ ი, გ. ალაზანგალმა კახეთის მაგმური ქანები. — შრომათა კრებული, გეოლ. და მინერალ. ინ-ტი, 1951, გვ. 171—190 — პარალ. ტექსტი რუს. ენ. — ბიბლიოგრ.: 18 სხწ.

Харашвили, Г. И. Изверженные породы Заалазанской Кавхетии. — Парал. текст на рус. яз.

153. ხ მ ა ლ ა ძ ე, ი. იალბუზის მადნიანი ველის პეტროგრაფიისათვის.—ასპირანტთა და ახალგაზრდა მეცნიერ მუშაკთა VII სამეცნიერო კონფერენცია, 1956 წლის 21—31 მაისს, მუშაობის გეგმა და მოხსენებათა თეზისები.—თბ., 1956, გვ. 107—109.

Х м а л а д з е, И. К петрографии Эльбрусского рудного поля.

154. ხ უ ქ უ ა, მ. ნორიოს რაიონის ოლიგოცენური ნალექების ლითოლოგიის შესახებ.—შრომათა კრებული, გეოლ. და მინერალ. ინ-ტი, 1951, გვ. 191—196.—რეზიუმე რუს. ენ.—ბიბლიოგრ.: 2 სხწ.

Х у ч у а, М. Ф. К литологии олигоценых отложений Норийского района.—Резюме на рус. яз.

155. Д з в е л а я, М. Ф. К вопросу о продолжении антиклинали Сатанджио в сторону Мегрелии.—Сборник трудов, Ин-т Геол. о Минерал., 1951, стр. 419—420.—Библиогр.: 1 назв.

ძ ვ ე ლ ა ი ა, მ. სატანჯიოს ანტიკლინის სამეგრელოსკენ გაგრძელების საკითხისათვის.

156. ძ ო წ ე ნ ი ძ ე, გ. პროფ. არსებობს თუ არა თბილისის მიდამოებში ჩამქრალი ვულკანები. თბილისში წაკითხული საჯარო ლექციის სტენოგრაფია.—თბ., სტამბა „ზარა ვოსტოკა“, 1956, გვ. 27 საქ. სსრ პოლიტ. და მეცნ. ცოდნის გამავრც. საზ-მა, 3000 ც.

Д з о ц е н и д з е, Г. Проф. Есть ли вулканы в окрестностях г. Тбилиси. Стенограмма лекции прочитанной публично в г. Тбилиси.

157. ძ ო წ ე ნ ი ძ ე, გ. დასავლეთ საქართველოს იურული ნალექების მასალის სადაურობისათვის.—მათემატიკურ და საბუნებისმეტყველო მეცნიერებათა განყოფილების სამეცნიერო სესია, 1941 წლის დეკემბრის 6—8. მუშაობის გეგმა და მოხსენებათა თეზისები.—თბ., 1941, გვ. 12—13

Д з о ц е н и д з ე, Г. К вопросу о происхождении материала юрских отложений Западной Грузии.

158. ძ ო წ ე ნ ი ძ ე, გ. მაგმური მოვლენების განვითარება ქუთაისის რაიონში.—შრომათა კრებული, გეოლ. და მინერალ. ინ-ტი, 1951, გვ. 49—59.—რეზიუმე რუს. ენ.—ბიბლიოგრ.: 7 სხწ.

Д з о ц е н и д з ე, Г. С. Развитие магматических явлений в кутаисском районе.—Резюме на рус. яз.

159. ძ ო წ ე ნ ი ძ ე, გ. მასალები პორფირიტული წყების პეტროგრაფიისათვის (ზემო რაქა და სამხრეთ ოსეთი),—თბ., თ. ს. უნ-ტის გამ-ბა, საქ. გეოლ. ინ-ტის მოამბე, ტ. 3, ნაკვ. 3, 1938, გვ. 197—360.—რეზიუმე რუს. და ფრ. ენ.—ბიბლიოგრ.: 74 სხწ.

Д з о ц е н и д з ე, Г. С. Материалы к петрографии порфиритовой серии (Верхняя Рача и Юго-Осетия).—Резюме на рус. и фр. яз.

160. ძ ო წ ე ნ ი ძ ე, გ. საქართველოს მიოცენისწინა ძველი ვულკანოგენური წყებები და მათი კავშირი ძირითად გეოტექტონიკურ ერთეულებთან.—მათემატიკურ და საბუნებისმეტყველო მეცნიერებათა განყოფილების XIV სამეცნიერო სესია. 1944 წლის იანვრის 3—4, მუშაობის გეგმა და მოხსენებათა თეზისები.—თბ., 1947, გვ. 11—12.

Д з о ц е н и д з ე, Г. Древние домиоценовые вулканогенные свиты Грузии и их связь с основными геотектоническими единицами.

161. Дзоценидзе, Г. С. Задачи литологии осадочных образований Грузии.—XXVIII научная сессия отделения математических и естественных наук, посвященная 25-летию Института Геологии и Минералогии, 28—30 декабрь 1950 года. План работы и тезисы докладов.—Тб., 1950, стр. 8—10.

ძოწენიძე, გ. საქართველოს დანალექი წარმონაქმნების ლითოლოგიის ამოცანები.

162. Дзоценидзе, Г. С. Домноценовый эффузивный вулканизм Грузии.—1948, стр. 407, 1 сх., 3 диаг. Ин-т Геологии и Минералогии, монографии, 1.—Библиогр.: 392 назв.

ძოწენიძე, გ. მიოცენამდელი ეფუზიური ვულკანიზმი საქართველოში.

163. Дзоценидзе, Г. С. Задачи литологии осадочных образований Грузии.—Труды Геол. Ин-та, серия геол., т. VII (XII), 1953, стр. 29—40.—Библиогр.: 6 назв.

ძოწენიძე, გ. საქართველოს დანალექი წარმონაქმნების ლითოლოგიის ამოცანები.

164. ძოწენიძე, გ. და სხირტლაძე, ნ. ახალი მასალები ქვედალიოსური ვულკანოგენური წყების პეტროგრაფიისათვის.—გეოლ. ინ-ტის შრომები, მინ.-პეტრ. სერია, ტ. II, 1950, გვ. 149—160.—რეზიუმე რუს. ენ.—ბიბლიოგრ. 6 სხწ.

Дзоценидзе, Г. С. и Схиртладзе, Н. И. Новые данные о петрографии нижелейасовой вулканогенной толщи Грузии.—Резюме на рус. яз.

165. ძოწენიძე, გ., სხირტლაძე, ნ. და ჩეჩელაშვილი, ი. ძირულის მასივის ლიასური ნალექების ლითოლოგია.—გეოლ. ინ-ტის შრომები, მინ.-პეტრ. სერია, ტ. III, 1953, გვ. 107—187.—რეზიუმე რუს. ენ.—ბიბლიოგრ.: 15 სხწ.

Дзоценидзе, Г., Схиртладзе, Н. и Чечелашвили, И., Литология лейасских отложений Дзирульского массива.—Резюме на рус. яз.

166. ძოწენიძე, გ., სხირტლაძე, ნ. და ჩეჩელაშვილი, ი. ძირულის მასივის ლიასური ნალექების მკვებავი სუბსტრატის ლითოლოგიის შესახებ.—გეოლ. ინ-ტის შრომები, მინ.-პეტრ. სერია, ტ. II, 1950, გვ. 161—187.—რეზიუმე რუს. ენ.—ბიბლიოგრ. 8 სხწ.

Дзоценидзе, Г., Схиртладзе, Н. и Чечелашвили, И. О литологии питающей области лейасских осадков Дзирульского массива.—Резюме на рус. яз.

167. Дзоценидзе Г. С., Схиртладзе, Н. И. и Чечелашвили, И. Д. Литология батских отложений Окрибы.—1956, стр. 188, 7 тбл., Геологический Ин-т, Монографии, № 7.—Библиогр., 27 назв.

ძოწენიძე, გ., სხირტლაძე, ნ. და ჩეჩელაშვილი, ი. ოკრიბის ბათური ნალექების ლითოლოგია.

168. ჯავახიშვილი, შ. მინდვრის შპატისა და კვარცის კანონზომიერი შენაზარდის გენეზისის საკითხებისათვის.—ასპირანტთა და ახალგაზრდა მეცნიერ მუშაკთა IV სამეცნიერ კონფერენცია, 1953 წლის 21—24 აპრილი. მუშაობის გეგმა და მოხსენებათა თეზისები.—თბ., 1953, გვ. 72—74.

Джавахишвили, Ш. К вопросу генезиса закономерного сростания полевого шпата с кварцем.

169. Джавахишвили, Ш. И. (аспирант). Петрография и геологическое строение восточной части Локского массива.—Автореферат диссертации, предст. на соиск. уч. степени кандидата геол.-минерал. наук, 1952, стр. 15. Ин-т Геол. и Минерал., типолитограф. изд-ва ТГУ им. Сталина. 100 экз.—На правах рукописи.

ჯავახიშვილი, შ. (ასპირანტი). ლოქის მასივის აღმოსავლეთ ნაწილის პეტროგრაფია და გეოლოგიური აგებულება.—გეოლ. და მინერალ. მეცნ. კანდიდატის სამეცნ. ხარისხის მოსაპ. წარმ. სადისერტ. შრომის ავტორეფერატი.

170. ჯანელიძე, ალ. გეოლოგია თბილისის უნივერსიტეტში, — თბ., თ. ს. უნ-ტის გამ-ბა, საქ. გეოლ. ინ-ტის მოამბე, ტ 3, ნაკვ. 2, 1938, გვ. 97 — 128.

Джанелидзе, А. И. Геология в Тбилиском университете.

171. ჯანელიძე, ალ. კონტინენტები და მათი წარმოშობა.—1955, 98 გვ., გეოლ. და მინერალ. ინ-ტი, მეცნ.-პოპულარ. სერია, 3000 ც.

Джанелидзе, А. Континенты и их происхождение.

172. ჯანელიძე, ა. კუმისის ტაფობის გენეზისი.—გეოლ. ინ-ტის მოამბე, გეოლ. სერია, ტ. VIII (XIII), 1955, გვ. 89—96.—ბიბლიოგრ.: 2 სსწ.

Джанелидзе, А. Генезис Кумисской котловины.

173. ჯანელიძე, ალ. საქართველოს ბელტის პრობლემა.—მათემატიკურ და საბუნებისმეტყველო მეცნიერებათა განყოფილების სამეცნიერო სესია. 1941 წლის დეკემბრის 6—8. მუშაობის გეგმა და მოხსენებათა თეზისები.—თბ., 1941, გვ. 4—6.

Джанелидзе, А. Проблема Грузинской глины.

174. ჯანელიძე, ა. საქართველო ნახევარმილიონიანი გეოლოგიური რუკის შედგენის ამოცანები.—მათემატიკურ და საბუნებისმეტყველო მეცნიერებათა განყოფილების XIV სამეცნიერო სესია. 1944 წლის იანვრის 3—4, მუშაობის გეგმა და მოხსენებათა თეზისები.—თბ., 1947, გვ. 3—4.

Джанелидзе, А. Задачи составления полумиллионной геологической карты Грузии.

175. ჯანელიძე, ა. ქვანახშირის ტყიბულის საბადო.—მათემატიკურ და საბუნებისმეტყველო მეცნიერებათა განყოფილების XXII სამეცნიერო სესია, მუშაობის გეგმა და მოხსენებათა თეზისები.—თბ., 1947, გვ. 7—8.

Джанелидзе, А. Ткибульское каменноугольное месторождение.

176. Джанелидзе А. И. Геологические наблюдения в Окрибе и смежных частях Рачи и Лечхума.—Тб., Изд-во Груз. Фил. Акад. Наук СССР, 1940, 408 стр., 2 карты, 2 разр. — Резюме на франц. яз.—Библиогр.: 113 назв.

Djanélidzé, A. Recherches géologiques dans l'Okriba et les parties adjacentes du Radcha et du Letchkhoun.—Резюме на француз. яз.

177. Джанелидзе, А. И. Территория Грузии в системе альпийского орогена.—XXVIII научная сессия отделения математических и естественных наук, посвященная 25-летию Института Геологии и минералогии. 28—30

декабрь 1950 года. План работы и тезисы докладов. — Тб., 1950, стр. 25 — 26.

ჯანელიძე, ა. საქართველოს ტერიტორია ალპურ ოროგენის სისტემაში.

178. Джanelidze, А. И. Территория Грузии в системе альпийского срогена. — Труды Геол. Ин-та, сер. геол., т. VII (XII), 1953, стр. 121—129. — Библиогр.: 19 назв.

ჯანელიძე, ა. საქართველოს ტერიტორია ალპურ ოროგენის სისტემაში.

179. Djanelidzé, A. Les ammonites jurassiques de Tsessi.—Bull. de l'Inst. Géol. de Géorgie, Vol. 1, fasc. 1, 1932, p. 1 — 34 (Matériaux pour la géologie du Radcha).—თბ., პოლიგრაფტრესტის 1 სტამბა.—ბიბლიოგრ.: 133 სხწ.

ჯანელიძე, ა. წესის იურული ამონიტები.—(მასალები რაჭის გეოლოგიისათვის).

180. Djanelidze, A. La faune jurassique de Kortha et son âge.—Bull de l'Inst. Géol. de Géorgie, Vol. 1, fasc. 1, 1932, p. 35 — 80, 10 pl. (Matériaux pour la géologie du Radcha).—თბ. პოლიგრაფტრესტის 1 სტამბა.—ბიბლიოგრ.: 133 სხწ.

ჯანელიძე, ა. ქორთის იურული ფაუნა და მისი ასაკი (მასალები რაჭის გეოლოგიისათვის).

181. ჯანელიძე, ა., სხირტლაძე, ნ. და რუბინშტეინი, მ. თბილისის ეოცენის არეულწრებრივი კონგლომერატების შესახებ.—გეოლ. ინ-ტის შრომები. გეოლ. სერია, ტ. VIII (XIII), 1955, გვ. 97—112, 8 ტაბ., — ბიბლიოგრ.: 9 სხწ.

Джанелидзе, А., Схиртладзе, Н. и Рубинштейн, М. О конгломератах запутанного напластования тбилисского эоцена.

182. ჯანელიძე, ა. თარხნული პორიზონტის სტრატиграფიული მდებარეობის საკითხისათვის.—შრომათა კრებული, გეოლ. და მინერალ. ინ-ტი, 1951, გვ. 387—389.—რეზიუმე რუს. ენ.—ბიბლიოგრ.: 5 სხწ.

Джанелидзе, О. К вопросу стратиграфического положения тарханского горизонта.—Резюме на рус. яз.

აღწერილი პერიოდული გამოცემებისა და კრებულების

ს ი ა

საქართველოს გეოლოგიური ინსტიტუტის მოამბე.—თბ. პოლიგრაფტრესტის 1 სტამბა.

- ტ. I, ნაკვ. 1, 1932,
- " I, " 2, 1933,
- " I, " 3, 1934.

საქართველოს გეოლოგიური ინსტიტუტის მოამბე.—თბ. სსრკ მეცნ. აკად. საქ. ფილიალის და ტფ. ს. უნ-ტის გამ-მა.

- ტ. II, ნაკვ. 1.
- ტ. II, ნაკვ. 2, 1937,

საქართველოს გეოლოგიური ინსტიტუტის მოამბე. — თბ. ს. უნ-ტის გამ-ბა.

ტ. II, ნაკ. 3, 1937.

საქართველოს გეოლოგიური ინსტიტუტის მოამბე. — თბ. გამ-ბა „ტექნიკა და შრომა“.

ტ. III, ნაკ. 1, 2, 3, 4, 1938.

საქართველოს გეოლოგიური ინსტიტუტის მოამბე. — თბ. ს. უნ-ტის გამ-ბა.

ტ. IV, ნაკ. 1, 2, 1938.

საქართველოს გეოლოგიური ინსტიტუტის მოამბე. — თბ. სსრკ მეცნ. აკად. საქ. ფილ. გამ-ბა.

ტ. V, 1940. (Джапелидзе А., проф., Геологические наблюдения в Окрибе и в смежных частях Рачи и Лечхума).

გეოლოგიური ინსტიტუტის შრომები, გეოლ. სერია, თბ.

ტ. I (VI)₁, 1942,

ტ. V (X), 1949,

„ I (VI)₂, 1942,

„ VI (XI), 1952,

„ I (VI)₃, 1942,

„ VII (XII), 1953,

„ II (VII)₁, 1944,

„ VIII (XIII), 1955,

„ II (VII)₂, 1945,

„ IX (XIV), ნაკვ. 1, 1955,

„ III (VIII), 1947,

„ IX (XIV), ნაკვ. 2, 1956.

„ IV (IX)_{1, 2}, 1948,

„ IV (IX)₃, 1948,

გეოლოგიური ინსტიტუტის შრომები, მინ.-პეტროგრ. სერია. — თბ.

ტ. I₁, 1943,

ტ. II, 1950,

ტ. I₂, 1948,

ტ. III, 1953.

შრომათა კრებული. — კრებული მიძღვნილია გეოლოგიის და მინერალოგის ინსტიტუტის დირექტორის, საქართველოს სსრ მეცნიერებათა აკადემიის ხამდვილი წევრის, პროფ. ალექსანდრე ჯანელიძისადმი ინსტიტუტის არსებობის 25 წლისთავთან დაკავშირებით. — გეოლ. და მინერალოგიის ინ-ტი, 1951, გვ. 495, 1 პორტრ., 4 ტაბ., 2 ჩ. ფ., ქართ. და რუს. ენ.

მათემატიკურ და საბუნებისმეტყველო მეცნიერებათა განყოფილების სამეცნიერო სესია. 1941 წლის დეკემბრის 6 და 8. მუშაობის გეგმა და მოხსენებებია თეზისები. თბ. 1941.

მათემატიკურ და საბუნებისმეტყველო მეცნიერებათა განყოფილების XIV სამეცნიერო სესია.

1944 წლის იანვრის 3—4. მუშაობის გეგმა და მოხსენებებია თეზისები. თბ., 1944, 14 გვ.

მათემატიკურ და საბუნებისმეტყველო მეცნიერებათა განყოფილების XXII სამეცნიერო სესია მუშაობის გეგმა და მოხსენებებია თეზისები. თბ., 1947, 23 გვ.

სამეცნიერო სესია მიძღვნილი დიდი ოქტომბრის სოციალისტური რევოლუციის 30 წლისთავისადმი. 1947 წლის 14 და 15 ნოემბერი. მუშაობის გეგმა და მოხსენებებია თეზისები. თბ. 1947, 29 გვ.

მათემატიკისა და ბუნებისმეტყველების მეცნიერებათა განყოფილების XXVIII სამეცნიერო სესია მიძღვნილი გეოლოგიის და მინერალოგიის ინსტიტუტის 25 წლისთავისადმი. 1950 წლის დეკემბრის 28—30. მუშაობის გეგმა და მოხსენებათა თეზისები. თბ., 1950, 26 გვ.

ასპირანტთა და ახალგაზრდა მეცნიერ მუშაკთა III სამეცნიერო კონფერენცია, 1952 წლის 27—30 მაისი. მუშაობის გეგმა და მოხსენების თეზისები. თბ., 1952, 105 გვ.

ასპირანტთა და ახალგაზრდა მეცნიერ მუშაკთა IV სამეცნიერო კონფერენცია. 1953 წლის 21—24 აპრილი. მუშაობის გეგმა და მოხსენებათა თეზისები. თბ., 1953, 149 გვ.

ასპირანტთა და ახალგაზრდა მეცნიერ მუშაკთა VI სამეცნიერო კონფერენცია. 1955 წლის 25—29 აპრილს. მუშაობის გეგმა და მოხსენებათა თეზისები. თბ., 1955, გვ. 207.

ასპირანტთა და ახალგაზრდა მეცნიერ მუშაკთა VII სამეცნიერო კონფერენცია. 1956 წლის 21—31 მაისს. მუშაობის გეგმა და მოხსენებათა თეზისები. თბ., 1956, 195 გვ.

С П И С О К

описанных периодических изданий и сборников

Бюллетень Геологического Института Грузии.—Тб. 1-ая типогр. Полиграфтреста.

- т. I, вып. 1, 1932,
- „ I, „ 2, 1933,
- „ I, „ 3, 1934.

Бюллетень Геологического Института. Грузии.—Тб. Изд-ние Груз. фил. Акад. наук СССР и Тб. Гос. Ун-та.

- т. II, вып. 1.
- „ II, „ 2, 1937,

Бюллетень Геологического института Грузии.—Тб. Изд-во Тб. Гос. Ун-та.

- т. II, вып. 3, 1937,

Бюллетень Геологического Института Грузии.—Тб. Из-во „Техника და შრომა“. т. III, вып. 1, 2, 3, 4, 1938

Бюллетень Геологического Института Грузии.—Тб. Изд-во Тб. Гос. Ун-та. т. IV, вып. 1, 2, 1938.

Бюллетень Геологического Института Грузии.—Тб. Изд-во Груз. фил. Академии Наук СССР.

т. V, 1940 (Джанелидзе А., профессор, Геологические наблюдения в Окрибе и в смежных частях Рачи и Лечхума).

Труды Геологического Института. геол. серия.—Тб.

- | | |
|----------------------------------|----------------------------------|
| т. I (VI) ₁ , 1942, | т. II (VII) ₂ , 1945, |
| т. I (VI) ₂ , 1942, | т. III (VIII), 1947, |
| т. I (VI) ₃ , 1942, | т. IV (IX) 1, 2, 1948, |
| т. II (VII) ₁ , 1944, | т. IV (IX) ₃ , 1948. |

- | | |
|---------------------|----------------------------|
| ტ. V (X), 1949, | ტ. VIII (XIII), 1955, |
| ტ. VI (XI), 1952, | ტ. IX (XIV), წიგ. 1, 1955, |
| ტ. VII (XII), 1953, | ტ. IX (XIV), წიგ. 2, 1956. |

Труды Геологического Института, сер. минералого-петрографическая.—Тб.

- | | |
|---------------------------|---------------|
| ტ. I ₁ , 1943, | ტ. II, 1950, |
| ტ. I ₂ , 1948, | ტ. III, 1953. |

Сборник трудов.—Сборник посвящается директору Института Геологии и Минералогии, действ. члену Академии наук Грузинской ССР, проф. Александру Илларионовичу Джанелидзе в связи с 25-летием Института.—Ин-т Геол. и Минерал., 1951, стр. 495, 1 портрет, 4 табл., 2 вкл. л.,—на груз. и рус. яз.

Научная сессия отделения математических и естественных наук. 1941 год 6 и 8 декабря. План работы и тезисы докладов.

XIV научная сессия отделения математических и естественных наук. План работы и тезисы докладов. Тб., 1944, 14 стр.—на груз. яз.

XXII научная сессия отделения математических и естественных наук. План работы и тезисы докладов. Тб., 1947, 23 стр.—на груз. и рус. яз.

Научная сессия, посвященная 30-летию Октябрьской Социалистической Революции. 14 и 15 ноября 1947 года. План работы и тезисы докладов. Тб., 1947, 29 стр.—на груз. и рус. яз.

III Научная конференция аспирантов и молодых научных работников 27—30 мая 1952 года. План работы и тезисы докладов Тб., 1952, 105 стр.—на груз. и рус. яз.

IV Научная конференция аспирантов и молодых научных работников 21—24 апреля 1953 года. План работы и тезисы докладов. Тб., 1953, 149 стр.

VI Научная конференция аспирантов и молодых научных работников 25—29 апреля 1955 года. План работы и тезисы докладов. Тб., 1955, 207 стр.

VII Научная конференция аспирантов и молодых научных работников 21—31 мая 1956 года. План работы и тезисы докладов. Тб., 1956, 195 стр.

ავტორთა სპიობები

აბაქელია მ. 1
 ადამია შ. 2, 3
 ავალიშვილი პ. 31
 ბელიანიძე დ. 4
 ბენდუქიძე ნ. 5—7
 ბუაჩიძე ი. 8, 9
 ბულიაშვილი დ. 10
 გაბუნია კ. 13
 გაბუნია ლ. 11, 12
 გამყრელიძე პ. 13—23
 გვახარია გ. 24—28

გორბუნოვი ს. 29
 დვალი თ. 30
 მდილაშვილი ვ. 31, 32
 ერისთავი მ. 33—40
 ვეზირიშვილი ე. 41
 ჯარიძე გ. 42—49
 ზესაშვილი ვ. 50—52, 89
 ზუზბაია ვ. 53
 თათრიშვილი ნ. 46—49, 54, 55
 თვალჭრელიძე ა. 56, 57
 თოფურია პ. 58

ივანიცკი თ. 59—62
 იოსელიანი ნინო 63, 64
 კაჭარავა ივ. 65—76
 კაჭარავა მ. 77
 კახაძე ი. 78—89
 კილასონია პ. 90, 91
 კოტეტიშვილი ვ. 92
 კოტრიკაძე ნ. 93
 კოლოშვილი ლ. 94
 ლეჟინაძე რ. 32
 მალრაძე ვ. 95
 მიქელაძე ა. 96
 მრეველიშვილი ნ. 97, 98
 ნუსტუბიძე ქ. 99—102
 ოთხმეზური ს. 103
 პაფუნგოლცი კ. 104
 პეტროვი ვ. 4
 პხელნიცევი ვ. 106
 რენგარტენი ვ. 107
 როყვა მ. 108, 124
 რუბინშტეინი მ. 109, 181
 რუხაძე ი. 110—112
 ხეფაშვილი ო. 114
 სხირტლაძე ნ. 115—117, 164—167,
 181.

უზნაძე მ. 118—121
 ქომეთიანი გ. 122, 123
 უახახაშვილი თ. 124
 ჩეჩელაშვილი ი. 165—167
 ჩიქოვანი ა. 125—127
 ჩიხელიძე ს. 23, 128—134
 ჩიხრაძე გ. 135, 136
 ჩხატუა გ. 137
 ცაგარელი ა. 39, 40, 138—144
 ცერცვაძე ნ. 145
 ფოდხაძე მ. 146
 შელიძე გ. 147—149
 ხაინი ვ. 150
 ხარატიშვილი გ. 151
 ხარაშვილი გ. 152
 ხმალაძე ი. 153
 ხუჭუა მ. 154
 ძველაია მ. 155
 ძოწენიძე გ. 156—167
 ჯავახიშვილი ნ. 168, 169
 ჯანელიძე ალ. 170—181
 ჯანელიძე ო. 182

НАУЧНАЯ СЕССИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА АКАДЕМИИ НАУК ГРУЗИНСКОЙ ССР

(14 — 23 октября 1955 года)

С 14 по 23 октября 1955 года состоялась научная сессия Геологического института Академии Наук Грузинской ССР, посвященная в основном вопросам тектоники территории республики.

На сессии в качестве докладчиков, наряду с сотрудниками Института, выступили также представители других геологических организаций Грузии.

Сессия открылась вступительным докладом директора Института академика АН ГССР, профессора А. И. Джанелидзе — «Развитие тектонических исследований в Грузии».

Далее были заслушаны следующие доклады:

члена-корреспондента АН ГССР, профессора П. Д. Гамкрелидзе — «Основные черты тектонического строения Грузии»,

доктора наук, профессора А. Г. Лалиева — «К вопросу геотектонической природы Колхидской низменности»,

кандидата наук Д. А. Булейшвили и инж.-геол. О. А. Сепашвили — «О тектоническом развитии Гаре-Кახети и смежных районов»,

кандидата наук Н. И. Мрвлишвили — «Геологическое строение предгорий Большого Кавказа в районе Душети»,

академика АН ГССР, профессора А. И. Джанелидзе и кандидата наук, доцента М. М. Рубинштейна — «Геологическое строение юго-восточной части Кахетинского хребта»,

академика АН ГССР, профессора Г. С. Дзопенидзе — «Условия образования юрских углей Грузии в связи с ее тектоническим развитием»,

доктора наук, профессора Г. М. Заридзе — «Магматизм Грузии в связи с ее тектоническим развитием»,

кандидата наук, доцента М. М. Рубинштейна — «Опыт геологической интерпретации сейсмических данных по территории Грузии»,

члена-корреспондента АН ГССР, профессора И. Р. Нахадзе, доктора наук профессора А. Л. Цагарели, кандидатов наук К. Ш. Нуцубидзе и В. И. Зесашвили — «Нижне- и среднеюрские отложения западной части северного склона Кавказа и их сопоставление с разновозрастными отложениями Грузии»,

доктора наук М. С. Эристави — «Сопоставление нижнемеловых отложений Грузии и смежных областей альпийской зоны юга СССР»,

академика АН ГССР, профессора И. В. Качарава—«Сопоставление палеогеновых отложений Грузии, Азербайджана и Армении».

Полные тексты перечисленных докладов напечатаны в настоящем томе «Трудов» Института.

Заседания сессии чередовались с экскурсиями, которые были проведены по следующим маршрутам: Тбилиси—Гори—Атенское ущелье—Тбилиси; Тбилиси—Цалка—Манглиси—Тбилиси; Тбилиси—Млети—Тбилиси и Тбилиси—Телави—Гурджаани—Тбилиси. К экскурсиям были выпущены литографированные путеводители со схематическими геологическими картами и профилями. Возглавляли экскурсии А. И. Джанелидзе, П. Д. Гамкрелидзе, И. В. Качарава и А. Г. Лалиев.

На заседаниях сессии присутствовало в среднем более 150 человек, а в экскурсиях приняли участие около 100 человек. Сессия вызвала живой интерес у геологической общественности Грузии, в ее работе участвовали представители научных учреждений республик Закавказья, а также Москвы и Ленинграда.

По поводу заслушанных докладов развернулись оживленные прения, в которых приняли участие И. В. Бакрадзе, М. С. Эристави, Ю. А. Косыгин, В. Е. Хаин, Э. Ш. Шихалибеги, Г. С. Дзопенидзе, Е. И. Бюс, К. Н. Паффенгольц, А. Е. Бенделиани, Г. П. Багдасарян, В. Л. Маградзе, Е. К. Вахания, Г. А. Твалчрелидзе и другие.

Работа, проделанная сессией, была подытожена в заключительном выступлении А. И. Джанелидзе.

А. И. ДЖАНЕЛИДZE

НАПРАВЛЕНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В ГРУЗИИ

(Вступительный доклад)

Тт., известно, что и в области геологической науки Октябрьская революция является исторической вехой. Поскольку дело касается геологического изучения Кавказа и, в частности, территории Грузии, здесь, помимо невиданного разворота геологических работ на службе плановому социалистическому строительству, нужно отметить два обстоятельства, имевшие особенно важное значение:

Во-первых, геологическое отделение Кавказского горного управления, которому до Октября всецело предоставлялась задача геологического изучения Кавказа, прекратило свою деятельность. На смену ему пришли центральные учреждения и, в первую очередь, б. Геологический комитет. Он выделил специальную Кавказскую секцию и приступил к систематическому изучению геологического строения и природных богатств нашего края. Крупные заслуги в этом деле В. П. Ренгартена, Б. Ф. Мефферта, И. Г. Кузнецова, Г. П. Агалина и др. хорошо известны. Я упоминаю только тех, кто работал в Грузии.

С другой стороны Геологический институт АН СССР в лице почетного члена Грузинского геологического общества Ф. Ю. Левинсон-Лессинга и позднее Д. С. Белянкина и его постоянного сотрудника В. П. Петрова приступил к изучению магматических пород Грузии, а группа С. С. Кузнецова изучала геологическое строение некоторых районов республики.

Несколько позднее ряд геологов Института нефти, сначала под руководством Н. А. Кудрявцева, а затем Н. Б. Вассоевича и М. И. Варенцова взялся за изучение третичных отложений Восточной Грузии, а также нефтеносных районов Гурии.

Работа названных и ряда других высококвалифицированных исследователей совершенно преобразовала многие более ранние представления о геологическом прошлом и геологическом строении территории Грузии и дала геологической карте страны вполне современный вид.

Другое обстоятельство, на которое я хочу обратить Ваше внимание, это появление в Грузии, как и в других союзных республиках, местных геологических исследовательских учреждений. Доля последних в общей работе в начале была незначительна, но она неизменно возрастала и в настоящее время имеет превалирующее значение.

Я не намерен касаться выдающихся результатов, достигнутых за последние три с лишним десятилетия московскими и ленинградскими исследователями геологии Грузии—такая задача выходит далеко за пределы настоящего доклада,—я остановлюсь лишь на работе геологов

Грузии, да и то лишь в части тектонических исследований. И даже в этой сравнительно узкой области моя задача будет состоять не в том, чтобы подвести итоги этой работы, а в попытке иллюстрировать несколькими соответственно подобранными примерами общий ее характер, общий ее стиль. Слушатели да простят мне, что примеры я возьму не наиболее яркие, а наиболее близко мне знакомые.

Начну с дизъюнктивной тектоники. Грузинские геологи начали свою работу в период увлечения крупными региональными построениями в этой области. Но им приходилось работать не над разрешением общих геологических проблем, а над практическими вопросами, интересовавшими народнохозяйственные организации республики. Поэтому основное требование, которое они предъявляли к своей работе, это была точность наблюдений. Они считали, что тектонические разрывы являются не только средством интерпретации сложных структурных соотношений, но прежде всего объектом непосредственного наблюдения, который для того, чтобы служить средством убедительного объяснения других явлений, должен быть сам тщательно изучен.

Такой подход к вопросу дал неожиданные результаты: не один региональный разрыв был навсегда снят с геологической карты Грузии. Но результаты были не только отрицательные. Затруднения, встретенные на строительстве Рионгэса и Храмгэса, дали основание заключить, что некоторые нарушения, трактовавшиеся как тектонические сбросы, являются оползнями и скольжениями. Такая точка зрения встретила резко отрицательное отношение со стороны компетентных специалистов, но практика, к сожалению, полностью ее подтвердила.

Но это были нарушения относительно миниатюрные. Дальнейшая работа показала, что то же явление, но в крупном масштабе, играет значительную роль в региональном геологическом строении края. Ряд сбросов и даже предполагавшихся надвигов оказался оползнями скольжения. На этой карте вы видите небольшой шарьяж такого же происхождения (рис. 1); это — Лайлашское плато в Западной Грузии. Оно сложено известняками неокома и аптскими мергелями в опрокинутом залегании. Этот массив покоится на среднем миоцене и занимает площадь около 9 кв. километров. Высотная отметка плато 830 м, а с севера над ним нависают те же известняки и мергели, достигающие отметки 1000 м. Развитая здесь краевая складка и крупный сдвиг несомненно обусловили оползень и способствовали его продвижению.

Участники Кахетинской экскурсии увидят другой крупный оползень уже на Гомборском перевале Кахетинского хребта. Он имеет вид ступенчатого сброса и простираение главного сбрасывателя достигает 12 километров. Вертикальная амплитуда максимального смещения не менее 200 м.

Эти и многочисленные другие аналогичные дислокации, в том числе и со складкообразованием, наблюдаются в сравнительно невысоких предгорьях Кавказа. В высокогорной части хребта явление приобретает более крупные масштабы, но оно еще ждет своего исследователя. Однако было бы ошибочно использовать эти факты как аргумент в пользу довольно распространенных теорий общего гравитационного тектогенеза. К этим теориям грузинские геологи всегда относились отрицательно. Мне кажется правы альпийские геологи, как Жинью (Gignoux), Шнееганс (Schneegans), Люжон и Ганьвен (Lugeon et Gagnebin), Милиорини (Migliorini), де-Ситер и др., которые, отмечая оползневое происхождение некоторых классических шарьяжей, все же видят в оползании лишь спутника складкообразования, а не его причину.

Еще один пример из области дизъюнктивных дислокаций. Как известно, смещения сбросового или взбросового характера затухают на глубине, но есть случаи, и не так уж редкие, когда затухание происходит и вверх, когда амплитуда смещения постепенно уменьшается в этом направлении и сходит на нет, не достигая поверхности.

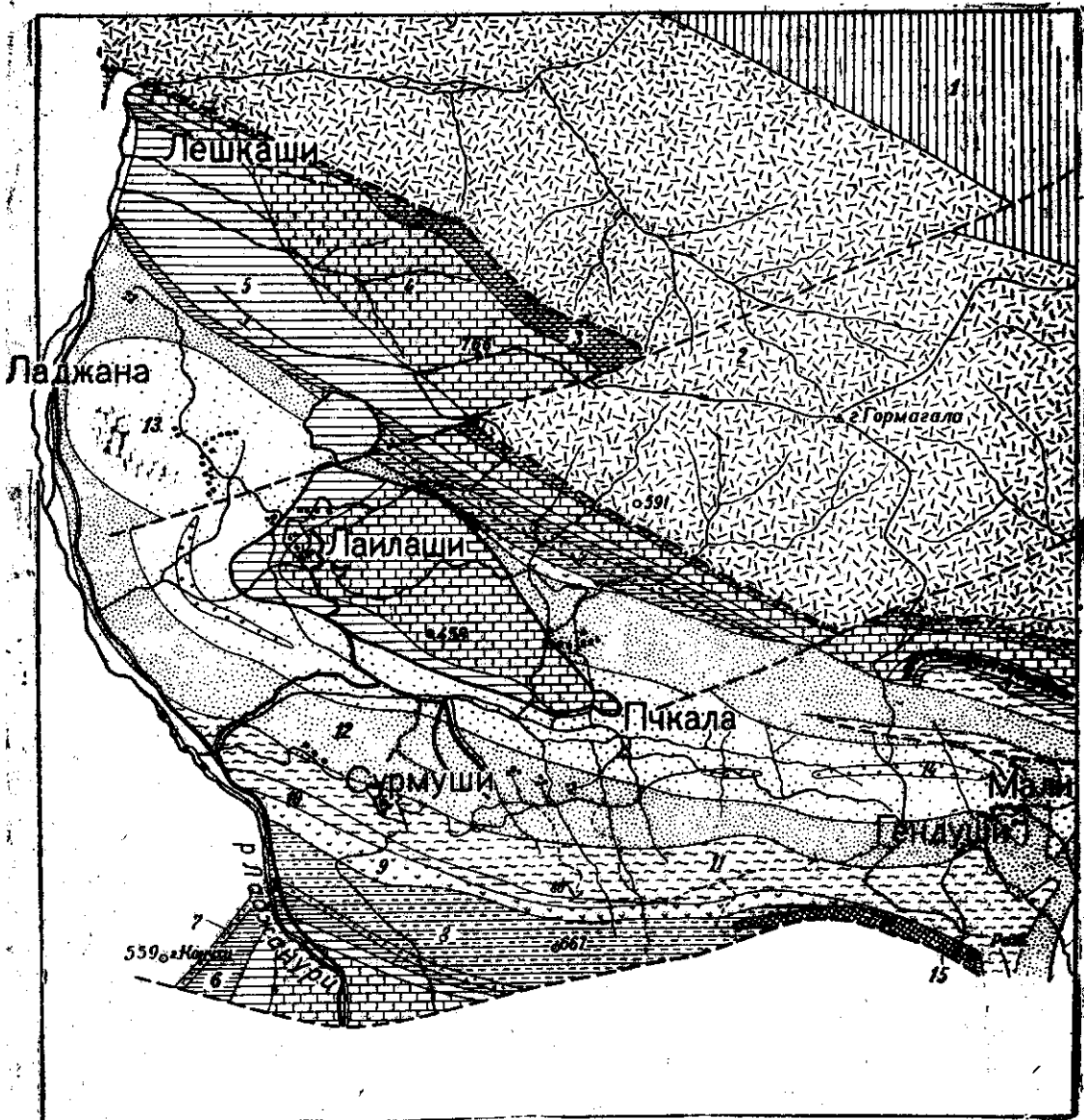


Рис. 1. 1—в. лясас, 2—байос, 3—н. неоком, 4—баррем, 5—апт, 6—альб, 7—сеноман, 8—турон-сенов, 9-10—эоцен, 11—майкоп, 12—чокрак, 13—караган, 14—фоладовне слои, 15—пластовая жила (тешенит?).

Это представление оказалось весьма полезным при интерпретации некоторых данных сейсмологии. Основываясь на богатом и тщательно обработанном материале проф. Е. И. Бюса, М. М. Рубинштейн предпринял анализ данных, относящихся к рою сейсмических толчков, наблюдавшемуся в Цхакаевском районе Зап. Грузии в июне-июле 1941 г.

Распределение эпицентров в пространстве, а в особенности закономерное их смещение во времени показывает (рис. 2), что толчки группируются вокруг определенной линии, протягивающейся дугой от горного массива Асхи до моря. Очевидно, эта дуга и является следом оси нарушения, к которому приурочены сотрясения. Такой вывод не вызывает сомнения, но что это за нарушение? Накладывая эту кривую на тектоническую карту, мы убеждаемся, что она хорошо ложится на складчатую дугу южной Мегрелии, но связывать ее с этими складками не представляется возможным: во-первых, нет соответствия с осями отдельных складок, а во-вторых, что гораздо важнее, складки эти покровные, а гипоцентры толчков, поскольку они определялись, лежат на глубине 15—20 км!

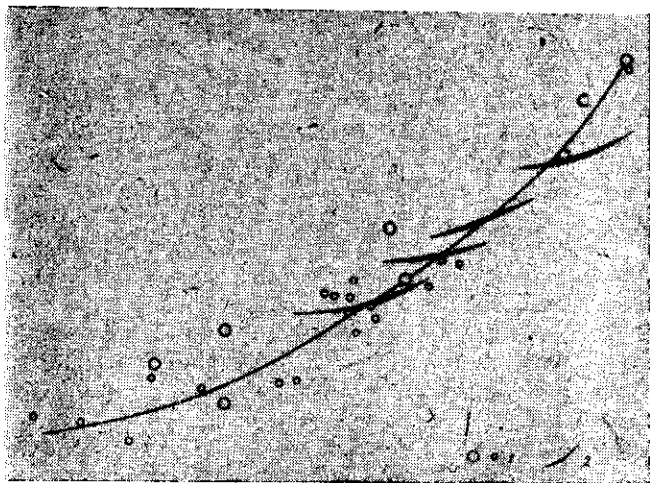


Рис. 2. Линия среднего направления полосы эпицентров (1) пересекает четыре антиклинальные складки (2).

Приходится предположить дизъюнктивное нарушение, но такого на поверхности нет. Очевидно нужно заключить, что разрыв имеется на глубине и такое предположение хорошо согласуется с тем обстоятельством, что под меловыми отложениями, которые слагают эти складки, здесь залегает юрский структурный этаж, венчающийся мощной порфириновой свитой. Тектоническая схема (рис. 3) этой части территории Грузии показывает, что, хотя оси домеловых складок с меловыми не совпадают, их ориентация такая же. Поэтому сходство расположения оси сейсмических толчков и общего направления меловых складок вполне закономерно. Разрыв очевидно является взбросом (связь со складчатостью), приурочен к нижним структурным этажам и выше компетентной порфириновой толщи не поднимается. При этом нужно заметить, что выход нарушения на поверхность порфириновой свиты отнюдь не должен совпадать с проекцией рассматриваемой оси: такое совпадение было бы возможно лишь в том случае, если бы нарушение было вертикальное. С другой стороны, нет основания допускать совпадение следа разрыва на поверхности субстрата с осью складчатой дуги: ни взброс, ни сброс субстрата не могут быть генетически сопряжены с антиклинальной складкой. Правда, в аналогичных условиях Обер (Aubert) рисует нечто подобное в Юрских горах, но это следует рассматривать или как случайное совпадение, или как недоразумение.

Нам могут заметить, что все это так, но нет никакой необходимости постулировать здесь затухание кверху смещения в разрыве. Достаточно допустить, что в юрских отложениях и ниже имеется взброс, который был нивелирован до отложения меловых осадков. Однако все известные в порфиритовой свите дизъюнктивы этого типа моложе мела, а предполагаемый здесь взброс живет и по настоящее время.

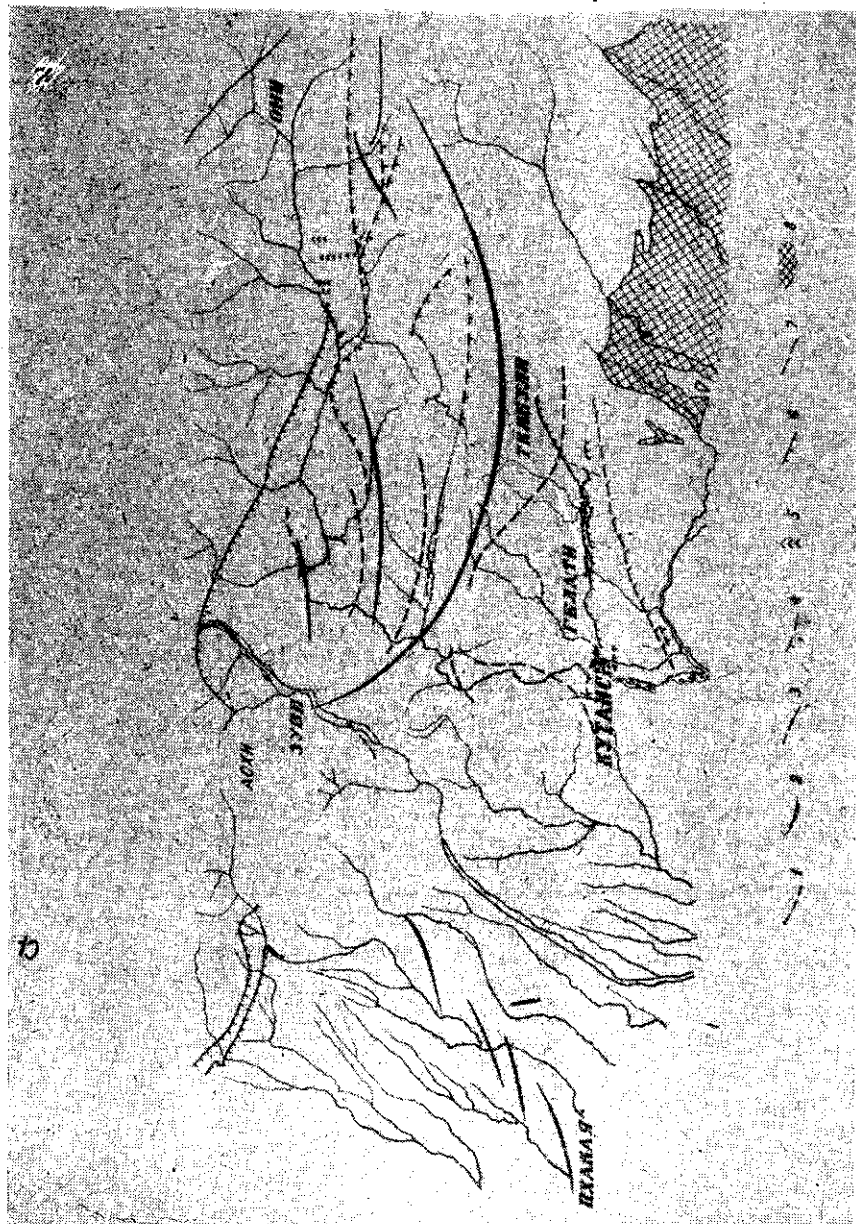


Рис. 3. 1—домеловые антиклинали, 2—послемеловые антиклинали 3 — сбросы, 4 — взбросы, 5 — сдвиги, 6 — краевой надвиг, 7 — перегиб слоев (обратная складка), связанный с краевым надвигом, 8 — Деиркульский массив.

Так или иначе, перед нами проблема тектонической интерпретации сейсмических явлений, одинаково интересующая как геофизиков, так и геологов, и о работе в этой области расскажет доцент Рубинштейн в своем докладе.

Конечно, геологи Грузии интересуются не одними дизъюнктивными дислокациями. Складчатости уделяется гораздо большее внимание, в первую очередь в перспективных в смысле нефтеносности районах, но и

вне их. В этой области я хотел бы обратить ваше внимание на работу по изучению покровной складчатости. Ее приуроченность к межгорной депрессии ставит вопрос о сопоставлении тектонической природы последней с ограничивающими ее складчатыми зонами Большого и Малого Кавказа¹. К этому вопросу еще придется вернуться.

Другой пример, опять из области пликативной тектоники, это краевая складчатость. Представленные чертежи достаточно иллюстрируют природу этого явления, причем они представляют собой в основном зарисовку сплошных обнажений (рис. 4, 5, 6). Как можно заключить, судя по встречающимся в литературе геологическим разрезам,

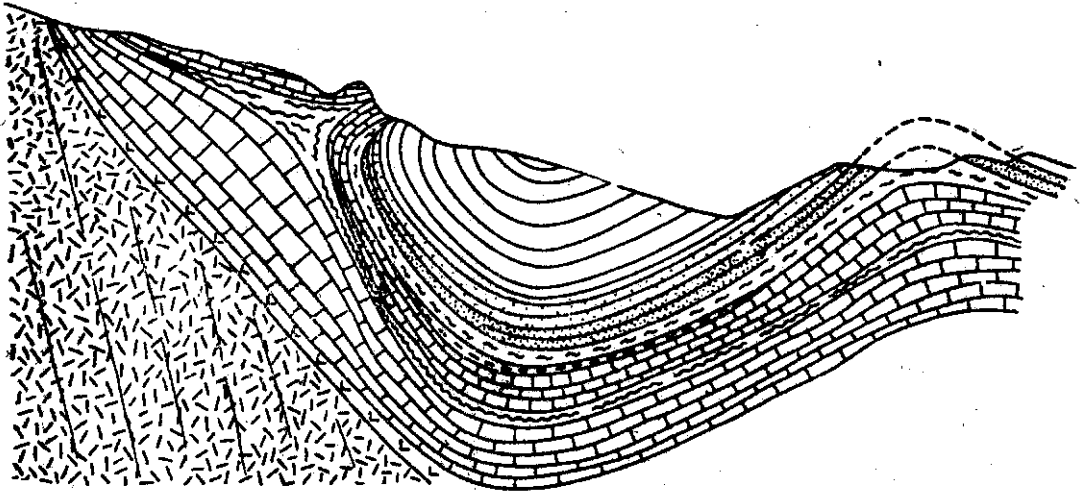


Рис. 4. 1—порфирировая свита байоса, 2—пестроцветная свита, 3—известняки валанжин-апта, 4—мергелистые глины альба, 5-6 известняки турон-сенона и эоцена, 7—майкоп, 8—10 миоцен.

это явление имеет большое распространение во многих складчатых структурах, но обычно получает неправильное толкование или остается неза-

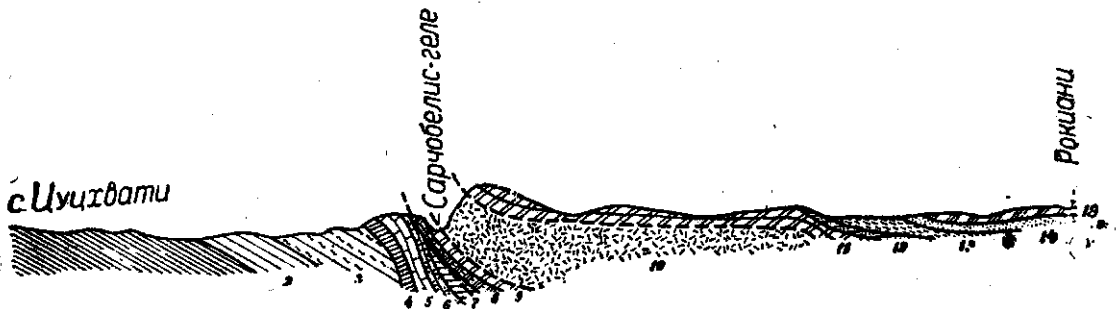


Рис. 5. 1-3—пра; 4-11—мел. 7—глинистые мергели альба, 10—вулканогенная толща; 12-15—третичные отложения.

меченным. Один из подобных случаев описан в Иране английскими геологами Харрисон и Фалкон (Harrison и Falcon) (рис. 6). Хиллс воспро-

¹ См. тектоническую карту Грузии в статье П. Гамкредидзе в этом же томе.

изводит чертежи, данные этими авторами, и толкует явление, в согласии с ними, как оползание, что явно неправильно. У де Ситера те же чертежи выглядят несколько иначе и он высказывает сомнение в оползневой природе смещения.

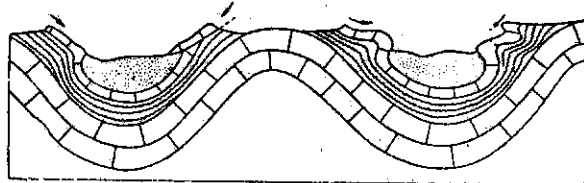


Рис. 6.

Кстати замечу, что соотношения, имеющие некоторое поверхностное сходство с изображаемыми Харрисоном и Фалконом, могут возникнуть и в результате оползания и такой случай хорошо известен в самом Тбилиси на правом склоне долины речки Вере. Отличить это явление от краевой складчатости не представляет затруднения. Здесь я не буду задерживаться на анализе этого вопроса, но отмечу, что в Грузии краевая складчатость устанавливается в предгорьях как Большого, так и Малого Кавказа и при этом первичное движение обычно направлено от межгорной депрессии к складчатым зонам. Это также ставит перед нами вопрос о сопоставлении этих тектонических регионов.

Но мы не занимались изучением только морфологии складок. При изучении геологии Ткибульского каменноугольного бассейна счастливый случай позволил наблюдать самое зарождение и развитие складки, позволил познакомиться, как сказал бы химик, со складкой *in statu nascendi*.

Там, в районе Окрибы, мы имеем мощное развитие порфиритовой свиты байоса. Бассейн, в котором отлагались фации открытого моря, имеет вполне однообразный характер: никаких складок в нем не наблюдается. В батское время начинается прекрасно выраженная регрессия: морские осадки сменяются лагунными и затем пресноводными; сланцы уступают место сначала мелкозернистым, затем крупно- и грубозернистым песчаникам и, наконец, конгломератам. Одновременно намечается поднятие хорошо сохранившейся Бзиаурской антиклинали. Последней в байосе, как уже было сказано, не было. В бате ее появление устанавливается вполне отчетливо. За это говорит обособление Ткибульского и Гелатско-Кутанского угленосных бассейнов, обусловленное наличием Бзиаурской антиклинали, хотя последняя над уровнем моря долгое время и не поднималась. Еще ярче выступает разобщение этих бассейнов в кимеридже, когда в Гелатско-Кутанском районе отлагается мощная вулканогенная фация пестроцветной свиты, а в Ткибульском районе вулканогенные осадки отсутствуют. Наконец, на самой Бзиаурской антиклинали нижний мел налегает непосредственно на байос.

Таким образом, не только можно с очевидностью констатировать наличие Бзиаурской антиклинали в верхней юре, но также и ее возникновение в батское время. Этот вывод получил новое подтверждение в последнее время, когда оказалось, что изучавшиеся Г. С. Дзоценидзе бат-

ские аналцимовые песчаники широко распространены в Гелатско-Кутаисском бассейне, но совершенно отсутствуют в Ткибульском.

Ясно, что Бзиаурская антиклиналь появилась в батское время и, так как в толще батских отложений углового несогласия не замечено, можно заключить, что развитие складки протекало в процессе накопления этих отложений и одновременно с ним. Осадки сингенетичны складкообразованию.

Этот простой, но твердо установленный факт позволяет сделать ряд важных выводов.

1. Фаза складкообразования датируется не угловым несогласием и трансгрессией, которые со складкообразованием непосредственной связи не имеют, а синхроничной с ней регрессией. Такой вывод, хотя и расходящийся с принятыми взглядами, не может считаться неожиданным: складкообразование фиксируется всеми на основании углового несогласия, но первичного углового несогласия не может быть без размыва; размыв морских осадков предполагает поднятие и, обычно, даже эмерсию, а это и будет регрессия.

2. Складкообразование есть процесс прерывистый, но длящийся. Его длительность определяется длительностью развития регрессии в геосинклинали (но не длительностью эмерсии, которая может продолжаться много дольше). Между тем, хотя Штилле и признает, по крайней мере в настоящее время, длящийся характер орогенетических фаз, его метод определения возраста фазы неизбежно приводит к катастрофизму. Батская фаза, например, датируется как послебатская и докелловейская.

3. Критическое изучение регрессий и трансгрессий в геосинклинальных областях приобретает особо важное значение для тектониста. Как известно, далеко не всякое угловое несогласие является показателем трансгрессии и складкообразования. Хороший пример такого внутрiformационного несогласия участники цалкинской экскурсии увидят на окраине нашего города.

Необходимым условием наличия истинной трансгрессии в морской серии осадков является предшествующая регрессия. Завнеение этого критерия приводит к тому, что описываемые в литературе многочисленные трансгрессии часто оказываются призрачными.

4. Наконец, не следует забывать, что даже регрессивная свита на окраине бассейна может залегать трансгрессивно и несогласно (пестроцветная свита кимериджа в Окрибе, глауконитовые песчаники сеномана в долине р. Квирила).

Прилагаемая колонка мезо-кайнозойских отложений Грузии (рис. 7) дает возможность проверить все эти выводы на достоверных данных наблюдений. Колонка составлена в основном по данным южных предгорий Б. Кавказа в пределах Зап. Грузии и лишь в случае необходимости пополняется наблюдениями из других районов республики.

Начинается разрез хорошо известной трансгрессией нижнего лейаса с соответствующими базальными образованиями. Далее следует мощная (порядка 3000 м) толща лейасских сланцев, которая заканчивается регрессивной свитой сорских песчаников, хорошо изученной проф. И. Р. Кахадзе.

На эти песчаники налегает трансгрессивная порфиритовая свита байоса (2—3000 м), которая сменяется прекрасно выраженной регрессией бата.

Выше мы имеем трансгрессию верхней юры с базальным конгломератом и верхнеюрские осадки (несколько сот метров), заканчивающиеся

грессия верхнего сенона, но предшествующая ей регрессия еще не выявлена вследствие большой глубины размыва.

За датской регрессией следует трансгрессия эоцена с предшествующим размывом или без него. Накопление эоценовой толщи (местами 2—3000 м) сопровождается регрессией верхов среднего эоцена, которая хорошо выражена в Триалетском хребте, где ей соответствуют т. н. конгломераты запутанного напластования окрестностей Тбилиси.

Трансгрессия верхнего эоцена (несколько 1000 м) с мощными базальными конгломератами в Триалетском хребте приводит к регрессии, которой в предгорьях Б. Кавказа в Западной Грузии соответствует свита Агви.

Опять трансгрессия, на этот раз олигоцена (майкопская свита), с размывом и базальными образованиями, и регрессия в верхах майкопской свиты, соответствующая нижнему миоцену.

Трансгрессия чокрака и четко выраженная регрессия в верхах среднего сармата.

Последующая трансгрессия завершается регрессией в начале плиоцена.

При рассмотрении этой колонки сразу бросается в глаза, что здесь находят отражение все орогенетические фазы альпийского цикла и всем им соответствуют отчетливо выраженные регрессии. Это будут: древне-киммерийская (верхнелейасская), чегемская (батская), андийская (кимериджская), австрийская (верхнеальбская), субгерцинская (среднесенонская), ларамийская (датская), триалетская (верхи среднего эоцена), пиренейская (верхи верхнего эоцена), штирийская (нижний миоцен), аттическая (верхи среднего сармата), за которой следуют роданская и валахская. Не совсем ясен вопрос о роданской фазе. Да и вообще для молодых фаз вопрос осложняется тем, что после инверсии рельефа пелагических осадков у нас уже нет и фиксировать регрессию становится затруднительным. Имеющиеся здесь колебания границ моря и несогласия нельзя без дополнительного анализа приравнять к наблюдаемым в мезозое и палеогене.

В заключение я хотел бы обратить ваше внимание на то, что некоторые свиты, рассматривавшиеся ранее как трансгрессивные, при внимательном изучении оказываются регрессивными.

Так, песчаники сорской свиты верхнего лейаса богаты включениями галек т. н. основных сланцев. Это было одним из оснований, почему Э. Фавр (E. Favre) основные сланцы датировал палеозоем, считая, что лейас залегает на нем трансгрессивно. Когда выяснился лейасский возраст основных сланцев, тоже явление стали рассматривать как внутриформационный подводный размыв, что явно не соответствует наблюдаемым соотношениям. Между тем все объясняется просто размывом зародившихся в процессе орогенетической фазы кордильер.

Точно также глауконитовые песчаники—и их аналог, свиту укугмарти—считали трансгрессивными. В докладе о строении Кахетинского хребта, мы увидим, насколько этот взгляд ошибочен.

Особо следует, может быть, подчеркнуть регрессивный характер таких глыбовых брекчий, как сеноманская свита сатихе-хеви Кахетинского хребта или конгломераты запутанного напластования верхов среднего эоцена пришиблисского района.

Однако мы не занимались только единичными складками. Ассоциация складок, их взаимное расположение не могли остаться вне поля зрения геологов Грузии. Здесь перед нами меловые и послемеловые складки части Западной Грузии (рис. 4). Расположение их показывает, что вдоль меридиана г. Асхи имеется поднятие, к которому

складки явно приспособляются. Поднятие протягивается и на север, где ему соответствует выход палеозоя на поверхность, и упирается в Ставропольскую плиту. Не трудно заметить, что мы имеем дело с осью хорошо известного поперечного поднятия Б. Кавказа.

Оси предмеловых складок с меловыми не совпадают, но их расположение такое же. Отсюда можно сделать вывод, что указанное поднятие имелось и в юрское время, по крайней мере после батской орофазы. А это имеет большое значение для понимания геологического строения нашей страны. Общеизвестно, что в Верхней Раче представлены верхнеюрские отложения от келловей до кимериджа, а может быть и до титона включительно. Те же отложения в совершенно схожих фациях имеются и в Абхазии. Отсюда делался вывод, что эти два бассейна седиментации были непосредственно связаны меж собой и составляли части единого прогиба. Отсутствие верхнеюрских отложений в промежутке объясняли грандиозным надвигом. Между тем такого надвига явно не существует, а верхнеюрские осадки в зоне промежуточного поднятия никогда не отлагались, за исключением, конечно, пестроцветной свиты кимериджа. Последняя налегает здесь на байос.

Точно также верхнеюрско-нижнемеловой флиш Горной Рачи и Сванетии объединяли с флишем Абхазии и перерыв между ними считали доказательством большой горизонтальной амплитуды надвига Главного хребта. И. Кахадзе показал, что связи между этими бассейнами, точнее прогибами, в юрское и меловое время не было. Он же назвал их геосинклиналью южного склона, имея в виду обе геосинклинали вместе.

Из этих примеров видно, насколько опасно на основании только сходства фаций постулировать единство разобщенных выходов разновозрастных образований. Таким же образом часто считают, что меловой флиш Кахетинского хребта имеет свое продолжение в аналогичных осадках юго-восточных склонов Кавказа, но, как я надеюсь показать в своем последующем докладе, прогиб Кахетинского хребта такого продолжения не имеет.

С другой стороны указанное поднятие не оставалось неизменным в течении времени. Уже в мелу мощность осадков, а следовательно и прогибание, там больше, чем в Верхней Раче, а эоцен, в ущельи Сарецкела следующий за мелом, по-видимому, без перерыва, к востоку налегает сначала на разные, все более глубокие горизонты мела, потом на верхнюю юру и в долине Джеджоры на байос. Те же самые соотношения, и, пожалуй, еще резче, характеризуют трансгрессивные толщи олигоцена и среднего и верхнего миоцена: максимум поперечного поднятия переместился на восток, а конфигурацию меловой и послемеловой складчатости Асхийского узла нужно рассматривать как унаследованную.

Но поднятие Дзирульского массива, существовавшее и в юрское время, не имеет продолжения на север в зоне Большого Кавказа. Отсюда делают вывод, что асхийская ось поперечного поднятия посредством продольного звена сочленяется с дзирульской. Такое понимание указанных фактов мне представляется как ошибочное. Думаю, что в зоне поперечного поднятия Кавказа мы имеем ряд кулисообразно сменяющихся друг друга осей поднятия.

Но Асхийский узел складок — это только частный случай. Большая работа, выполненная Грузинским геологическим управлением, геологами Грузнефти, а также Институтом геологий, сделала возможным составление двухсоттысячной геологической карты Грузии. В связи с этой работой П. Д. Гамкредидзе составил тектоническую карту Грузии. О ней сессии доложит сам автор, но здесь я хотел бы, с его разрешения, коснуться одного обстоятельства.

На карте показаны оси складок, но одновременно указывается и их характер, и при первом же обозрении обращает на себя внимание обстоятельство, на которое я уже указывал: в межгорной депрессии и только в ней мы видим покровные складки, а в прилегающих к ней зонах южного склона Б. Кавказа и Аджаро-Триалетского хребта—складки геосинклинального типа. И имеем ли мы дело с орографией, с геоморфологией, с фациями осадков и их мощностями или с тектоническим строением, мы неизменно сталкиваемся с тем же соотношением—межгорная депрессия противостоит прилегающим складчатым зонам: граница депрессии со складчатыми зонами, которые с обеих сторон надвинуты на депрессию, выражена весьма отчетливо. Это явление детально изучалось Гамкрелидзе, Кахадзе и др. К сожалению, нам не придется слушать доклад Кахадзе, который предлагал осветить последний вопрос, но Н. И. Мрелишвили сообщит некоторые новые данные о геологическом строении полосы соприкосновения южных предгорий Б. Кавказа и Картлийской депрессии в районе Душети.

Межгорную депрессию мы понимаем тектонически как межгорную жесткую глыбу—Грузинская и Азербайджанско-Сомхитская глыбы—и ее осадочный покров. Термин глыба, хотя он и является тривиальным, часто вызывает нарекания, но, конечно, дело не в термине. Считая, что без учета роли различия в податливости, трудно было бы объяснить, почему разные тектонические единицы разно реагируют на одни и те же тектонические напряжения, степень податливости того или иного участка земной коры мы привыкли рассматривать как один из самых существенных тектонических факторов. И это тем более, что степень податливости и сама представляет собой непосредственный результат тектонического развития.

С другой стороны мне кажется, что пользующиеся такой популярностью понятия колебательных движений, вертикального прогибания или воздымания, ни в коем случае не могут заменить роли податливости и сами требуют весьма внимательного критического анализа. Обычно такое прогибание или поднятие рассматривается как факт, как непосредственный результат наблюдения. На самом деле это далеко не так. Это — чистая гипотеза, что будет ясно, если вспомнить, что те же явления многими авторитетными тектонистами понимаются как выражение тангенциального растяжения или сжатия. Вместе с тем следует заметить, что если бы горные сооружения представляли собой результат вертикального поднятия, их сводовая часть должна бы быть покрыта зияющими трещинами, а в действительности мы там имеем крупные надвиги.

Однако назвать межгорную депрессию глыбой, это, конечно, не значит разрешить стоящие перед нами сложные вопросы. Тем более, что межгорная глыба это не платформа. Она вовлечена в движения развивающегося орогенного пояса и ее история и структура имеют весьма своеобразный характер, выяснению которого посвящен ряд работ наших геологов. Интересный материал дают в этом отношении буровые работы, выполненные трестом Грузнефть. О результатах этих работ сообщат нам в своих докладах А. Г. Лалиев, Д. А. Булейшвили и О. А. Сепашвили.

Много раньше И. Кахадзе занялся изучением изменения контуров Грузинской глыбы в ходе геологического времени. Он пришел к выводу, что глыба нарастала в процессе орогенеза и убедительно иллюстрировал это явление на примере батской орогенетической фазы, а Г. Дзодзенидзе показал, что эволюция вулканизма в Грузии хорошо гармонирует со взглядами Кахадзе.

Но такой результат, отнюдь не являющийся чем-нибудь неожиданным, поставил нас перед новым еще более сложным вопросом: если современное строение Грузинской глыбы представляет собой результат закономерного развития, это развитие должно обнаруживать признаки соответствующей преемственности. Между тем и субстрат Грузинской глыбы, обнажающийся в Дзирульском массиве, и кристаллическое ядро Б. Кавказа считались архейскими, во всяком случае докембрийскими образованиями и на этом фундаменте разворачивалась мезозойская история края. Бросался в глаза зияющий разрыв между этими двумя этапами геологического развития. Естественно возникло сомнение в правильности господствовавшего тогда взгляда относительно возраста Дзирульского массива и кристаллического ядра Кавказа. Это сомнение усугублялось уже выяснившимся к тому времени наличием глубоко метаморфизованного палеозоя как на северном, так и на южном склоне Б. Кавказа и в Дзирульском массиве. Были предприняты соответствующие исследования Г. Р. Чхотуа на Б. Кавказе и С. С. Чихелидзе в Дзирульском массиве, и еще в предвоенные годы оба пришли к выводу о палеозойском возрасте этих образований. Такой взгляд казался тогда еретическим и вызвал у нас весьма оживленные споры, но в конце концов мы пришли к взаимному пониманию. Уже значительно позже, благодаря любезному содействию Дагестанского филиала АН СССР, М. Рубинштейн получил возможность определить абсолютный возраст некоторых пород Дзирульского массива и Главного хребта и наши взгляды вполне подтвердились: возраст пегматитовых жил, связанных с розовыми гранитами Дзирульского массива, исчисляется в 258 миллионов лет, и возраст пегматитов, связанных с серыми гранитами Главного хребта — в 235 миллионов.

Это хорошо гармонирует с данными, добытыми кавказскими геологами вне пределов Грузии за последние десятилетия и в особенности за последние годы, но вопрос о преемственности в развитии Грузинской глыбы — это только незначительная частица кардинальной проблемы преемственности в развитии горных систем вообще. Здесь уже мы имеем дело с величинами совершенно иного порядка и не только разрешить этот вопрос, но даже предпринять его анализ в пределах Грузии было бы немисливо. Однако в Западной Европе давно замечена закономерная последовательность в развитии каледонского, герцинского и альпийского циклов горообразования, связанная с закономерным нарастанием древнего Балтийского щита. При этом каждый орогенетический цикл территориально всегда перекрывает предыдущий, и даже предыдущие, и включает унаследованные от них жесткие тела.

В более грандиозных размерах и гораздо отчетливее это явление наблюдается в Центральной Азии от Байкальской области до Памира и Гиндукуша, так хорошо изученной советскими геологами. Таким образом, уже 15 лет тому назад у нас была сформулирована теория миграции геосинклиналей и горных систем. При этом в отличие от известных взглядов Грабау, который предполагает продвижение геосинклиналей от периферии к центру континента, здесь имеется в виду перемещение геосинклиналей и горных систем от края кратона в дистальном направлении, что сопровождается нарастанием континента.

Но геосинклинали Зап. Европы и Центральной Азии — это интерконтинентальные геосинклинали. К тому же первые стадии их развития остаются недостижимыми для геологического исследования. Поэтому особенный интерес представляет изучение периконтинентальных

геосинклиналей и связанных с ними островных дуг Восточной Азии. Новейшие материалы и, в частности, материалы, опубликованные Хесом, позволяют, мне кажется, заключить, что крайние островные дуги, как дуга Марианских островов, представляют собой коровые складки, кстати покровного типа, а ограничиваемые ими бассейны, как Филиппинский, предшествующую геосинклинали. Такая островная дуга — это будущий бордерленд, а связанный с ним бассейн постепенно, в процессе последовательных орогенетических движений должен переродиться в обычную геосинклинали. Подобное представление о природе бордерлендов, по-видимому, довольно распространено среди американских геологов (Ирдли, Кей). Все же, имея в виду эти бассейны и островные дуги, правильнее будет говорить об орогене, чем о геосинклинали.

И здесь мы опять стоим перед новой задачей, перед задачей классификации геосинклиналей. Попытка дать такую классификацию не раз предпринимались (Штилле, Кей), но, как мне представляется, на порочной основе. Начать с того, что самое определение понятия геосинклинали связано с большими трудностями и вызывает не мало недоразумений. Во всяком случае вряд ли правильно для разрешения этого вопроса возвращаться к Холлу или Дэну, как часто предлагают некоторые американские геологи. Определение геосинклиналей, это не диагноз нового вида ископаемых организмов, где вопрос приоритета играет существенную роль, и, с другой стороны, после Дэна самое существо вопроса значительно изменилось. Нельзя, например, рассматривать геосинклинали вне связи с орогенезом. Это противоречит современному состоянию нашей науки и лишило бы понятие геосинклиналей того значения, которое оно имеет в геологической мысли.

С другой стороны, если вспомнить, что тот же Кей различает ортогеосинклинали и парагеосинклинали по их положению, эвгеосинклинали и миогеосинклинали по наличию или отсутствию вулканизма, а в эпигеосинклиналях видит определенную стадию развития, легко будет понять ту сдержанность, с которой его предложения были приняты. Сводка, данная Глесснером и Тейхертом, хорошо иллюстрирует разноречивый, господствующий в этом вопросе.

Между тем он имеет первостепенное значение. И в основу классификации следовало бы, на мой взгляд, положить какой то единый принцип, скорее всего принцип эволюции. Нельзя отождествлять геосинклинали просто с прогибом или с погружающимся бассейном седиментации. Молассовый бассейн Мухранской долины и флишевый бассейн геосинклиналей южного склона Б. Кавказа — это совершенно разные вещи. При этом это — разные стадии развития одного и того же процесса. Ставить между ними знак равенства значило бы игнорировать одно из важнейших достижений тектонической науки. Еще значительнее разница между бассейном в роде Филиппинского и типичной геосинклиналью, и опять-таки мы имеем здесь дело с двумя стадиями эволюции орогена. Но эволюционная классификация геосинклиналей это трудная задача, требующая сводки и анализа огромного и часто, к сожалению, мало достоверного материала по всему земному шару. Попытки ряда исследователей в этом направлении пока удовлетворительных результатов не дали.

Представление о миграции орогена, представление о нарастании континентов в результате орогенеза, неизбежно должно было привести нас к проблеме происхождения континентов и, поскольку

дно типичных океанов лишено сил, к проблеме происхождения сил. Ключ к разрешению этой проблемы естественно было искать в самом орогенезе и такая попытка была предпринята мной. Однако я не думаю останавливаться на этом вопросе, как не задерживался по существу и на предыдущих вопросах. Я упомянул о них единственно с целью показать, что, считая своей задачей разработку конкретных вопросов тектоники, связанных с требованиями практики, мы отнюдь не чуждались и более общих проблем. Наш путь шел, так сказать, *per aspera ad astra*.

Я уже обращал Ваше внимание на то, что тектоника развивалась у нас в процессе разработки вопросов, поставленных перед геологами народным хозяйством. Выяснение тектонических закономерностей размещения полезных ископаемых было одной из основных задач тектонистов Грузии. Геологи-нефтяники изучали нефтеносные структуры, геологи-петрографы — связь магматических тел с орудуением и размещение месторождений цветных и редких металлов, и т. д. Для иллюстрации некоторых достигнутых результатов я остановлюсь на одном примере.

Изучение батского складкообразования в Окрибе показало, что складки развивались одновременно с отложением угленосной толщи. Поэтому месторождения юрских углей у нас связаны с батскими синклиналями. Это дает ценный критерий для рациональных поисков угля.

С другой стороны, Ткибульское месторождение приурочено к батской синклинали, ограниченной Бзиаурской и Дзмуисской антиклиналями (рис. 3). Послемеловая Сацаликская антиклиналь никакого отношения к генезису месторождения не имеет. Она лишь определяет современные условия его залегания. Не имеет генетической связи с месторождением и более молодая Ткибульская антиклиналь. Два участка месторождения, западный и восточный, разобщены лишь недавней эрозией и представляют собой части одного бассейна.

Отсюда явствует вывод, что продолжение месторождения нужно искать не на западе, где ось синклинали поднимается вверх и сами угленосные отложения вскоре отсутствуют, не на севере или юге, в сторону антиклиналей, а на востоке. Такой взгляд подтверждается и более детальными литологическими исследованиями, о которых расскажет академик АН ГССР Дзоценидзе. И нужно отметить, что как только было приступлено к разведке месторождения глубоким бурением, такой взгляд вполне оправдался.

Конечно, работа в области тектоники стала возможна у нас лишь благодаря успехам палеонтологии, точной стратиграфии и петрологии. Им предполагается посвятить следующую сессию Института. Но на этот раз мы заслушаем доклад Г. М. Заридзе о магматизме Грузии в связи с тектогенезом, а А. Л. Цагарели, М. С. Эристави и И. В. Качарава сообщат нам о последних работах в области стратиграфии.

На этом я закончу. Я говорил от лица грузинских геологов, но это не значит, что по всем затронутым вопросам у нас одни и те же взгляды. Наш коллектив, без сомнения, дружный, но это не мешает каждому из нас критически относиться ко всякому мнению, к своему также, как и к чужому. Именно это является ручательством, что мы сумеем справиться с многочисленными трудностями, которые стоят на нашем пути, и с еще более многочисленными слабостями, которые мы хорошо сознаем и чувствуем. Однако мой доклад не отчетный и этих трудностей и слабостей касаться не буду.

П. Д. ГАМКРЕЛИДЗЕ

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ГРУЗИИ

Введение

Грузия, являющаяся частью Кавказа, своей исключительно красивой природой и чрезвычайно сложным геологическим строением издавна привлекает внимание исследователей.

Величественный Кавказский хребет с вечно покрытыми снегом и льдом высочайшими в Европе вершинами и многочисленными горными реками, всегда приковывал к себе внимание ученых всевозможных специальностей и, в первую очередь, естествоиспытателей. Когда просматриваешь доступную нам литературу, и то лишь в части геологии, приходишь к заключению, что Кавказ в целом, и в первую очередь Грузия, вдоль и поперек исхожены нашими славными исследователями, число которых превышает несколько тысяч человек.

Если оставить в стороне малодоступную для нас и не столь уж интересную начальную стадию геологического изучения Грузии, то останется рассмотреть лишь последние 110 лет, начиная с того времени, когда Г. Абих впервые начал здесь свои исследования и дал основные черты геологического строения, в том числе и тектоники Кавказа в свете плутонической гипотезы.

Одновременно с ним и после него, до наших дней, геологическое строение Грузии изучалось и изучается многочисленными учеными нашей страны, одно лишь перечисление которых заняло бы несколько десятков страниц. Однако следует отметить, что из этих 110 лет наиболее плодотворными являются последние 30 лет, когда систематическое и планомерное изучение геологии Грузии производилось как грузинскими геологами, так и геологами братских республик РСФСР, УССР, Аз. ССР и Арм. ССР.

Когда знакомимся с трудами наших ученых: Ф. Ю. Левинсон-Лессинга, Д. С. Белянкина, А. П. Герасимова, В. П. Ренгартена, Б. Ф. Мефферта, Л. А. Варданянца, И. Г. Кузнецова, К. Н. Паффенгольца, С. С. Кузнецова, В. В. Белоусова, М. И. Варенцова, Н. Б. Вассоевича, И. Э. Карстенса, Н. А. Кудрявцева, В. Е. Хаина, Л. Н. Леонтьева, В. В. Тихомирова, А. В. Ульянова, Л. Ш. Давиташвили, М. М. Алиева, Ш. А. Азизбекова, К. А. Ализаде, М. А. Кашкай, Ш. Ф. Мехтиева, А. А. Габриеляна, А. Т. Асланяна и многих других, а также с трудами создателей грузинской геологической школы А. И. Джанелидзе, А. А. Твалчрелидзе и К. Е. Табуния и их учеников: И. В. Качарава, И. Р. Кахадзе, Г. С. Дзюценидзе, Г. М. Заридзе, Н. Ф. Тагришвили, А. Л. Цагарели, М. С. Эристави, И. М. Буачидзе, С. С. Чихелидзе, Г. Ф. Челидзе, В. Я. Эдилашвили, Н. И. Схиртладзе, Н. А. Канделакчи, М. М. Рубинштейна, В. И. Курочкина, А. Г. Лалиева, М. С. Аба-

келия, Е. К. Вахания, Д. А. Булейшвили, Г. Д. Харатишвили, Л. К. Габуния, М. Д. Узнадзе, К. Ш. Нуцубидзе, М. В. Качарава, М. В. Полхадзе, Т. Г. Казахишвили и многих других, то с чувством гордости отмечаешь их большую творческую и плодотворную работу в деле изучения геологического строения как всего Кавказа, так и Грузии.

В многочисленных трудах перечисленных выше и других геологов разрешены основные проблемы стратиграфии, петрографии и тектоники Кавказа. В результате этих работ стало возможным составление геологической карты в двухсоттысячном масштабе и на ее основе — геологической карты в полумиллионном масштабе для территории всего Кавказа. Указанные карты, составленные геологическими управлениями Закавказских республик и Северного Кавказа, имеющие большое научное и народнохозяйственное значение, позволяют сделать некоторые обобщения и по тектоническому строению Грузии.

В настоящем докладе нет возможности дать полную характеристику тектонического строения Грузии. Мы вынуждены в очень сжатом виде изложить только краткую характеристику основных геотектонических единиц Грузии в свете истории их развития. В связи с этим мы вынуждены здесь отказаться от разбора существующей литературы, а также в ряде случаев ограничиться констатацией основных положений, в том виде, как это представляется нам на основе суммирования и анализа существующего обширного литературного материала и личных исследований.

ИСТОРИЯ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ГРУЗИИ.

Современное геотектоническое строение Грузии настолько четко очерчено, что оно очень легко может быть распознано даже при беглом просмотре геологической карты. На ней отчетливо выделяются: I. Высокогорное сооружение Кавказского хребта или складчатая система Большого Кавказа, II. Закавказское межгорное понижение или, так называемая, Грузинская глыба — западная половина Закавказской пологоскладчатой зоны В. П. Ренгартена, III. Горное сооружение Аджаро-Триалетского хребта или Аджаро-Триалетская складчатая система и IV. Джавахетское (Ахалкалакское) лавовое нагорье или Арвинско-Сомхитская глыба — западная часть Сомхетско-Азербайджанской подзоны В. П. Ренгартена. Однако более внимательное изучение геологической карты убедит нас в том, что каждая из перечисленных единиц по своему тектоническому строению и истории развития неоднородна и, в свою очередь, расчленяется на более мелкие геотектонические зоны. Однако расчленение геотектонических зон лучше будет отложить до разбора истории развития и формирования, до современного состояния, всей тектонической структуры Грузии, которая, как увидим ниже, происходила начиная с докембрия и кончая четвертичным периодом.

Ниже дана попытка восстановления хода развития этой истории.

Наиболее сложной и неясной для нас проблемой в настоящее время является докембрийская и нижнепалеозойская история геологического развития. Глубоко метаморфизованные и мощные докембрийские кристаллические сланцы — гнейсы, слюдяные сланцы и амфиболиты Главного Кавказского хребта, Дэврульского массива, бассейна рр. Занги, Абаран-чая в Армении и р. Асрик-чая в Азербайджане, а также всего Северного Кавказа и Ставропольского плато, указывают на существование в то время единой крупной геосинклинали, запи-

мавшей всю территорию Кавказа и, по всей вероятности, распространявшейся далеко за ее пределы. Наметить для этой эпохи какие-либо отдельные геотектонические единицы, за отсутствием данных, нет никакой возможности. Мощные кембрийские отложения — филлиты и глубоко метаморфизованные осадочные породы, развитые в разных частях южного склона Главного хребта, в Дзирульском и Лок-Джандарском массивах, а также на Северном Кавказе, бесспорно указывают на наличие крупной геосинклинали и в эту эпоху.

Надо полагать, что интенсивные предкембрийские орогенические движения вызвали сильную складчатость, внедрение гранитоидных интрузий и расчленение этой обширной геосинклинали на более мелкие составные части, более четкое оформление которых совершилось в результате нижнепалеозойских тектонических движений. Зонами накопления мощных осадков остаются северный и южный склоны Главного хребта и южная часть Армении, а зонами крупных поднятий — области современного Главного хребта и остальные части Закавказья. Иначе говоря, к концу нижнего палеозоя на территории Кавказа намечаются три геосинклинали — 1) Северо-Кавказская, 2) южного склона Б. Кавказа и 3) Южной Армении, и две геоантиклинали — 1) Главного хребта и 2) Закавказья.

На данной стадии изученности геологического строения Кавказа нет никакой возможности определить размеры и точные контуры этих единиц.

В продолжение всего верхнего палеозоя продолжается общее погружение названных геосинклиналей и местами происходят подводные вулканические излияния и поднятие геоантиклиналей Главного хребта и Закавказской.

Таким образом, к концу палеозоя на территории Грузии намечаются следующие геотектонические единицы:

I. Геоантиклиналь Главного хребта, II. Геосинклиналь южного склона и III. Северная часть Закавказской геосинклинали.

В предъюрскую эпоху геоантиклиналь Главного хребта была почти полностью пенеппенизирована, а геосинклиналь южного склона представляла узкую депрессию, охватывавшую северную часть Абхазии, Сванетии, Горную Рачу и Горную Кахетию (полоса развития верхнепалеозойских метаморфизованных толщ).

Эта предъюрская геотектоническая обстановка, сформированная герцинскими и древнекембрийскими тектоническими движениями, претерпевает в нижней и средней юре некоторые изменения. В эти эпохи геосинклиналь южного склона, интенсивно погружаясь, расширяется за счет опускания геоантиклинали Главного хребта и северной части Закавказской геоантиклинали и в ней накапливаются в среднем до 6 км мощности терригенные осадки и вулканогенные образования нижней и средней юры.

В байосский век ось максимального погружения геосинклинали южного склона перемещается на юг — по линии наибольших мощностей вулканогенной толщи байоса [38].

Другая картина наблюдается в области Закавказской геоантиклинали, в части находящейся на территории Грузии. Здесь, перед лейасом, по-видимому в верхнем палеозое, на размытую поверхность кристаллического фундамента плиты изливаются кислые эффузивы — кварцпорфиры и происходит накопление континентальной вулканогенной толщи, так называемых, нижних туфитов (Дзирульский, Храмский и Локский массивы). Лейасские нисходящие движения захватывают и Закавказскую геоантиклиналь, где происходит широкая трансгрессия моря, достигшая максимума развития в верхнем дейасе. Нисходящие движения временно

прекращаются в конце верхнего лейаса (донецкая фаза) и возобновляются в более крупном масштабе в байосский век, когда кристаллический фундамент плиты и эпиконтинентальные отложения лейаса трансгрессивно перекрываются подводными вулканогенными образованиями байоса со средней мощностью 1,5 км. Однако наличие в разных частях вулканогенной толщи байоса материала, образовавшегося за счет размыва гранитов и нижних туфитов, указывает на неполное затопление Закавказской плиты байосским морем. Для примера можно привести современную Мухранско-Тирипонскую депрессию и Храмский массив, которые питали гранитным материалом соседние геосинклинальные области.

Существенные изменения в геотектоническую обстановку вносят складчатые и вертикальные движения средней юры: первые вызвали сжатие геосинклинали южного склона и образование здесь кордильера, а вторые—расчленение геосинклинали на два бассейна: Абхазский на западе и Рачинско-Тианетский на востоке [38]. Между этими зонами погружения формируется Сванетская зона поперечного поднятия, совпадающая с наиболее высоко приподнятой частью Главного Кавказского хребта. Эти же движения вызывают общее поднятие Закавказской плиты и большую ее, южную часть, надолго превращают в область поднятия. Кроме того, в результате батской фазы складчатости западная часть геосинклинали южного склона (Абхазский бассейн) оказывается дислоцированной интенсивнее, чем восточная ее часть [38] и благодаря этому отложения верхней юры и мела представлены здесь в платформенноидных фациях, в то время как в восточной части отложения того же возраста представлены в флишевых фациях. Южная полоса геосинклинали южного склона, сложенная мощными глинисто-песчанистыми отложениями лейаса и вулканогенными образованиями байоса, в результате этой же и верхнелейасской орофаз, частично консолидировалась и превратилась в самостоятельную геотектоническую зону. По своему тектоническому строению, фациям и мощностям отложений и последующей истории развития она стала переходной зоной между геосинклиналью южного склона и Закавказской плитой. Эта зона охватывает всю южную Абхазию и полосу развития порфиритовой свиты байоса до Душетского района. Сюда входят также «комплекс Асхи» [27], большая часть Окрибы, вся Рача-Лечхумская синклиналь, верхнее течение р. Квирилы и части долин рр. Папи и Б. Лиахвы.

Таким образом, перед верхней юрой на территории Грузии выделяются следующие геотектонические единицы: I. Геоантиклиналь Главного хребта, II. Абхазская геосинклиналь, III. Зона Сванетского поднятия, IV. Рачинско-Тианетская геосинклиналь, V. Сухумско-Душетская зона и VI. Закавказская геоантиклиналь или плита.

Эта геотектоническая обстановка почти без изменения сохраняется в продолжение всей верхней юры. Нисходящие движения, временно прерванные перед келловеем, возобновляются в верхней юре почти во всех зонах, за исключением Закавказской плиты и частично зоны Сванетского поднятия, но уже в разных масштабах.

В Рачинско-Тианетской геосинклинали накапливаются мощные (до 2 км) отложения карбонатного флиша, а в Абхазской—карбонатные и реже терригенные образования в платформенноидных фациях.

Иная картина наблюдается в зоне Главного хребта. Опусканию подвергаются только восточная и западная части ее, в то время как центральная ее часть вместе с Сванетским поднятием остаются над уровнем моря. Эта центральная приподнятая часть Главного хребта, по мнению И. Кахадзе [38], не погружалась под воду также и в продолжение всей нижней и средней юры, что заслуживает особого внимания.

Сухумско-Душетская зона претерпевает почти повсеместное погружение, но слабее чем Рачинско-Тианетская и Абхазская геосинклинали. Развитые здесь верхнеюрские отложения предоставлены большей частью маломощными мелководными терригенными осадками и мощными доломитизированными и битуминизированными известняками.

Закавказская плита, как уже было сказано, в продолжение всей верхней юры не испытывает заметных опусканий и остается зоной поднятия. В конце верхней юры—кимеридже—нисходящие движения сменяются восходящими и во всех зонах происходит регрессия моря в различных масштабах. Параллельно с восходящими движениями протекает складкообразование—андийская орофаза, которая по своей интенсивности уступает батской орофазе. Однако она сыграла немалую роль в формировании заложённых до нее структур, кордильер, в особенности в Сухумско-Душетской зоне и частично в Рачинско-Тианетской геосинклинали.

Следующий—нижнемеловой период является важным в смысле происшедших значительных изменений палеогеографического характера, причем геотектоническая обстановка остается почти без изменения. Нисходящие движения охватывают почти всю северную Грузию, за исключением зоны Главного хребта и зоны Сванетского поднятия. Раньше всех опускаются Рачинско-Тианетская и западная часть Абхазской зоны, а затем Сухумско-Душетская зона. Позже всего в сферу влияния нисходящих движений попадает северная часть Закавказской плиты, куда нижнемеловая трансгрессия достигает только в барреме. Остальная часть Закавказской плиты в пределах Грузии остается сушей, которая в эту эпоху имела уже пепеленизированную поверхность.

По данным структурных скважин нижнемеловые отложения развиты также в центральной части Тирипонской депрессии и в Колхидской низменности в тех же фациях, что и в остальных частях Закавказской плиты (Дзирульский массив).

Существенные геотектонические изменения совершаются в средне-меловую эпоху (в альбе) в области Закавказской плиты. В эту стадию развития началось интенсивное опускание современной области Аджаро-Триалетского хребта, с которым совпали мощные подводные вулканические излияния известково-щелочных роговообманковых порфиристов.

В эту же эпоху, если не раньше (в среднем меле), погружается область современного Кахетинского хребта, ставшая небольшой ветвью Рачинско-Тианетской геосинклинали.

Таким образом, единая Закавказская плита в альбскую эпоху, вследствие возникновения двух вышеназванных прогибов, расчленилась на пять самостоятельных геотектонических зон—собственно Грузинскую глыбу на севере, Аджаро-Триалетскую геосинклинали в средней части, Артвинско-Сомхитскую глыбу на юге, Кахетинский прогиб и Алазанскую глыбу на северо-востоке.

Западная часть Грузинской глыбы (современная Колхидская низменность) в альбскую эпоху попадает под влияние нисходящих движений Аджаро-Триалетской геосинклинали, следствием чего является накопление сравнительно мощных (до 500 м) альбских глинисто-мергелистых и туфогенных отложений.

В остальных геотектонических зонах существенных изменений не происходит, кроме продолжающегося общего опускания, за исключением зоны Главного хребта. В конце альба в некоторых районах происходит регрессия моря, что было вызвано австрийской фазой складчатости.

Таким образом, к концу альба на территории Грузии четко выделяются следующие геотектонические единицы: I. Геоантиклиналь Главного хребта, II. Абхазская геосинклиналь, III. Зона Сванетского поднятия, IV. Рачинско-Трианетская геосинклиналь, V. Сухумско-Душетская зона, VI. Грузинская глыба, VII. Прогиб Кахетинского хребта, VIII. Алазани-ская глыба, IX. Аджаро-Триалетская геосинклиналь и X. Артвинско-Сомхитская глыба.

Сеноманская и последующие туронская и сенонская эпохи знаменуются разного масштаба нисходящими движениями для всех зон, за исключением геоантиклинали Главного хребта и Сванетской зоны поднятия. Особенно чувствительное опускание совершается в области Артвинско-Сомхитской глыбы, где трансгрессия широкого масштаба началась в сеномане, в результате чего почти вся эта область оказалась под водой. Прогибание здесь сопровождалось подводными излияниями кислых дацитовых и кварцпорфировых лав, все усиливавшихся в туроне, в результате чего произошло накопление вулканогенной толщи мощностью не менее 1,5 км.

Интенсивно погружается Аджаро-Триалетская геосинклиналь, где начавшаяся в альбе вулканическая деятельность непрерывно продолжалась до нижнего турона в северной части и до маастрихта в южной части. Однако следует отметить, что в отличие от Артвинско-Сомхитской глыбы, здесь изливаются уже известково-щелочные роговообманковые порфириды [23]. Общая мощность вулканогенной толщи вместе с переслаивающимися с нею мергелями и мергелистым известняками достигает 1 км, а мощность всего мела — 2,2 км.

Опускается также почти вся Грузинская глыба, где в основном отлагаются известняки и реже глауконитовые песчаники общей мощностью до 250 м.

Здесь же считаем нужным особо отметить, что полные разрезы меловых отложений обнаружены в структурных буровых скважинах в центральной части Тирипонской долины (Карталинии) и в Колхиде в таких же фациях, что и в остальных частях Грузинской глыбы. В Тирипонской долине вся мощность мела не превышает 100 м, а в Колхидской изменности она достигает 1200 м, из коих 500—600 м приходится на альбские и сеноманские глинисто-мергелистые и туфогенные отложения. Более подробно эти отложения рассматриваются в докладе проф. А. Г. Лалиева.

Кроме того в южной части глыбы (ущелья рр. Чхеримела и Дзирула, в Кутаисском, Хонском, Цхакаевском и Зугдидском районах) происходят подводные вулканические излияния в альбе, сеномане и туроне (свита Мтавари).

Опускание Сухумско-Душетской зоны, начавшееся в нижнем меле, продолжается почти непрерывно до конца сенона. Однако следует отметить что полностью погружается только южная ее половина и частично северная половина, где в виде кордильер выступали отдельные острова.

Рачинско-Трианетская геосинклиналь максимума своего развития достигает в верхнем меле, особенно южная ее часть, которая непрерывно и интенсивно прогибается и заполняется отложениями карбонатного флиша мощностью в несколько тысяч метров и таким образом еще раз совершается дальнейшая миграция геосинклинали на юг. В результате неоднократного смещения геосинклинали к югу происходит естественное расчленение ее на две зоны: северную или зону ниже- и среднеюрских отложений и южную или зону верхнеюрских и меловых флишевых отложений.

Прогиб Кахетинского хребта в продолжение всего верхнего мела неразрывно связан с флишевой зоной Рачинско-Трианетской геосинклинали и его следует рассматривать (в особенности западную часть), как небольшое ее ответвление.

Неясным остается вопрос о поведении Алазанской глыбы в продолжение всего мелового периода. Только в виде предположения можно высказать соображение, что и она, по всей вероятности, была вовлечена в нисходящие движения в течение всего мела, но надо полагать, что она, по сравнению с Кахетинским прогибом, опустилась намного меньше. Поэтому здесь меловые отложения должны быть представлены в малых мощностях.

В конце датского яруса нисходящие движения заменяются почти повсеместно восходящими движениями и начинается широкая регрессия (ларамийская фаза). Море покидает все глыбы, задерживаясь в геосинклинали только в мульдах некоторых крупных синклиналей, возникших в результате ларамийской фазы складчатости. Вдоль возникших крупных антиклиналей поднимаются кордильеры.

Для Аджаро-Трианетской геосинклинали ларамийская фаза является первой мощной орогенической фазой, в результате которой зародились ее основные структурные элементы.

Особенно сложная картина тектонических движений наблюдается в продолжение всего третичного периода. Если все перечисленные зоны прогибания в продолжение всего верхнего мела жили приблизительно одинаковой жизнью и представляли единый широкий бассейн, где, за исключением вулканогенных образований, отлагались почти однотипные карбонатные отложения, то в третичное время они, резко разграничиваясь между собой, продолжают почти независимо индивидуальное развитие и формирование до современного состояния.

В первую очередь особо следует подчеркнуть, что Рачинско-Трианетская геосинклинали в палеоцене начинает дегенерировать и в среднем эоцене окончательно заканчивает свою геосинклиналиную стадию погружения. Поэтому в палеоценовую, ниже-и среднеэоценовую эпохи она испытывает незначительное опускание и то лишь в южной полосе, большая же, северная ее часть остается приподнятой, представляя собой область размыва. То же самое следует отметить и относительно Абхазской и Сухумско-Душетской зон, где палеоцен-нижнеэоценовые и среднеэоценовые нисходящие движения охватывают лишь южные их части.

В области Грузинской глыбы погружению подверглись только ее северная и западная периферические части, в то время как центральная часть оставалась совершенно нетронутой. Отложения нижнего палеогена отсутствуют вовсе в центральной части Тирипонской долины и в Колхидской низменности.

Незначительное развитие нижнепалеогеновых отложений в области Кахетинского хребта дает основание заключить, что и эта зона в эти эпохи не подверглась интенсивному опусканию.

Диаметрально противоположная картина наблюдается в области Аджаро-Трианетской геосинклинали, где непосредственно вслед за датской и нижнепалеоценовой регрессией, наступает среднепалеоценовая трансгрессия, связанная с интенсивным прогибанием всей геосинклинали, длившаяся непрерывно до конца среднего эоцена. В этот период Аджаро-Трианетская геосинклинали достигла максимума своего развития, с которым тесно связана мощная подводная вулканическая деятельность и накопление вулканогенных образований громадной мощности, в среднем 3 км. Общая же мощность всего нижнего палеогена (исключая верхний эоцен) здесь достигает в среднем 4,5—5 км.

Артвинско-Сомхитская глыба в нисходящие движения вовлекается в среднеэоценовую эпоху, и то лишь частично, — большая ее восточная часть остается приподнятой. В опущенных областях накапливаются терригенно-вулканогенные образования мощностью до 600—700 м.

В конце среднего эоцена (в оверзском веке) происходит регрессия моря регионального характера, являющаяся следствием предверхнеэоценовой—триалетской [17] фазы складчатости, весьма мощной во всей Грузии. Для Рачинско-Тианетской геосинклинали эта фаза была завершающей, поскольку после нее геосинклиналь полностью выходит из стадии погружения и окончательно преобразовывается в складчатую область поднятия.

В это время общее поднятие намечается и в остальных геотектонических зонах, а в Аджаро-Триалетской геосинклинали дополнительно происходит их расчленение на мелкие структурные бассейны.

В приабонский век нисходящие движения охватывают только некоторые узкие депрессии в области Абхазской и Сухумско-Душетской зон, а в области Грузинской глыбы они сосредоточились главным образом в полосах соприкосновения с соседними геосинклиналями; большая — центральная ее часть осталась зоной поднятия.

Аджаро-Триалетская геосинклиналь в приабоне вновь опускается, но уже в несравненно меньшем масштабе, в результате чего она лишь частично затопляется морем. Исключение составляют восточная, северная и южная части геосинклинали, в особенности восточная, быстрое и глубокое погружение которой легко устанавливается по мощным — до 2,3 км—верхнеэоценовым глинисто-песчаным отложениям.

В западной части Ахалцихской и в южной части Гурийской депрессий с нисходящими движениями совпадают подводные вулканические излияния, но в гораздо меньшем масштабе, чем в среднем эоцене.

Артвинско-Сомхитская глыба после среднего эоцена испытывает непрерывные восходящие движения дифференциального характера.

В конце верхнего эоцена или в начале олигоцена (точно не установлено) проявляется пиренейская фаза складчатости и в связи с ней происходит общее поднятие всей страны, которое очень быстро сменяется новым опусканием. В эту эпоху значительному опусканию подвергаются опять-таки периферические части Грузинской глыбы и Аджаро-Триалетской геосинклинали и, таким образом, в эту эпоху в северной и южной частях Грузинской глыбы более четко вырисовываются два предгорных прогиба.

В Аджаро-Триалетской геосинклинали интенсивнее всего погружается опять восточная ее часть (Тбилисский район), затем северная периферия (между Мцхета и Хашури), Гурийская депрессия и, наконец, Ахалцихская депрессия.

Незначительно прогибаются Кахетинский хребет и некоторые синклинальные депрессии Сухумско-Душетской и Абхазской зон.

Такая картина сохраняется до конца нижнего миоцена, т. е. до проявления штирийской фазы складчатости, являющейся наиболее мощной во всем Закавказье. После сопутствующих этой фазе восходящих движений, Аджаро-Триалетская геосинклиналь, за исключением Гурийской депрессии, окончательно выходит из стадии погружения и преобразовывается в горную складчатую систему.

Общее поднятия испытывают также все остальные геотектонические единицы. Однако указанные выше два предгорных прогиба в целом и Гурийская депрессия меньше всех подвергаются воздыманию.

Из анализа вышеприведенных данных явствует, что каждая геотектоническая зона Грузии в процессе своего развития расчленяется на от-

дельные более мелкие геоструктурные единицы, и что все геосинклинальные прогибы в результате действия орогенических фаз превращаются в складчатые горные сооружения в следующей последовательности: Сухумско-Душетская и Абхазская зоны — к началу палеогена, Рачинско-Тианетская — к началу верхнего эоцена и Аджаро-Триалетская — к началу среднего миоцена. Одновременно с этим намечается миграция геосинклиналей в сторону Грузинской глыбы. Вместе с тем Сухумско-Душетская зона, постепенно консолидируясь, становится все более и более неподатливым геологическим сооружением. Однако полностью она не консолидируется и остается промежуточной зоной между Грузинской глыбой и Рачинско-Тианетской геосинклиналью. В южной части она является носителем элементов характерных в основном для Грузинской глыбы, а в северной — для Рачинско-Тианетской геосинклинали.

За период от верхнего мела до олигоцена восходящие и нисходящие движения во всех геотектонических зонах протекали почти одновременно, но не равнозначно: в геосинклиналях преобладают нисходящие движения, а на глыбах — восходящие. Основной перелом наступает в верхнем эоцене для Рачинско-Тианетской геосинклинали и в нижнем миоцене для Аджаро-Триалетской, когда они вступают в стадию воздымания. Для Грузинской глыбы и сопряженных с ней переходных зон в это время наступает стадия опускания, за исключением некоторых сравнительно мелких структурных единиц.

Резкий перелом в направлениях вертикальных движений более четко намечается в среднем миоцене, когда западная и восточная области Грузинской глыбы начинают интенсивно опускаться, а остальные ее части — еще интенсивнее воздыматься. Среднемиоценовое погружение коснулось лишь узких синклинальных структур — Сухумско-Душетской зоны, Гурийской депрессии, левобережья Куры между ст. Дзегви и сел. Сативе и Хевдзмарской синклинали Аджаро-Триалетской геосинклинали.

Последующие верхнесарматские тектонические движения всецело были сосредоточены в складчатых областях. В области Грузинской глыбы, в особенности Мухранско-Тирипонской депрессии, кратковременное и незначительное поднятие, имевшее место перед верхним сарматом, быстро сменяется движениями обратного знака, длившимися непрерывно до плиоцена включительно. С этим общим опусканием Грузинской глыбы (исключая ее центральную часть — Дзирульский массив и другие незначительные участки) связано накопление мелководных и континентальных верхнесарматских (нацхорская свита) и миоплиоценовых конгломератовых отложений громадной мощности (около 3 км). Следует подчеркнуть, что весь этот материал сносится сюда со складчатых систем южного склона Большого Кавказа и Аджаро-Триалетии, которые в то время были уже высокоприподнятыми горными сооружениями.

Верхнеплиоценовые — роданская и валахская фазы складчатости не вносят существенных изменений в размещение геотектонических зон. То же самое следует отметить и относительно самой молодой — нижнечетвертичной орофазы. Эти фазы в основном завершают дальнейшее развитие существующих структур и приводят их к современному состоянию. Одновременно с развитием появившихся ранее нарушений возникают и новые разломы с крупными перемещениями масс в разных направлениях.

Четвертичный период в целом характеризуется интенсивным поднятием всей страны, за исключением Алазанской зоны, Мухранско-Тирипонской долины, западной части Колхидской низменности и Борчалинской равнины.

На основании вышеизложенного и анализа характера структурных форм, краткая характеристика которых дается ниже, а также оценки лабильности и стабильности зон, в настоящее время можно дать следующее геотектоническое расчленение Грузии:

- | | |
|---|---|
| I. Геоантиклиналь Главного хребта | II ₁ Рачинско-Тианетская зона |
| II. Складчатая система южного склона | II ₂ Сванетская зона поднятия |
| | II ₃ Абхазская зона |
| | II ₄ Сухумско-Душетская зона |
| | II ₅ Зона Кахетинского хребта |
| | III ₁ Колхидская зона |
| | III ₂ Дзирульская зона |
| III. Грузинская глыба | III ₃ Карталинская или молассовая зона |
| | III ₄ Алаванская зона |
| | III ₅ Сагареджо-Ширакская зона |
| IV. Аджаро-Триалетская складчатая система | IV ₁ Северная зона |
| | IV ₂ Центральная зона |
| | IV ₃ Южная зона |
| V. Артвинско-Сомхитская глыба | V ₁ Джавахетская зона |
| | V ₂ Болнисская зона |
| | V ₃ Борчалинская зона |
| | V ₄ Асуретская зона |

Большинство перечисленных зон являются сложными геологическими сооружениями, расчленяющимися на более мелкие геоструктурные подзоны, выделение и характеристику которых правильнее будет отложить до ознакомления с тектоническим строением каждой зоны.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ОТДЕЛЬНЫХ ЗОН

После того как мы ознакомились с историей геотектонического развития Грузии, рассмотрим тектоническое строение каждой геотектонической единицы, следуя с севера на юг.

I. Геоантиклиналь Главного хребта

Как крупная геологическая структура, геоантиклиналь Главного хребта зародилась еще в верхнем палеозое. Сложена она доверхнепалеозойскими кристаллическими породами, глубоко метаморфизованными кристаллическими сланцами и, в некоторых местах, глинистыми сланцами лейаса. Северная граница ее выходит за пределы Грузии, а южная—представлена крупным, регионального характера, надвигом кристаллического ядра Главного хребта на глинистые сланцы лейаса.

В структурном отношении геоантиклиналь Главного хребта является чрезвычайно сложным крупным антиклинорием, имеющим веерообразное строение, с крыльями разорванными и опрокинутыми как на север, так и на юг. В сильно дислоцированном субстрате кристаллических и метаморфических пород Главного хребта, используя уцелевшие от эрозии глинистые сланцы лейаса, удастся различить некоторые его составные структуры. Таковыми являются крупные Тебердинско-Эльбрусская и Мамисонско-Казбекская антиклинали и расположенная между ними круп-

ная, осложненная разрывами, Домбай-Ульгенская синклиналь общекавказского простирания. Все они выявляют общее воздымание по линии, проходящей по вершинам Ушбы и Эльбруса, и погружение как в северо-западном, так и юго-восточном направлениях. Мамисонско-Казбекская антиклиналь, постепенно погружаясь в восточном направлении, продолжается и дальше Казбека в мощных нижнеюрских отложениях, где она осложнена крупными разрывами, направленными как на север, так и на юг.

Все складки, там где они прослеживаются в нижнеюрских отложениях, являются сильно сжатыми и указывают на тенденцию к общему опрокидыванию на юг всего антиклинория Главного хребта. Кроме того здесь же уместно отметить, что Мамисонско-Казбекская антиклиналь представляет сочетание трех, кулисообразно замещающих друг друга антиклиналей—Санчарской на западе, Ушба-Тетнульдской в центральной части и собственно Мамисонско-Казбекской на востоке. Вторая из них попадает в область максимального воздымания Главного хребта и не так хорошо выражена в природе как остальные.

На основании геологического строения геантиклиналь Главного хребта может быть расчленена на три зоны—западную и восточную зоны погружения и центральную зону поднятия.

Крупным тектоническим элементом геантиклинали Главного хребта является отмеченный выше Главный надвиг. Это крупнейшее нарушение во всем Кавказе, прослеживающееся по простиранию на несколько сот километров. Он представляет собой сочетание по крайней мере трех, замещающих друг друга разломов надвигового характера с перемещением масс с севера на юг (см. тектоническую карту). Нет пока достоверных данных, устанавливающих точные его горизонтальную и вертикальную амплитуды. По мнению исследователей его вертикальная амплитуда достигает 12 км, что конечно следует считать преувеличенным. Однако, если учесть надвигание гранитов Главного хребта не только на разные горизонты нижней и средней юры, но также и на верхнеюрские отложения (Верхняя Сванетия), то амплитуда его не может быть меньше 5 км.

Одним из наиболее интересных является также вопрос об истории развития Главного надвига. По косвенным данным можно прийти к выводу, что этот надвиг возник еще в верхнем палеозое, когда Главный Кавказский хребет начал интенсивно подниматься. С того времени и до наших дней включительно он продолжает скачкообразные интенсивные восходящие движения, которые, надо полагать, неоднократно возобновляли этот разлом. Если это действительно так, то необходимо установить разновозрастные амплитуды надвига, чего имеющиеся данные пока не позволяют сделать. Для разрешения этого вопроса необходимо произвести специальные исследования.

II. Складчатая система южного склона

Данная система, вытянутая в северо-западно—юго-восточном направлении, резко отграничена от геантиклинали Главного хребта только в западной части (западнее Казбека) вышеописанным надвигом. В восточной части граница между ними условно может быть проведена по Казбекскому надвигу, проходящему в лейасских глинисто-песчанистых отложениях. Южная ее граница с Грузинской глыбой представляет очень сложную ломаную линию. Эта система по своему геологическому строению очень разнообразна и чрезвычайно сложна и, как было отмечено выше, распадается на ряд геотектонических зон.

Рачинско-Тианетская зона занимает северо-восточную часть системы. От Сухумско-Душетской зоны она отделена крупным надвигом, проходящим по южному контакту верхнеюрских и меловых отложений, начиная от сел. Сакао на западе и кончая с. Ахмета на востоке. В восточной части эта зона непосредственно соприкасается с Алазанской зоной Грузинской глыбы, а на западе — в Сванетии, постепенно суживаясь, упирается в Главный надвиг и в этой части она контактирует с Сванетским поднятием.

1. Рачинско-Тианетская зона, сложенная мощными нижне-и среднеюрскими глинисто-песчанистыми отложениями в северо-восточной своей части и верхнеюрскими и меловыми флишевыми отложениями в юго-западной части, расчленяется на две подзоны — северную и южную, отделяющимися друг от друга крупной линией надвига.

В северной подзоне в нижне-и среднеюрских отложениях развиты сильно сжатые и опрокинутые на юг изоклинальные складки. На геологической карте они не вырисовываются ввиду однообразного литологического состава нижнеюрских отложений.

Южная подзона, сложенная верхнеюрскими и меловыми флишевыми отложениями, в тектоническом отношении намного сложнее северной, и, можно сказать, любой части складчатой системы южного склона. Эта подзона насыщена многочисленными, сильно сжатыми, опрокинутыми на юг изоклинальными складками и чешуйчатыми надвигами, направленными с севера на юг. Все они имеют общекавказское простирание и большое линейное протяжение, т. е. являются выражением альпинотипной складчатости.

Наибольшее число складок здесь расположено в районе Военно-Грузинской дороги. В западном и восточном направлениях число их все более сокращается и лишь некоторые из них прослеживаются до Ахметского района и ущелья Диди Лиахви. Интересно также отметить, что по указанию А. И. Джанелидзе в Ахметском районе часть складок, как бы встречая сопротивление, меняют свое направление на юго-восток и некоторые из них уходят в зону Кахетинского хребта. Это весьма интересное явление проливает свет на сложный вопрос о геотектонической природе Алазанской зоны.

Крупный надвиг южного склона, проходящий по южному контакту Рачинско-Тианетской сильно складчатой зоны, очень четко прослеживается в природе, начиная от сс. Сакао и Уцера на западе и кончая Душетским районом на востоке. Это крупное нарушение от сел. Сакао до Джавского района представлено одной поверхностью, но к востоку ст. Джава оно разделяется на две ветви. Северная ветвь, являющаяся непосредственным продолжением основной линии нарушения, непрерывно прослеживается до ущелья Арагви включительно, а южная ветвь, вначале простираясь в юго-восточном направлении, в районе сел. Мохиси дугообразно изгибается к югу, и дальше непрерывно прослеживается до сел. Хевсурсопели (Тианетский район). Вдоль этого регионального нарушения почти везде ясно видно надвигание флишевых отложений верхней юры и мела на более молодые верхнеэоценовые и верхнемiocеновые образования. В некоторых районах оно имеет взбросовый, а в других явно надвиговой характер.

На основании достоверных данных устанавливается, что надвиг флишевых отложений южного склона зародился еще во время андийской фазы и в последующие эпохи он не раз возобновлялся. Есть основание предполагать, что и в настоящее время он продолжает жить. Надвигание флишевых отложений на третичные не имеет большой горизонтальной амплитуды, но в более древних верхнеюрских отложениях последняя

может достигать нескольких километров. К сожалению, для окончательного разрешения этого вопроса нет достаточных данных.

2. Сванетская зона поднятия, расположенная между Рачинско-Тианетской и Абхазской зонами, по своим размерам намного уступает им. На северо-западе она непосредственно соприкасается, по линии Главного надвига, с самой приподнятой частью геантиклинали Главного хребта, а с южной стороны — с Сухумско-Душетской зоной; здесь ее граница представлена также тектонической линией, проходящей в южном крыле Нижнесванетской антиклинали.

Зона Сванетского поднятия сложена верхнепалеозойскими и триасовыми регионально метаморфизованными мощными (несколько километров) глинистыми сланцами десской свиты и глинистыми сланцами лейаса и средней юры.

В структурном отношении она является типичным антиклинорием. Здесь выделяются три крупные сильно сжатые антиклинали и три синклинали общекавказского простирания. Из них ведущими структурами являются веерообразные антиклинали Лайла (проходящая по Сванетскому хребту) и Нижнесванетская, в ядрах которых обнажаются верхнепалеозойские отложения. Лайлинская и остальные, расположенные к северу от нее, антиклинали в западном направлении постепенно погружаются и уходят под надвинутые на них кристаллические породы Главного хребта. К сожалению, эта часть Главного надвига пока никем не изучена и неизвестно насколько это соответствует действительности. Если допустить, что в этой части он перекрывает вышеназванные складки, то в таком случае горизонтальную амплитуду надвига следует принять равной 10—15 км.

В центральной части зоны (г. Лайла) происходит воздымание складок, а в восточной части они, постепенно погружаясь, не продолжают на восток в Рачинско-Тианетскую зону. Причина такого явления в настоящее время остается не выясненной.

В зоне Сванетского поднятия установлен только один крупный надвиг, проходящий вдоль южного крыла Нижнесванетской антиклинали. Его северо-западным продолжением условно можно считать второй — южный надвиг Абхазской зоны.

В целом зона Сванетского поднятия представляет сильно складчатую высокоприподнятую область, где развит линейный, полный тип складчатости и где общее движение масс направлено с севера на юг.

3. Абхазская зона, как было уже сказано, характеризуется развитием мощных отложений юры и мела различных фаций и сравнительно меньшей напряженностью тектонического строения. В южной своей части она постепенно переходит в Сухумско-Душетскую зону и провести между ними точную границу нет никакой возможности. Условная граница может быть намечена по линии Келасурского взброса, направленного с юга на север.

В Абхазской зоне в одинаковой степени развиты складчатые и разрывные, в основном, взбросового характера нарушения. Кроме того, для данной зоны характерно также этажное расположение структур. Так, например, здесь могут быть выделены следующие структурные этажи: доверхнеюрский, допалеогеновый и постпалеогеновый.

Здесь, как и в остальных зонах складчатой системы южного склона, развиты многочисленные линейно вытянутые, слегка опрокинутые на юг складки общекавказского простирания. Изоκлинальные складки наблюдаются только в нижнеюрских глинистых сланцах в северной, принадлежавшей полосе. При всем этом во всей зоне фиксируется расхождение в

направлениях доверхнеюрских и постмеловых складок, и в этом отношении она напоминает Сухумско-Душетскую зону.

В описываемой зоне установлено большое количество разрывов взбросового характера с перемещением масс как с юга на север, так и с севера на юг. В северной части зоны, южнее главного надвига, проходит второй крупный надвиг, в северо-западном направлении выходящий за пределы Грузии. В целом же Абхазская зона разбита многочисленными разрывами на отдельные, ступенчато расположенные узкие блоки северо-западно—юго-восточного простирания, причем поднятие блоков постепенно убывает с севера на юг.

4. Сухумско-Душетская зона по своему тектоническому строению и истории развития является сложнейшим и одновременно разнохарактерным геологическим сооружением. Она сложена юрскими, меловыми и третичными образованиями разной мощности (от нескольких километров до десятков метров) и в разнообразных фациях. Выше нами уже были очерчены ее контуры и границы с сопредельными зонами, а потому мы можем непосредственно перейти к ее общей тектонической характеристике.

По своему тектоническому строению она расчленяется на две крупных подзоны — северную и южную. Северная подзона охватывает ту часть зоны, которая занята в основном лейасскими глинисто-песчанистыми осадками и байосскими вулканогенными образованиями, а южная — всю остальную, несравненно большую ее часть. Граница между ними проводится по северному крылу Рачинско-Лечхумской синклинали в восточной части и по эрозионному контакту меловых отложений с юрскими образованиями во всей западной части.

В тектоническом отношении северная подзона характеризуется развитием многочисленных, почти широтного простирания, крупных асимметричных складок. Все складки в западном направлении поочередно уходят под меловые отложения южной подзоны, не показывая признаков затухания. В области приподнятой поперечной полосы — Эльбрус—Ушба—Лайла—Аски все подходящие сюда складки воздымаются, а к востоку и западу от нее — погружаются. При этом складки, расположенные в северной части подзоны, в общем интенсивнее сжаты и больше наклонены на юг.

Данная подзона размыта не богата, но зато развитые здесь разломы, за малым исключением, характеризуются движениями, направленными с юга на север. Таковыми являются Келасурский взброс, Ларакваквинский взброс и взбросо-надвиги левобережья р. Джеджоры.

Интересно отметить также, что будучи зарожденными во время батской орофазы, они впоследствии не раз претерпевали омоложение. Полагаем, что такую же историю развития имеет и Келасурское нарушение.

В этой подзоне нарушения с обратным движением, т. е. с севера на юг, известны в районе Квайсинского полиметаллического месторождения (Юго-Осетия) и в районе г. Чегвала (в Горной Мегрелии). Квайсинский разлом (взброс) возник во время андийской орофазы и претерпел омоложение после мела и эоцена.

Южная подзона Сухумско-Душетской зоны благодаря своему неоднородному тектоническому строению делится на многочисленные более мелкие геоструктурные единицы, одна часть которых по своим структурным свойствам тяготеет к стабильным, а вторая — к лабильным зонам. В целом же она занимает промежуточное положение между лабильной складчатой системой южного склона и стабильной зоной Грузинской глыбы, характеризуясь многоэтажно расположенными структурами.

В западной части подзоны—от Гагра до Мухури выделяется полоса моноклинально падающих меловых и третичных отложений. По северному эрозионному контакту меловых известняков с юрой вся моноклиальная полоса с большим угловым и азимутальным несогласием перекрывает нижне- и среднеюрские образования и складки северной подзоны Сухумско-Душетской зоны. В юго-западном направлении крутой угол падения моноклинали меловых отложений быстро выволаживается и она по слегка волнообразной линии постепенно переходит в Колхидскую зону Грузинской глыбы.

Следующей структурной единицей южной подзоны является, зародившаяся во время батской фазы складчатости, сложно построенная Рачинско-Лечхумская синклинали, которая ясно выражена в природе как тектонически, так и морфологически. В Лечхуми она образует широкую, осложненную вторичными складками, мульду, сложенную третичными отложениями. В западном направлении синклинали резко суживается и ее продолжением является Лашискельская изоклиальная синклинали [26]. В восточном направлении между р. Ладжанури и сел. Гендүши она сильно сужена и сжата в изоклиальную складку. В Амбролаурском районе синклинали снова расширяется и далее на восток продолжается до сел. Земо-Бари [24]. Северное и южное крылья синклинали сложены меловыми и нижнепалеогеновыми известняками, а мульда выполнена олигоценными и верхнетретичными мелководными отложениями. Северное крыло Рачинско-Лечхумской синклинали, осложненное надвигом, большей частью опрокинута на юг. Южное крыло в целом падает на север, но оно сильно осложнено многочисленными вторичными складками и разрывами, направленными с юга на север. Как в мульде, так и в южном крыле Рачинско-Лечхумской синклинали наблюдается этажное расположение структур: нижний этаж — доолигоценных структур и верхний — постсарматских. Если учесть тектоническое строение соседних районов, то тогда легко можно видеть и самый нижний, более интенсивно дислоцированный домеловой этаж. Особо следует подчеркнуть также и то, что число и положение осей меловых и третичных складок не совпадает с такими домеловых складок.

К югу от Рачинско-Лечхумской синклинали выделяется очень сложный структурный район, который охватывает поднятие г. Асхи, всю Окрибу и далее на восток верховье р. Квирилы до Джавского района.

В первую очередь коснемся полосы поднятия г. Асхи. Его А. И. Джанелидзе называет «геологическим комплексом горы Асхи».

Комплекс горы Асхи, сложенный мощными меловыми известняками, является западным продолжением Рачинско-Лечхумской седиментационной зоны. Меловые отложения, образующие здесь пологие волнообразные складки, за исключением краевых его частей, с большим угловым несогласием перекрывают более сильно дислоцированные среднеюрские вулканогенные образования. Для комплекса характерна глыбовая тектоника. Он состоит из двух глыб—собственно Асхской или Квибия-Майданской на севере и Турчу-Кинчхской на юге [27]. В целом, комплекс Асхи приподнят приблизительно на 2000 м выше Лечхумской синклинали и более чем на 3000 м выше Центральной мегрельской синклинали.

Здесь же необходимо отметить, что меловые известняки «комплекса Асхи», по данным Е. К. Вахания, покрывают все складки, которые хорошо фиксируются в байосской вулканогенной свите в долине р. Цхенисхали между сс. Гведи и Зуби. Одна из них — Зубская антиклиналь, возможно, является продолжением Асхской антиклинали, остальные три складки, имеющие широтное простирание, не находят своего отражения в меловых отложениях «комплекса Асхи». Таким образом на основании

этих данных оправдывается мнение А. И. Джanelидзе [24, 27], который предполагал наличие складчатого байосского субстрата под указанными меловыми отложениями.

Следующая, Окриба-Джавская область южной подзоны также является сложным геологическим сооружением, где также наглядно фиксируется этажное расположение разновозрастных структур. В среднеюрских отложениях здесь выделяют несколько крупных складок, которые в западной (по меридиану сел. Никорцминда) и восточной (по меридиану сел. Теделети) частях выгнуты к югу, а в центральной же части (по меридиану Сачхере) — к северу. Выгибание складок к югу особенно хорошо выражено в северных складках между меридианом сел. Чорди и долиной р. Паца, а для южных складок — между сел. Чала (Сачхерский район) и Лихским хребтом. Одновременно с этим в этой выгнутой к югу части дуг наблюдается наибольшее опрокидывание складок на юг и постепенное выравнивание их на восток и на запад.

Домеловые складки хорошо выделяются в среднеюрских отложениях Лкибульского и Дзмуйского районов, в строении которых меловые отложения не принимают участия. В северо-западной части описываемой области А. И. Джanelидзе установлена также виргация складок.

Постмеловая складчатость наиболее четко выявляется в западной части этого района, где меловые известняки «комплекса Асхи» в северо-восточном направлении, изгибаясь в выгнутую к югу дугообразную антиклиналь, переходят в южное крыло Лечхумской синклинали.

К северу от этой крупной антиклинали — в южном крыле Рачинско-Лечхумской синклинали выделяется еще несколько мелких складок, сливающихся на западе и свободно затухающих на востоке.

Чрезвычайно сложна тектоника полосы восточного продолжения Рачинско-Лечхумской синклинали от Амбролаури до ущелья р. Паца, которая разбита здесь многочисленными, противоположного движения разломами и мелкими складками на отдельные узкие блоки широтного простиранья. Особого внимания заслуживают два крупных взброса — Хихатский и Поцхревский, имеющие большое протяжение и большие вертикальные амплитуды. В обоих взбросах поднятыми являются южные крылья.

Все вышеперечисленные и другие известные здесь взбросы моложе сармата, так как они смещают и его, но это вовсе не означает, что они до этого не существовали. На основании новых данных некоторые из них возникли еще до верхней юры — во время батской орофазы — и после не раз оживали.

Самая восточная часть южной подзоны Сухумско-Душетской зоны занимает небольшой участок территории Грузии между Джава и Душети.

Эта очень узкая часть южной подзоны Сухумско-Душетской зоны, сложенная юрскими, меловыми и в основном третичными отложениями, по существу, мало отличается от крайних северных частей Грузинской глыбы. Домеловые и досреднемиоценовые структуры здесь перекрыты молодыми третичными отложениями. История развития ее показывает, что после батской эпохи она представляла собой кордильеру и таковой оставалась до среднего миоцена, т. е. пока не попала под влияние нисходящих движений северной периферии Грузинской глыбы. Она своим геологическим строением и историей развития очень напоминает Цханарско-Фасрагинскую кордильеру, что также подтверждает отнесение этой части к Сухумско-Душетской зоне. Небольшая часть юрской антиклинали здесь обнаружена в Кеанском ущелье (к северу от Ленингори), откуда, продолжаясь на восток, она доходит почти до ущелья р. Арагви. В ядре-

антиклинали обнажены лейасские глинистые сланцы и песчаники, а в крыльях—вулканогенные породы байоса. Южное крыло антиклинали разорвано надвигом, направленным с севера на юг.

Все другие мелкие складки, развитые в меловых и третичных отложениях, сильно сжаты и опрокинуты на юг. На юг направлены и фиксируемые здесь надвиги. В целом эта часть Сухумско-Душетской зоны находится под сильным влиянием тектонических напряжений Рачинско-Тианетской интенсивно складчатой зоны.

5. Зона Кахетинского хребта, резко выделяющаяся и геоморфологически, расположена между Алазанской долиной и Сагареджо-Ширакской зоной. В северо-западном направлении она непосредственно переходит в южную зону складчатой системы южного склона, а на юго-восток, постепенно погружаясь, заканчивается в районе г. Сигнахи.

Кахетинская зона сложена в основном меловыми (от баррема до маастрихта включительно) и частично нижнепалеогеновыми отложениями и трансгрессивно перекрывающими их олигоценowymi и миоценовыми образованиями. Под меловыми отложениями местами обнаружены также вулканогенные породы байоса [30, 41].

Несмотря на то, что Кахетинский хребет изучался многочисленными исследователями, его тектоническая структура окончательно еще не разгадана. Н. Б. Вассоевич на основе своеобразия фаций меловых отложений и тектонических взаимоотношений отметил наличие крупных тектонических покровов альпийского типа, что последующими исследованиями не подтвердилось [30, 64]. Согласно новым данным тектоника Кахетинской зоны рисуется в виде двустороннего небольшого орогена, зажатого между двумя глыбами—Алазанской на севере и Грузинской—Азербайджанской на юге. Согласно этой концепции развитые здесь сильно сжатые складки, общекавказского направления обнаруживают двухстороннее опрокидывание.

Геологическое строение Кахетинского хребта детально освещается в докладе А. И. Джанелидзе и М. М. Рубинштейна, поэтому мы здесь больше на нем не задержимся.

III. Грузинская глыба

На данном этапе изученности Грузии можно сказать, что среди всех геотектонических единиц Грузинская глыба исследована наиболее полно. Ее геотектоническая природа убедительно расшифрована А. И. Джанелидзе в трудах [24, 28, 29, 33, 34] которого читатель может найти ее всестороннее описание. Ниже приводится лишь краткая характеристика основных ее структурных черт.

Субстрат Грузинской глыбы сложен древними допалеозойскими и нижнепалеозойскими кристаллическими породами и глубоко метаморфизованными кристаллическими сланцами, гнейсами и филлитами, а также долейасскими вулканогенными образованиями нижних туфитов, обнажающимися в области Дзирульского массива. В остальных—погруженных частях глыбы на субстрате с большим угловым и стратиграфическим несогласием залегают маломощные отложения лейаса, средней и частично верхней юры, всего мела, палеогена и сравнительно мощные отложения неогена. Южная ее граница с Аджаро-Триалетской складчатой системой очень наглядно фиксируется в природе как геоморфологически, так и геологически, начиная от побережья Черного моря (около Супса) на западе и кончая Хашми (долина р. Иори) на востоке. Эта почти прямая линия совпадает к западу от Сурами с линией крупного надвига Аджаро-Триалетской складчатой системы, к востоку от Сурами до ст.

Дзегви — с долиной р. Куры, а в остальной части — с линией надвига миоплиоценовых отложений. Западная граница глыбы проходит в восточной части Черного моря по линии выявленного здесь сброса [33]. Восточную границу Грузинской глыбы с Азербайджанской глыбой считаем возможным провести в долине р. Иори по меридиану сел. Патардзеули, где фиксируется резкий поворот складок на юг.

Поскольку тектоническое строение отдельных частей Грузинской глыбы освещается в докладах А. Г. Лалиева и Д. А. Булейшвили и О. А. Сепашвили, мы ее характеристику здесь пропускаем, за исключением Алазанской глыбы и Центральной Мегрельской депрессии.

Подзона Центральной Мегрельской синклинали резко очерчена в природе. С трех сторон — с востока, юга и запада она точно оконтуривается по кулисообразно расположенным антиклиналям — Абедаги, Накалакеви, Эки, Урта и Сатанджио. Северная ее граница представляет полуокружность, проходящую по линии — Доберазени—Мухури—Джвари—Окуми, т. е. по линии выполаживания углов падения меловых и палеогеновых отложений Сухумско-Душетской зоны.

В структурном отношении данная подзона представляет собой крупную чашеобразную синклиналь, окруженную с трех сторон кулисообразно расположенными антиклиналями. Центральная часть чаши сложена молодыми — неогеновыми отложениями, смятыми в пологие и короткие складки второго порядка. Палеогеновые и меловые отложения, которые также должны быть развиты в мульде синклинали, на поверхность выходят в ядрах окружающих ее уже упомянутых выше антиклиналей. Во всех этих антиклиналях, являющихся типичными представителями покровных складок, наблюдается опрокидывание на юго-восток, юг и юго-запад. Все они представляют собой сильно сжатые узкие, короткие, быстро погружающиеся в обоих направлениях складки. Наряду с этим нельзя не отметить, что некоторые из них — Эки, Сатанджио, а возможно и Урта, — сорваны со своего основания и надвинуты, в общем с севера на юг, на более молодые отложения, что устанавливается не только непосредственными наблюдениями, но и буровыми скважинами. Так, например, буровая скважина, заданная в ядре антиклинали Эки, вскрыла под меловыми альб-сеноманскими отложениями олигоценые, майкопского типа, глины с рыбьими чешуями и этим полностью подтвердилось мнение исследователей, намечающих здесь надвиг, направленный с севера на юг. Анализ этого надвига приводит нас к заключению, что он является нарушением, сопровождающим покровную антиклиналь, что вообще характерно для этого типа складок. Однако это вовсе не значит, что в Колхидской зоне вообще отсутствуют разломы более глубокого залегания. По всей вероятности она расчленена разно направленными разломами на более мелкие глыбы. Высокое положение мезозойских отложений — комплекса Асхи, быстрое их погружение в западном направлении и глубокое их залегание под верхнетретичными отложениями в Колхидской низменности, вполне возможно, является результатом наличия крупного разлома меридионального (в этой части) направления. Это предположение, высказанное нами еще в 1947 году [17], подтверждается и на основании интерпретации сейсмических данных [55].

Таким образом, Колхидскую зону следует рассматривать как разбитую на отдельные мелкие глыбы, погруженную часть Грузинской глыбы.

4. Алазанская зона морфологически представляет собой обширную депрессию, расположенную между Кахетинским хребтом и южным склоном Кавказского хребта. В юго-восточном направлении она

непосредственно переходит в Азербайджан, а в северо-западном направлении заканчивается по линии Ахмета—Пшавели.

Геологическая природа Алазанской зоны до сего времени не совсем разгадана, и по этому вопросу существуют два совершенно противоположных взгляда. По мнению некоторых исследователей зона является погруженной частью складчатой системы (т. е. геосинклинали) южного склона Главного хребта [11, 12, 13], по мнению же других — погруженным консолидированным субстратом северо-западного окончания Азербайджанской глыбы [38, 30].

В настоящее время нет никаких прямых данных, позволяющих хотя бы в общих чертах обрисовать тектоническое строение и одновременно выявить геотектоническую природу ее. Однако некоторые косвенные данные позволяют внести в этот вопрос некоторую ясность.

Вся Алазанская депрессия выполнена молодыми — четвертичными отложениями и залегающими под ними миоплиоценовыми континентальными образованиями. Распространение этих последних на большой площади здесь в настоящее время хорошо установлено буровыми скважинами. Кроме того, эти отложения сюда непосредственно спускаются с северо-восточного склона Кахетинского хребта.

Новыми исследованиями [30] установлено, что прогибание Алазанской зоны произошло в начале верхнего плиоцена. До этого она находилась выше Кахетинского хребта и всей полосы его юго-восточного продолжения. Выше нами было отмечено, что максимальная зона погружения находилась в среднем сармате на южном склоне Кахетинского хребта. Теперь можно сказать, что после нижнего плиоцена эта полоса максимального погружения претерпела миграцию в область Алазанской долины.

Для Алазанской зоны наиболее существенным является вопрос о геологическом строении предверхнеплиоценового субстрата. Для разрешения этого вопроса необходимо рассмотреть ее взаимоотношение с соседними геотектоническими зонами.

Почти всеми исследователями установлено надвигание складчатой системы южного склона Большого Кавказа на Алазанскую депрессию, т. е. граница между ними явно тектоническая. Юго-западная граница Алазанской зоны с Кахетинской зоной нормальная, т. е. крупных тектонических нарушений надвигового характера здесь нет, однако, как выше было отмечено, наблюдается опрокидывание Кахетинской зоны на Алазанскую депрессию, хотя верхнетретичные отложения, имея в области первой большие углы падения, постепенно выколачиваются в сторону второй, а в пределах самой депрессии они залегают почти горизонтально. Одновременно следует заметить, что, как показывает анализ геологической карты, не исключена возможность распространения меловых и нижнепалеогеновых отложений в ее северо-западной (Ахметский район) части, где наблюдается их постепенное погружение в юго-восточном направлении под плиоценовые отложения.

Интересные данные получены [45] в районах Цители-Калаки и Шираки, где установлен снос терригенного материала олигоценых и миоценовых отложений со стороны современной Алазанской депрессии и, что главное, продолжение красноколедезских верхнеюрских известняков в Алазанскую депрессию. Кроме того, геофизическими данными [45] устанавливается погружение под плиоценовые осадки Больших Шираки более плотных пород мезозоя, а возможно и более древних, распространяющихся в область Алазанской долины; это подкрепляется также и направлением осевых линий складок, резко меняющих простирание при обходе более жестких выступов субстрата.

Таким образом, есть полное основание допустить развитие юрских отложений, в том числе верхнеюрских известняков, в юго-восточной части Алазанской долины.

Прежде чем сделать окончательные выводы, рассмотрим еще северо-западное окончание Алазанской депрессии в Ахметском районе, где она непосредственно соприкасается со складчатой системой южного склона.

Развитые здесь сильно дислоцированные отложения мела и нижнего палеогена непосредственно спускаются в Алазанскую долину и перекрываются четвертичными образованиями, так что есть основание предположить их развитие по крайней мере в западной части депрессии. То же самое наблюдается и с разрывами — надвигами. Однако, как показали новые исследования А. И. Джанелидзе [30], часть фиксируемых здесь складок, приближаясь к Алазанской долине, встречает препятствие и, меняя своё направление, поворачивает на юго-восток. Это явление говорит о том, что меловые отложения и развитые в них складки и надвиги в Алазанскую долину не могут далеко распространяться.

Таким образом, на основании вышеизложенного, можно заключить, что современная область Алазанской долины в геотектоническом отношении является неподатливым, жестким геологическим телом, сложенным консолидированными юрскими, а возможно и более древними образованиями и перекрывающимися их мощными плиоценовыми отложениями. Вышеприведенные данные полностью подтверждают точку зрения А. И. Джанелидзе, высказанную еще в 1943 и 1950 гг. [30], а также соображений И. Р. Кахадзе [38].

К этому следует добавить и то, что Алазанская зона в своей северо-западной части, по-видимому, захватывает и незначительную часть южной зоны Рачинско-Тианетской складчатой системы и что она (Алазанская зона) по истории геотектонического развития является продолжением на юго-восток Сухумско-Душетской зоны. В настоящее время Алазанскую зону следует рассматривать, как северо-западный выступ Азербайджанской глыбы [18, 30].

IV. Аджаро-Триалетская складчатая система

Аджаро-Триалетская складчатая система, расположенная между двумя глыбами — Грузинской на севере и Артвинско-Сомхитской на юге, — представляет собой горное сооружение, протягивающееся в широтном направлении от юго-восточного побережья Черного моря до средней части долины р. Иори.

Как геологически, так и морфологически она четко разграничена с соседними глыбами. Северная ее граница с Грузинской глыбой, легко фиксируемая в природе, была описана выше, а южная — с Артвинско-Сомхитской глыбой, — ввиду перекрытия в большей своей части молодыми верхнеплиоценовыми лавами, очерчивается менее ясно. В восточной части южная граница системы четко намечается по южному склону Телетского хребта, начиная от сел. Кумиси до Беденского хребта, далее она условно проводится под молодыми верхнеплиоценовыми образованиями цалкской свиты между сел. Бешташени и сел. Бежано, а еще дальше на запад — под верхнеплиоценовыми лавами Ахалкалакского плато между сел. Бежано и сел. Хертвиси, и далее в этом направлении уходит на территорию Турции.

Аджаро-Триалетская геосинклиналь, зародившаяся в среднемеловое время приблизительно в центральной части древней Закавказской плиты, и достигшая максимума своего развития в среднем эоцене, закончила геосинклинальную стадию развития в конце палеогена. Она сложена

меловыми и палеогеновыми, в основном, вулканогенными и флишевыми образованиями громадной мощности. Будучи зажата между двумя глыбами и испытав сильное смятие в результате альпийского тектогенеза, она характеризуется многочисленными, линейно вытянутыми, сильно сжатыми, в общем широтного простирания складками и двухсторонним опрокидыванием, с движением масс как на север, на Грузинскую глыбу, так и на юг — на Артвинско-Сомхитскую глыбу.

Явления опрокидывания интенсивнее выражены на севере, что вызвано более низким положением кристаллического ядра Грузинской глыбы и преобладающим давлением со стороны высоко приподнятой Артвинско-Сомхитской глыбы. Этими факторами, по существу, определен общий характер тектоники Аджаро-Триалетской складчатой системы. В северной части системы все складки, без исключения, начинаются на востоке близ контакта с Грузинской глыбой (оглябая ее или косо к ней подходя), в западном направлении постепенно переходя в более внутренние части системы; некоторые из них остаются в северной ее части, а другие переходят даже в южную часть и, таким образом, общее простирание складок не совпадает с общим направлением самой системы. При этом все складки в северной части опрокинуты на север, в центральной приобретают веерообразную или еундучнообразную структуру, а в южной — опрокинуты на юг; однако здесь опрокидывание выражено значительно слабее, чем в северной части. Такое расположение складок в системе вызывает их скручивание. Скручивание хорошо выражено в складках, расположенных между Хевдзмарско-Дигомской синклиналью и Сапхенисской антиклиналью. В южной части системы все складки опрокинуты на юг. Наиболее интенсивное опрокидывание наблюдается к востоку от хребта Бедени, т. е. в той части, где намечается более глубокое залегание субстрата глыбы. В остальной части, совпадающей с поднятой частью глыбы, опрокидывание складок менее заметно. Более четко это явление наблюдается по всей полосе соприкосновения Аджаро-Триалетской системы с Грузинской глыбой. Северные складки системы на границе с Молассовой и Колхидской зонами Грузинской глыбы сильнее опрокидываются на север, чем в зоне соприкосновения с центральной — Дзирульской зоной, несмотря на то, что общее сжатие орогена в этой части значительно сильнее, чем в его западной и восточной частях.

На основании характера складок, в совокупности с другими факторами, Аджаро-Триалетская складчатая система расчленяется на три продольные зоны: 1) северную, 2) центральную и 3) южную.

Как было отмечено выше, общее направление складок всей Аджаро-Триалетской складчатой системы можно считать широтным, но нетрудно заметить в них некоторую извилистость. Особого внимания заслуживают три изгиба складок по линиям: а) Бакуриани—Боржоми—Харагоули, б) Вале—Абастумани—Багдади и в) Чохатаури—Годердзский перевал. По первому и третьему направлениям складки выгнуты к северу, а по второму — к югу. Вдоль первой линии наблюдаются максимальное сжатие и общее воздымание всех складок системы, что по видимому вызвано максимальным сближением двух наиболее высоко приподнятых выступов глыб Грузинской (Дзирульская зона) и Артвинско-Сомхитской (Болнисская и Джавахетская зоны).

Сильному сжатию и воздыманию этой части складчатой системы способствовали дифференциальные движения, происходившие вдоль разломов меридионального направления, намечающихся в глыбах. В области Артвинско-Сомхитской глыбы существование таких разломов может быть намечено и в Джавахетской и Болнисской зонах (о чем будет сказано ниже), а в Грузинской глыбе — как в самой Дзирульской зоне.

(Молитский сброс), так и в полосе контакта ее с соседними зонами. Есть основание думать, что эти разломы продолжаютя и в субстрате Аджаро-Триалетской системы; поверхностное отражение их можно видеть в районе ст. Сакочави, где наблюдается меридионального направления сброс и где сосредоточены центры Цихисджварского и Бакурианского излияний андезитовых лав. Одновременно нельзя не обратить внимания на то, что наиболее крупные надвиги Аджаро-Триалетской системы, характеризующиеся большими горизонтальными амплитудами, сосредоточены в полосе Бакуриани—Боржоми—Харагоули.

Таким образом, центральная (в поперечном направлении) часть Аджаро-Триалетской складчатой системы, благодаря встречным движениям Дзирульского и Храмско-Локского массивов, наиболее приподнята по сравнению с другими частями системы, максимально сжата и перемещена на север.

По второй линии—Вале-Абастумани-Багдади—как уже отмечалось, намечается общий изгиб складок на юг. Эта линия слегка отклоняется от меридионального направления на юго-восток—северо-запад. Изгиб складок на юг более отчетливо выражен в Ахалцихской депрессии и к югу от нее. Одновременно с этим, вдоль указанной полосы, намечается общее погружение всей системы, что особенно хорошо выражено, опять таки, в Ахалцихской депрессии. Это явление, по всей вероятности, связано с общим погружением примыкающих к ней частей Грузинской и Артвинско-Сомхитской глыб. Не исключена возможность и смещения на юг этой части последней.

Вдоль линии Чохатаури—Годердзский перевал, как уже отмечалось, происходит изгиб складок к северу, а также их общий поворот на юго-запад, сопровождающийся общим воздыманием и внедрением в них сиенитовых интрузий.

V. Артвинско-Сомхитская глыба

Артвинская-Сомхитская глыба в пределах Грузии охватывает Марнеульский, Болнисский, Дманисский, Тетрицкарыйский, Цалкский, Ахалкалакский районы и южные части Аспиндзского и Адигенского районов. Большая часть глыбы покрыта миоплиоценовыми континентальными вулканогенными образованиями годердзской, кисатибской и цалкско-ахалкалакской свит и верхнеплиоценовыми и четвертичными андезито-дацитовыми и базальтовыми лавовыми покровами, а также четвертичными отложениями Борчалинской равнины.

Меньшая часть территории Артвинско-Сомхитской глыбы сложена нижнепалеозойской глубоко метаморфизованной толщей, прорывающими ее палеозойскими гранитоидными интрузиями, перекрывающими их лей-асскими кварцевыми песчаниками и слюдистыми глинистыми сланцами, вулканогенными образованиями байоса, мощной толщей (до 1,5 км) средне-меловых (сеноман и турон) кислого состава вулканогенных пород, верхнемеловыми карбонатными и частично средне- и верхнеэоценовыми осадками. Наибольшее распространение имеют здесь средне-меловые образования.

Артвинско-Сомхитская глыба по своей тектонической структуре очень резко отличается от Аджаро-Триалетской складчатой системы. На глыбе развита очень редкая сеть коротких, пологих и широких складок, обусловленных неглубоким залеганием жесткого кристаллического субстрата. Наблюдаемая тектоническая структура позволяет расчленить ее на четыре зоны: Борчалинскую, Асуретскую, Болнисскую и Джавахетскую.

1. Борчалинская зона охватывает все нижнее течение рр. Храми и Алгети и часть долины р. Куры, непосредственно примыкая к Сагареджо-Ширакской зоне. Она целиком покрыта молодыми четвертичными отложениями и по этой причине тектоническая структура зоны не может быть выявлена. Ясно только одно, что после верхнего плиоцена она вместе с Куринской долиной претерпевает непрерывное погружение.

2. Асуретская зона расположена между Болнисской зоной и Аджаро-Триалетской складчатой системой; на востоке, постепенно погружаясь, она непосредственно переходит в Сагареджо-Ширакскую зону. По геологическому строению ее можно рассматривать как переходную зону между Аджаро-Триалетской складчатой системой и Артвинско-Сомхитской глыбой.

3. Болнисская зона охватывает Локский и Храмский массивы и всю расположенную между ними территорию до Борчалинской равнины на востоке и до восточного подножия Мокрых гор на западе.

Тектоническая структура данной зоны очень проста. Крупными структурами здесь являются две антиклинали: Джандарская на юге и Храмская на севере, где обнажаются древние массивы. Обе они, имея юго-западно—северо-восточное простирание и небольшую протяженность, быстро погружаются в обоих направлениях. Вся промежуточная территория между ними представляет одну большую синклинали, в которой развит ряд мелких коротких и пологих складок того же простирания. Следует отметить, что формирование упомянутых антиклиналей началось в верхнем лейасе. Молодые постверхнеплиоценовые складки здесь выявлены в лавах цалкско-ахалкалакской свиты в районе Храмского массива (район Цалка) и к югу от него в Гомаретском районе, что доказывает большую интенсивность постмиоценовых тектонических фаз складчатости.

4. Джавахетская зона Артвинско-Сомхитской глыбы очень слабо изучена, и в связи с этим ее тектоническая структура совершенно не разгадана, что в основном объясняется широким развитием молодых верхнечетвертичных и четвертичных континентальных пирокластических образований и лавовых покровов андезитов-дацитов, базальтов и долеритов. Здесь выявлено только несколько мелких складок как в цалкско-ахалкалакской свите, так и в залегающих под нею образованиях кислятибской свиты [20]. Так, например, в ущелье р. Куры выше сел. Хертвиси проходят две очень пологие (падение крыльев всего 10—20°) складки — синклинали Мгелсунда и Тмогвская антиклиналь юго-западно—северо-восточного простирания. В юго-восточном направлении, в районе Ахалкалакского плато, они продолжают под лавами верхнеплиоценовой цалкско-ахалкалакской свиты [20]. Слабая волнистость заметна также в верхнеплиоценовых лавах, совпадающая в общих чертах с расположенными под ними складками. Складчатость лав цалкско-ахалкалакской свиты более четко выявляется в северной части Ахалкалакского плато до перевала Цхра-цхаро и далее на восток, на южном склоне Триалетского хребта к северу от Храмского массива. Здесь насчитывается несколько десятков мелких пологих асимметричного строения складок. При этом, антиклинали, являющиеся более узкими чем синклинали, создают положительный рельеф, а синклинали—отрицательный. Все они явно покровного характера. Такого же типа складки выявлены и в южной части Ахалкалакского нагорья.

В данной зоне совершенно не выявлены разрывные нарушения, кроме сброса Сагамос-тба северо-западного простирания, тогда как по представлению большинства исследователей они должны иметь здесь широкое развитие. К такому выводу приводит своеобразное геологическое

строение всей зоны. С первого взгляда на геологическую карту бросается в глаза резкое отличие этой области от соседних районов. Невольно возникает вопрос, по какой причине именно к этой области приурочено такое количество лавовых излияний. Нет сомнения, что это явление связано с разломами, которые здесь должны были быть широко развиты до и во время вулканических извержений, большинство которых считается трещинными. Расположение центров излияния по меридиональному (в основном) и широтному направлениям поневоле приводит к заключению, что вся Джавахетская зона должна быть разбита глубокими трещинами разлома на отдельные более мелкие глыбы. При современной изученности этой области, конечно, трудно наметить точно линии этих разломов, однако, по чисто геоморфологическим признакам и по расположению некоторых центров излияний, можно наметить по крайней мере три главные линии разломов меридионального направления: по Кечутскому, Абул-Самсарскому и Арсианскому хребтам. Эти крупные разломы, несомненно, сопровождаются более мелкими, как широтного, так и меридионального простирания. Под влиянием общих тектонических напряжений вся Джавахетская зона Артвинско-Сомхитской глыбы, по указанным и другим разломам, претерпела и претерпевает дифференциальные глыбовые движения. В тех областях, где движения глыб были направлены вверх и на север, в сторону Аджаро-Триалетской системы, произошло интенсивное сжатие этой последней. Такой глыбой должно было быть Ахалкалакское нагорье между линиями Ахалкалаки—Боржоми на западе и Цалка—Гори на востоке. Как отмечалось выше, именно между этими линиями намечается максимальный изгиб складок на север и интенсивное сжатие Аджаро-Триалетской системы. Приуроченные к Ахалкалакскому нагорью частые и сильные землетрясения свидетельствуют о том, что эта область неспокойна в тектоническом отношении и в настоящее время. На это указывает также наличие здесь недавно потухших вулканов—Тавкветили, Шавнабада и других.

На основании всего вышеизложенного, окончательная схема геотектонического строения всей территории Грузии примет следующий вид:

- | | | |
|-------------------------------------|--|--|
| I Геоантиклиналь Главного хребта | I ₁ Западная зона погружения | |
| | I ₂ Центральная зона воздымания | |
| | I ₃ Восточная зона погружения | |
| II Складчатая система южного склона | II ₁ Рачинско-Триалетская зона | A. Северная подзона
B. Южная подзона |
| | II ₂ Сванетская зона поднятия | |
| | II ₃ Абхазская зона | |
| | II ₄ Сухумско Душетская зона | V. Северная подзона
Г. Южная подзона |
| | II ₅ Зона Кахетинского хребта | |
| III Грузинская глыба | III ₁ Колхидская зона | A. Подзона Колхидской низменности
B. Подзона Центральной Мегрельской синклинали |
| | III ₂ Дзирульская зона | |
| | III ₃ Молассовая зона | |
| | III ₄ Алазанская зона | |
| | III ₅ Сагареджо-Ширакская зона | |

IV Аджаро-Триалетская складчатая система	IV ₁ Северная зона	Гурийско-Кавтисхевская подзона
	IV ₂ Центральная зона	Дигомско-Сартичальская подзона
	IV ₃ Южная зона	Ахалцихская депрессия
V Артвинско-Сомхитская глыба	V ₁ Джавахетская зона	
	V ₂ Болнисская зона	
	V ₃ Борчалинская зона	
	V ₄ Асуретская зона	

Следует оговориться, что перечисленные выше геотектонические единицы не являются величинами одного порядка и, что главное, в дальнейшем необходимо будет дать более дробное деление каждой из них. В этом особенно нуждается южная подзона Сухумско-Душетской зоны, которая, являясь переходной между складчатой системой южного склона и Грузинской глыбой, как об этом уже было сказано выше, характеризуется очень разнообразным и разнохарактерным тектоническим строением. На данной стадии изученности эту часть территории Грузии и сейчас свободно можно было бы расчленить на следующие геоструктурные единицы: 1. Рачинско-Лечхумскую синклинали, 2. Геологический «комплекс г. Асхи», 3. Окрибско-Джавское поднятие и др. Но, как уже мы отметили, это дело будущего, а потому перейдем сейчас к следующему вопросу — поперечным зонам воздымания и погружения.

ПОПЕРЕЧНЫЕ ЗОНЫ ВОЗДЫМАНИЯ И ПОГРУЖЕНИЯ

На основании геологической истории развития Грузии и современного ее тектонического строения очень наглядно вырисовываются следующие зоны поперечного воздымания: первая — почти меридионального направления — Эльбруско-Арсинская и вторая — Дзирульско-Локская, а также три зоны погружения: 1) западная — Черноморская, 2) центральная — Цагерско-Ахалцихская и 3) восточная — Тбилиско-Душетская.

Эльбруско-Арсинская зона воздымания охватывает наиболее высоко приподнятую часть геоантиклинали Главного хребта, центральную часть зоны Сванетского поднятия, геологический комплекс г. Асхи и приподнятую часть Аджаро-Триалетской складчатой системы между Вани и Арсианским хребтом. Наиболее четко эта зона воздымания представлена в первых трех зонах. В области Грузинской глыбы между Вани и Цулукидзе она на поверхности не находит своего отражения.

Следующая, Дзирульско-Локская зона воздымания имеет северо-западно — юго-восточное простирание. Это воздымание легко устанавливается по выходам кристаллического субстрата в областях Локско-Храмского и Дзирульского массивов. В северо-западном направлении оно захватывает центральную часть Окрибского поднятия, суженную часть Рачинско-Лечхумской синклинали, далее, в Нижней Сванетии, — выходы палеозойской толщи, а еще дальше, уже в Верхней Сванетии, в районе г. Лайла оно сливается с первой зоной воздымания. В области Аджаро-Триалетской складчатой системы в эту зону поднятия попадает самая суженная ее часть между Харагоули — Боржомом — Бакуриани, а в области Артвинско-Сомхитской глыбы — вся восточная часть Джавахетского нагорья.

Между двумя этими зонами воздымания расположена Цагерско-Ахалцихская зона погружения, которая включает в себя Ахалцихскую депрессию на юге, часть Аджаро-Триалетской складчатой системы между Абастумани и Багдади в центральной части и Лечхумскую синклиналь на севере. И эта зона погружения не находит своего резкого выражения в области Грузинской глыбы между Багдади (Маяковски) и Кутаиси.

Тбилиско-Душетская зона погружения охватывает всю восточную часть Аджаро-Триалетской складчатой системы, Мухранскую долину и далее — в области складчатой системы южного склона — всю меридиональную полосу между ущельями рр. Ксани и Иори включительно, где наиболее полно представлены мощные флишевые отложения верхней юры и мела.

Кроме перечисленных выше поперечных зон имеются еще и другие более мелкие зоны, из коих следовало бы упомянуть Джварско-Эрцойскую подзону воздымания, являющуюся одновременно водораздельным хребтом между Черноморским и Каспийским бассейнами. К югу от Тбилиси—Сартичала эта зона погружения продолжается в долине р. Куры, где она захватывает полностью Куринскую депрессию и восточную — большую часть Борчалинской равнины.

НЕКОТОРЫЕ СПОРНЫЕ И СЛАБО ИССЛЕДОВАННЫЕ ВОПРОСЫ

В конце необходимо задержаться на некоторых спорных и слабо исследованных вопросах.

1. Первым таким является вопрос взаимоотношения Сухумско-Душетской и Рачинско-Тианетской зон. Как было отмечено выше, контакт между ними представлен крупным, регионального характера надвигом, начиная от сел. Сакао (Верхняя Рача) на западе и кончая Тианети на востоке, и что особенно важно, неясным остается вопрос — сечет ли этот надвиг или перекрывает крупные структуры Сухумско-Душетской зоны, вплотную подходящие к нему и продолжения которых в Рачинско-Тианетской зоне не наблюдается. Это прерывание тектонических структур (складок и взбросов разного направления) могло возникнуть лишь при наличии большого (не менее 15—20 км) горизонтального перемещения надвига на юго-запад. При этом интересно отметить, что в западной части — на участке сел. Сакао, перемещение измеряется десятками метров, а в Душетском и Тианетском районах, при таком соотношении этих зон, оно само собой получится порядка 15—20 км, если не больше. В противном случае необходимо будет доказать постепенное затухание некоторых структур Сухумско-Душетской зоны в восточном направлении и периклинальное окончание их до линии надвига. По имеющимся в нашем распоряжении фактическим данным, такое явление намечается только в некоторых складках, тогда как большинство складок до конца сохраняет свое интенсивное сжатие и никаких признаков затухания не показывает.

2. Второй вопрос такого же характера касается опять таки горизонтальной амплитуды Главного надвига на участке г. Ушба и ущелья р. Сакен. В этой части Главный надвиг также перекрывает разные структуры (складки) Сванетского поднятия и западной части Рачинско-Тианетской зоны, что также указывает на существование крупного (порядка 10—15 км) тектонического покрова. Если же здесь Главный надвиг окажется секущим, чего в природе, в тех местах, где нам удавалось его изучать (между г. Ушба и ущельем Ненскра), не наблюдается, то тогда продолжение складок Сванетского поднятия на северо-запад надо искать

в области Главного хребта. К сожалению, слагавшие их отложения в настоящее время здесь почти полностью денудированы, что будет очень препятствовать разрешению этого весьма важного вопроса.

3. Третьим неясным вопросом является вопрос существования в Сухумско-Душетской зоне надвигов и взбросов, направленных с юга на север, в то время как во всех зонах складчатой системы южного склона развиты надвиги и взбросы, направленные с севера на юг.

4. На данной стадии изученности геологического строения Грузии в ряде случаев нет достоверных данных об истории развития как отдельных складок, так и разрывов, что для восстановления истории тектонического развития всей Грузии является весьма важным.

5. Тектоническое строение Грузии в настоящее время изучено не в одинаковой степени, в особенности это относится к большей части складчатой системы южного склона. Если взглянуть на геологическую карту, то бросится в глаза необыкновенная насыщенность Рачинско-Тианетской зоны многочисленными складками и чешуйчатыми надвигами, в то время как в других областях этой складчатой системы их как будто несравненно меньше. По нашему мнению, их мало здесь не потому, что они вообще развиты здесь в меньшем количестве, а потому, что они пока еще полностью не выявлены из-за отсутствия маркирующих горизонтов и трудной доступности большинства районов.

6. Недостаточно исследовано тектоническое строение большей части Джавахетской зоны Артвинско-Сомхитской глыбы и юго-западной части Аджаро-Триалетской складчатой системы (Шавшетский хребет).

7. Очень слабо изучены молодые — четвертичные тектонические движения, в то время как они имеют широкое развитие. Это весьма важная проблема во всех отношениях и следовало бы специально заняться ею.

ЛИТЕРАТУРА

1. Архангельский А. Д., Шатский Н. С. и Меннер В. В., Краткий очерк геологической структуры и геологической истории СССР, Изд. АН СССР, 1937.
2. Архангельский А. Д., Геологическое строение и геологическая история СССР, Госуд. научн.-техн. из-во нефтяной и горно-топливной литературы, 1941.
3. Белоусов В. В., Опыт геотектонического анализа истории развития Большого Кавказа, Тр. XVII Международного геол. конгресса, т. 2, ГОНТИ, 1939.
4. Белоусов В. В., Основные вопросы геотектоники, Госгеолиздат, 1954.
5. Белянкин Д. С. и Петров В. П., Петрография Грузии, Инст. геол. наук АН СССР, Петрографическая серия, Серия I, Региональная петрография, Вып. II, 1945.
6. Варенцов М. И., Геологическое строение западной части Куринской депрессии, Изд. Инст. нефти АН СССР, 1950.
7. Варданянц Л. А., Опыт структурно-тектонического районирования Кавказа, Геология на фронте индустриализации, № 4—5, 1934.
8. Варданянц Л. А., О четвертичной истории Кавказа, Изв. Гос. геогр. общ., т. XV, вып. 6, 1933.
9. Варданянц Л. А., Сейсмотектоника Кавказа, Труды Сейсм. института, 1935.
10. Варданянц Л. А., Схема тектонической истории Кавказа, Записки Всеросс. минер. общ., ч. XIII, № 2, 1934.
11. Вассоевич Н. Б., Некоторые результаты геологических исследований в Горной Кахетии, Изд. Гос. треста Грузнефть, Сер. геолог., 1933.
12. Вассоевич Н. Б., О геотектонических комплексах Грузии, Изв. Гос. геогр. общ., т. 69, вып. 3, 1937.

13. Вассоевич Н. Б., Проблемы тектоники Восточной Грузии, Трест Азнефтверазведка, 1936.
14. Габуния К. Е. и Гамкрелидзе П. Д., Геология южной части Борчалинского района, Тр. Геол. инст. Грузии, геол. сер., т. I(VI), 1942.
15. Гамкрелидзе П. Д., Геологическое описание части долин рр. Дзирула и Чхеримела, Изв. Груз. Геол. инст. т. I, 1932.
16. Гамкрелидзе П. Д., К стратиграфии палеогеновых отложений Аджаро-Триалетской складчатой системы, Изв. ГПИ, 1946.
17. Гамкрелидзе П. Д., Геологическое строение Аджаро-Триалетской складчатой системы, Инст. геол. и минерал. АН Груз. ССР, Монографии № 2, 1948.
18. Гамкрелидзе П. Д., Общие соображения о геотектоническом строении Грузии, Инст. геол. и минер. АН Груз. ССР, Сборник трудов, 1951.
19. Гамкрелидзе П. Д., Геотектоническая природа Мухранско-Тирипонской долины, Акад. Наук ГССР, Труды Геол. инст., сер. геол., т. VII (XII), 1953.
20. Гамкрелидзе П. Д., Новые данные о геологическом строении Ахалкалакского нагорья и южного склона Триалетского хребта, Труды Груз. Полит. Инст. им. С. М. Кирова, 1954.
21. Гамкрелидзе П. Д., Основные этапы геологического развития Аджаро-Триалетской складчатой системы, Труды Груз. полит. инст. им. С. М. Кирова, 1954.
22. Герасимов А. П., Обзор современных данных по геологии Северного Кавказа, Изв. Геол. Ком., т. XVII, № 4, 1928.
23. Дзоценидзе Г. С., Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии, Инст. геол. и минер. АН Груз. ССР, Монографии № 1, 1948.
24. Джанелидзе А. И., Геологические наблюдения в Окрибе и смежных частях Рачи и Лечхума, Изд. Груз. фил. АН СССР, 1940.
25. Джанелидзе А. И., К вопросу об орогенических фазах. Советская геология, № 5—6, 1940.
26. Джанелидзе А. И., О западном продолжении Рачинско-Лечхумской синклинали, Сообщ. Груз. фил. АН СССР, т. I, № 10, 1940.
27. Джанелидзе А. И., Геологический комплекс горы Аски, Сообщ. АН Груз. ССР, т. II, № 1—2, 1941.
28. Джанелидзе А. И., К вопросу о геологическом строении центральной части Мегрелии, Сообщ. АН Груз. ССР, т. II, № 3, 1941.
29. Джанелидзе А. И., Проблема Грузинской глыбы, Сообщ. АН Груз. ССР, т. II, № 1—2, 1942.
30. Джанелидзе А. И., К вопросу о геологическом строении Кахетинского хребта и Алазанской долины, Сообщ. АН Груз. ССР, т. XI, № 8, 1950.
31. Джанелидзе А. И., О складчатости Притбилисской части Гаре-Кахети, Сообщ. АН Груз. ССР, т. XI, № 9, 1950.
32. Джанелидзе А. И., Теория орогенетических фаз сегодня, Труды Тбл. Гос. унив. им. Сталина, т. 46, 1952.
33. Джанелидзе А. И., Территория Грузии в системе альпийского орогена, АН Груз. ССР, Труды геол. инст., сер. геол., т. VI (XII), 1953.
34. Джанелидзе А. И., К вопросу о тектоническом расчленении территории Грузии, Вопросы петрографии и минералогии, I, Изд. АН СССР, 1953.
35. Заридзе Г. М., Закономерности развития вулканизма в Грузии и связанные с ним рудопроявления, Гостехиздат «Техника да Шрома», 1947.
36. Заридзе Г. М., Состояние и задачи петрографии магматических пород Грузии, Труды Геол. инст. сер. геол., т. VII (XII), 1953.
37. Карстенс И. Э., Материалы к палеогеографии Кахетинского хребта и долины р. Алазани, Труды Нефт. геол.-разв. инст., сер. Б., вып. 47, 1934.
38. Кахадзе И. Р., Грузия в юрское время, Труды Геол. инст., сер. геол., т. VII (VIII), 1947.

39. Кахадзе И. Р., Состояние и задачи стратиграфии юрских образований Грузии, Труды Геол. инст., сер. геол. т. VII (XII), 1953.
 40. Качарава И. В., Рачинско-Лечхумский бассейн и смежные районы в палеогеновое время, Труды Инст. геол. и мин. АН Груз. ССР, т. II (VII), 1944.
 41. Кудрявцев Н. А., Геологические исследования в междуречье Алазани и Куры, Труды Нефт. геол.-разв. инст., сер. Б., вып. 32, 1932.
 42. Кузнецов И. Г., Некоторые соображения о стратиграфическом и тектоническом положении «сланцев Главного хребта» на Кавказе. Изв. Геол. Ком., т. XV, № 3, 1926.
 43. Кузнецов И. Г., Колебательные движения земной коры и их роль в структуре Кавказа, Проблемы советской геологии, № 7, 1933.
 44. Кузнецов С. С., Аджаро-Триалетская складчатая система, АН СССР, сер. Закавказская, вып. 22, 1937.
 45. Маркевич В. П., Геологическое строение Восточной Грузии, АН СССР, Инст. нефти, 1954.
 46. Мефферт Б. Ф., Геологический очерк области Боржома и Бакуриани между Карельской долиной и Ахалкалакским лавовым нагорьем, Тр. Всес. Г. Р. Общ., вып. 303, 1933.
 47. Мефферт Б. Ф., Геологический очерк области проектируемых мощных гидроэлектростанций Грузии в бассейнах Ингури, Цхенис-цхали, Риони и Куры, Там же, вып. 349, 1934.
 48. Мефферт Б. Ф., Тектоника западного Закавказья, Геол. СССР, т. X, Закавказье, часть I, 1941.
 49. Паффенгольд К. Н., Геология Армении, Геолгиздат, 1948.
 50. Ренгартен В. П., Тектоническая характеристика складчатых областей Кавказа, Тр. III Всес. съезда геологов, вып. II, 1930.
 51. Ренгартен В. П., Общий очерк тектоники Кавказа, Междунар. геолог. конгресс, Тр. XVII сессии в СССР, 1937, т. II, 1939.
 52. Ренгартен В. П., Общий очерк тектоники Закавказья, Геология СССР, т. X, Закавказье, часть I, 1941.
 53. Ренгартен В. П., Тектоника Большого Кавказа, Там же.
 54. Рубинштейн М. М., Сейсмичность Грузии в связи с ее геотектоническим строением, Сообщ. АН Груз. ССР, т. X, вып. 3, 1949.
 55. Рубинштейн М. М., Некоторые вопросы сеймотектоники Грузии, Труды Всесоюз. совещания по тектонике альпийской зоны юга СССР, 1956.
 56. Ульянов А. В., Геологическая история Западной Грузии в третичное время, АН СССР, Инст. нефти, 1954.
 57. Хаин В. Е., Взаимоотношения орогенеза и эпейрогенеза в свете данных седиментации. Междунар. геологич. конгресс, Тр. XVII сессии в СССР, 1937, 1939.
 58. Хаин В. Е. и Леонтьев Л. Н., Геотектонические условия на Кавказе в средней юре, Докл. АН Азерб. ССР, т. II, № 8, 1941.
 59. Хаин В. Е. и Леонтьев Л. Н., Геотектонические условия на Кавказе в верхней юре, Там же, № 3, 1946.
 60. Хаин В. Е. и Леонтьев Л. Н., Кавказ в верхнемеловую эпоху. Опыт палеогеографической характеристики, Там же, вып. III, № 11, 1946.
 61. Хаин В. Е. и Леонтьев Л. Н., К палеогеографии Кавказа в нижнем палеогене, Изв. АН СССР, серия геологич., № 4, 1947.
 62. Хаин В. Е. и Леонтьев П. Н., Основные этапы геотектонического развития Кавказа, БМОИП, отд. геол., т. XXV₃, 1950.
 63. Хаин В. Е., Развитие и современное состояние основных представлений по геологии Кавказа, Доклады АН Азерб. ССР, т. VII₁, № 9, 1951.
7. *გეოლოგიური მუც. მუ., ტ. X (XV).*

64. Цагарели А. Л., Верхний мел Грузии, Инст. геол. и минерал. АН Груз. ССР, Монографии № 5, 1954.
 65. Чихелидзе С. С., Доюрские формации Грузии, Тр. геол. инст. АН Груз. ССР, серия минерал и петр., 1948.
 66. Эристави М. С., Грузинская глыба в нижнемеловое время, Тр. Геол. инст. АН Груз. ССР, сер. геол., т. VI (XI), 1952.
 67. Эристави М. С. и Цагарели А. Л., Состояние и задачи стратиграфии меловых отложений Грузии, АН Груз. ССР, Труды Геол. инст., сер. геол., т. VII (XII), 1933.
-

А. Г. ЛАЛИЕВ

К ВОПРОСУ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКОЙ ПРИРОДЫ И ИСТОРИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ КОЛХИДСКОЙ НИЗМЕННОСТИ

Колхидская (Рионская) низменность на западе и Куринская на востоке образуют, так называемую, Закавказскую депрессию, разобщенную на две части сравнительно узким меридиональным Карталино-Имеретинским хребтом, в строении которого, наряду с юрскими, меловыми и третичными образованиями, принимают участие кристаллические сланцы и гранитоиды нижнего палеозоя и докембрия (?) (Дзирульский массив).

С севера и юга эта депрессия ограничивается горными сооружениями Большого и Малого Кавказа. Эти горные системы, наряду с разделяющей их Закавказской депрессией, являются основными геоморфологическими элементами Кавказа, характеризуются при этом специфическими геотектоническими особенностями и особыми чертами и историей геологического развития.

Большой и Малый Кавказ по характеру осадков, геотектоническим особенностям, процессам вулканизма и полезным ископаемым являются типичными геосинклинальными регионами. Закавказская же депрессия, представляющая собой межгорную глыбу и имеющая некоторые черты сходства с платформенными областями, существенно отличается как от типично геосинклинальных, так и от платформенных областей.

До самого последнего времени все построения и соображения в отношении разреза, фаций и геотектонической природы низменных частей Колхидской и Карталинской депрессий, основывались лишь на экстраполяциях и интерполяциях геологических данных по северным и южным бортам этих депрессий и разделяющему их Дзирульскому массиву. Совершенно ясно, что при этих условиях исследователи были в значительной степени лишены возможности толкования конкретных фактов в отношении геологической природы этих депрессий, и поэтому даже авторы концепций, имеющих явные достоинства, не сумели избежать существенных упущений при трактовке ряда основных геологических вопросов.

В настоящее время, благодаря значительному объему глубокого и картировочного бурения и систематическим геофизическим исследованиям, проведенным главным образом организациями Министерств нефтяной и угольной промышленности и геологии и охраны недр СССР, стало возможным некоторое восполнение пробела в отношении познания геологической природы Колхидской и Карталинской депрессий.

Вопросы геологического строения бортов упомянутых депрессий достаточно хорошо освещены в многочисленных широко известных трудах

исследователей геологии Грузии и поэтому в настоящем докладе будут изложены и проанализированы лишь только некоторые новые данные, непосредственно относящиеся к Колхидской низменности.

При составлении предлагаемой схемы тектоники наряду с материалами бурения были использованы так же и неопубликованные в печати данные коллектива исследователи Грузнефтегеофизики — Айзенберга М. А., Беляевой З. В., Гамквелидзе Н. П., Ивановой Е. А., Король А. М., Немсадзе Т. А., Прангвишвили Г. М., Русадзе А. М., Сенашвили О. А., Тухашвили Г. Х., Цкипуришвили Т. А. и др. и Геофизического Института АН Груз. ССР—Абакелия М. С., Балавадзе Б. К., Мурусидзе Г. К., Нодия М. З., Твалтвадзе Г. К.

Приводимые здесь списки ископаемых макро- и микрофауны и флоры из глубоких и крелиусных скважин, были составлены на основании определений М. С. Эристави (нижний мел), А. Л. Цагарели (верхний мел), А. Г. Эберзина (плиоцен и постплиоцен). З. А. Имнадзе (микрофауна), П. А. Мчедлишвили (пыльца). Микроскопические определения пород из глубоких скважин произведены Т. М. Шатиришвили.

Пользуясь случаем выражаю глубокую признательность названным выше специалистам.

Разрез третичных отложений центральной части Колхидской низменности существенно отличается не только от разрезов ее северного и южного бортов, но и от такового непосредственно к ней прилежащих участков низменности. Здесь, в центральной части низменности (в междуречье рр. Хобис-Цкали и Риони) мэотические, а местами и понтические отложения непосредственно налегают на меловые и иногда эоценовые отложения. В то время как на бортах депрессии фиксируется присутствие в нормальной последовательности всех горизонтов палеогена и неогена.

Вместе с этим, как к северу, так и к югу от центральной части низменности, наблюдается возрастание мощностей горизонтов палеогена и миоцена.

В свете новых данных стратиграфическая схема для центральной части Колхидской низменности и соотношения с разрезами ее бортов рисуются в следующем виде.

1. Голоцен. Отложения голоцена Колхидской низменности, в зависимости от их происхождения и условий залегания, могут быть расчленены на: а) Современный и древний речной аллювий, б) Делювиально-пролювиальный покров, в) Отложения заболоченных равнин, г) Песчаные образования в прибрежной морской полосе.

Современный и древний аллювий слагает поймы и террасы рек, до их выхода в Колхидскую низменность, будучи представлен галечниками, гравием, глинами, суглинками и др. В низменной части, в связи с более медленным течением рек, осадки последних становятся более отсортированными.

Мощность новейших четвертичных образований колеблется от 0 до 40—50 м. При этом устанавливается закономерное возрастание мощностей этих отложений с запада на восток.

Ручным бурением, проведенным Грузинским Геологическим Управлением в низменной части Колхиды, между гг. Поты и Цхакая на глубине 40 метров были вскрыты два погребенных горизонта торфа, мощностью 0,5—1,5 м.

Эти данные говорят о том, что современную Колхидскую низменность следует рассматривать как аккумуляционную равнину, слабо наклоненную к западу и постепенно испытывающую медленное погружение.

Наряду с этим особого внимания заслуживают факты, указывающие на сравнительно быстрое отступление береговой линии Черного моря в западном направлении.

Так, например, согласно топографическому плану, снятому в 1804 году, укрепление Патара-Поты находилось в непосредственной близости от берега моря, а через 120 лет, в 1923 году, эта крепость уже отстояла от берега на 800 м.

В то же время ряд сооружений укрепления Патара-Поты оказался погребенным под современными осадками. Последнее обстоятельство также является свидетельством постепенного погружения Колхидской низменности.

Древние аллювиальные отложения, слагающие террасы рек, преимущественно представлены галечниками, песками, супесями, суглинками и местами песчанистыми глинами, зачастую залегающими в виде линз. Хорошо выраженные террасы наблюдаются вдоль берегов р. Супса, по рр. Хобис-Цхали и Чанис-Цхали.

Обращают на себя внимание террасовые образования р. Хобис-Цхали (конгломераты мощностью 5 м), залегающие почти горизонтально на понтических отложениях к западу от сел. Ноджис-Хеви на высоте 10—12 м над уровнем реки.

Аналогичные останцы террас наблюдаются в окрестностях сс. Шуа-Квалони, Рехи и др.

Как на южном, так и на северном бортах низменности, в области развития холмистого рельефа, наблюдаются мощные террасовые образования, преимущественно представленные галечниками и конгломератами, залегающими на высоком гипсометрическом уровне.

Так, например, по р. Джуми в окрестностях Цаиши отложения террас имеют мощность до 50 м. Мощные террасовые отложения наблюдаются в ряде мест на высоком гипсометрическом уровне и в междуречьях рр. Супса и Натанеби.

Образования современных заболоченных мест характеризуются илами, глинами, песками, в высокой степени обогащенными гумусовыми веществами. Одновременно почти во всех заболоченных местах идет накопление торфяников.

В прибрежной полосе имеют повсеместное развитие современные песчаные отложения в виде песчаных валов и дюнных скопления. Последние зачастую перемещаются ветрами в глубь низменности, иногда на несколько километров, образуя скопления высотой до 4—6 метров. Современные прибрежные песчаные образования Черного моря сильно обогащены зернами магнетита.

Верхнечетвертичные отложения (неоплейстоцен)

II. Древнечерноморские (морские) отложения литологически представлены темными тонкозернистыми, сильно глинистыми песками и вязкими песчанистыми глинами с редкими прослоями грубозернистых песков с включениями отдельных галек. Мощность этих осадков колеблется в пределах 20—25 м. В ряде крелиусных скважин были встречены: *Corbulomya maotica* Mil., *Venus gallina* L., *Cardium edule* L., *Abra aff-alba* Wod., *Nassa reticulata* L.

В 2—3 км к востоку от современной линии Черного моря, в пресноводно-континентальных аналогах древнечерноморских отложений, имеющих мощность до 50 м, встречаются: *Dreissensia polymorpha* Pall., *Valvata piscinalis* Müll., *Viviparus* cf. *viviparus* L., *Melanopsis* ex gr. *esper* var., *Hydrobia* sp., *Limnaea* sp., *Ostrocoda* и др.

III. Ново-эвксинский горизонт литологически мало чем отличается от покрывающих его древнечерноморских осадков и характеризуется черными, серыми, иногда зеленовато-серыми глинами и песками содержащими: *Monodacna pontica* Eichw., *Monodacna* ex gr. *colorata* Eichw., *Didacna* ex gr. *crassa* Eichw., *Corbicula fluminalis* Müll., *Dreissensia polymorpha* Pal., *Valvata piscinalis* Müll., *Melanopsis* sp. ex gr. *praerosa* L. *Melanopsis* sp., *Hydrobia* sp., *Viviparus* sp., *Unio* sp., *Ostracoda*.

Этот комплекс фауны свидетельствует об ее лагунно-дельтовом происхождении—здесь наряду с морскими формами встречаются формы опресненной части бассейна.

Имеющиеся данные позволяют считать, что береговая линия Ново-эвксинского бассейна видимо проходила в 10—15 км к востоку от современной береговой линии Черного моря.

Мощность ново-эвксинских отложений колеблется в пределах 85—100 м.

Среднечетвертичные отложения (мезоплейстоцен)

IV. Карангатский горизонт складывается светлосерыми, сильно песчанистыми глинами и темносерыми песчанистыми глинами, общей мощностью 25—30 м, с характерными для данного горизонта ископаемыми: *Venus gallina* Lk., *Maetra subtruncata* Da Costa var. *trigonula* Ren., *Donacilla cornea* Poli, *Donax* sp. (cf. *jubianae* Andrus.), *Corbulomya maotica* Mil., *Anomia* sp. (fragm.), *Mellita* sp. (fragm.), *Cardium edule* Lk., *Donax jubianae* Andrus.

V. Узунларский горизонт по фаунистическим данным не выделяется. В крелиусной скв. № 18 Грузнефти в образцах, взятых с глубины 141—144 м, были констатированы *Venus gallina* Lk., *Maetra subtruncata* Da Costa var. *trigonula* Ren., указывающие, по мнению А. Г. Эберзина, на карангатский возраст вмещающих пород, а в образцах взятых с глубины 150—156 м, в той же скважине были определены им же древнеэвксинские *Didacna* ex gr. *crassa* Eichw. и *Dreissena* cf. *ponto-*

caspia Nal. Таким образом, получается, что между упомянутыми горизонтами остается лишь шестиметровый интервал, не охарактеризованный фаунистически, отнесение которого к покрывающим или к подстилающим слоям, равно как и к узунларскому горизонту— лишено достаточных оснований.

Тем не менее, наличие фаунистически охарактеризованных узунларских отложений в Абхазии около Гудауты и на правом берегу р. Гумисты, мощностью не более 4,5—11 м, и на р. Цхал-Цминда (в Гурии, в 15—18 км от г. Поти), не исключает возможности допущения присутствия узунларских отложений и в разрезе послеплиоцена центральной части Колхидской низменности.

Не исключена также возможность того, что самые низы карангатского горизонта могут принадлежать узунларскому горизонту. Но для определенного решения вопроса в настоящее время нет достаточных данных. Решение этого вопроса осложняется еще и тем обстоятельством, что в Черноморском бассейне между карангатским и узунларским горизонтами допускается региональный перерыв. Кроме того, если в области Черноморского бассейна между узунларским и древнеэвксинским горизонтами отмечается согласный переход, то в пределах Каспийского бассейна между верхне-хазарским (эквивалентом—узунларского) и нижне-хазарским (эквивалентом древне-эвксинского) горизонтами фиксируется хорошо выраженный перерыв.

Изложенные выше факты с несомненностью свидетельствуют о том, что узунларский век как в Черноморском, так и в Каспийском бассейнах характеризуется заметной тектонической активностью. Поэтому попытка без прямых фаунистических доказательств решить вопрос об узунларском горизонте в Колхидской низменности, основываясь на каких-либо других соображениях и допущениях, может быть чревата серьезными погрешностями.

Нижнечетвертичные отложения (эоплейстоцен)

VI. Древне-эвксинский горизонт. Слагается серыми песчанистыми глинами и песками, мощностью до 85—100 м, с *Adacna* ex gr. *plicata* Eichw., *Didacna* ex gr. *crassa* Eichw., *Monodacna* ex gr. *colorata* Eichw., *Monodacna* sp., *Monodacna* ex gr. *subcolorata* Andrus., *Didacna* aff. *spendocrassa* A. Pavl., *Dreissensia polymorpha* Pavl. var. cf. *regularis* Andrus., *Dr. polymorpha* Pavl. *Dr.* ex gr. *caspia* Eichw., *Dr.* aff. *pontocaspia* Nal., *Pisidium* sp., *Hydrobia* sp., *Micromelania* sp., *Clesinala* sp., *Valvata* sp.

VII. Урунджикский горизонт. В черноморском бассейне ниже древне-эвксинского горизонта выделяют т. н. урунджикский горизонт.

Для выделения данного горизонта в области Колхидской низменности нет достаточных оснований. Тем не менее, учитывая согласный переход между древне-эвксинским и урунджикским горизонтами, можно полагать, что низы выделяемого здесь древне-эвксинского горизонта принадлежат урунджикскому горизонту.

VIII. Слой чауды. Литологически отложения чауды представлены темносерыми и серыми песчанистыми глинами и песками, с прослойками грубозернистых песков и песчаников, переходящих в микроконгломераты. Мощность чаудинских отложений колеблется в пределах 45 (окр. Хорга)—125 м (в приморской полосе), и характеризуются они присутствием *Didacna* cf. *pseudocrassa* A. Pavl., *Didacna* ex gr. *crassa* Eichw., *Didacna tschaudae* Andrus., *Didacna haericrassa* A. Pavl., *Didacna pseudocrassa* A. Pavl., *Monodacna hellespontica* Andrus., *Monodacna subcolorata* Andrus., *Dreissensia* ex gr. *rostriformis* Desh., *Dr.* cf. *tschaudae* Andrus., *Dr. tschaudae* Andrus var., *Hydrobia* sp.

Верхний плиоцен

IX. Гурийские слои мощностью 60—125 м представлены в основном глинами и песчанистыми глинами серого и темносерого цвета с прослойками мелкозернистых песков и рыхлых конгломератов, незначительной мощности,

Возраст этих слоев определяется по присутствию *Didacna* cf. *digressa* Livent., *Monodacna* n. sp., *Dreissensia* ex gr. *rostriformis* Desh. (aff. *iniquivalvis* Desh.), *Hydrobia* sp., *Loxococoncha petasus* Liv., *Cythere picturata* Liv., *Cythere* aff. *pratellii* Liv., *Cythere pirsagatica* Liv., *Cythere* sp. 2, *Cythere* sp. 3, *Cythereis azerbaijanica* Liv., *Cytherissa bogatschovi* Liv., *Paracypris* (*Kaspiella*) *acronasuta* Liv.

X. Куяльник. Осадки данного горизонта представлены песчанистыми глинами серого и голубовато-серого цвета с тонкими прослойками мелкозернистых песков и глин, богатых углистыми остатками. Мощность отложений куяльника колеблется в пределах 50—90 м.

Возраст вышеописанных пород датируется куяльником на основании нижеуказанной фауны: *Monodacna* sp., *Monodacna* cf. *subriegeli* Sin., *Prosoadacna sijalnicensis* Andrus., *Chartoconcha postcimmeria* David., *Limnocardium* (*Euxinocardium*) sp., *Pisidium* sp., *Pyrgula* sp., *Dreissensia polymorpha* Pall. var. *pakveschica* Sen., *Dr.* aff. *iniquivalvis* Desh., *Dr. rostriformis* Desh. var. aff. *distincta* Mau., *Dr.* cf. *colchica* Kip., *Dr.* cf. *polymorpha* Pall., *Hydrobia* sp., *Micromelania* sp., *Planorbis* sp., *Loxococoncha alata* Schn., *Loxococoncha petasus* Liv., *Loxococoncha eichwaldii* Liv., *Cythere picturata* Liv., *Cytherissa bogatschovi* Liv., *Paracypris* (*Kaspiella*) *acronasuta* Liv.

Средний плиоцен

XI. Киммерий. Осадки киммерийского возраста представлены также в основном глинами и песчанистыми глинами серого и темносерого цвета с тонкими прослойками мелкозернистых песков. Максимальной своей мощности—500 м—киммерийские отложения достигают в приморской полосе, в то время как мощность фаунистически охарактеризованных слоев киммерия в окрестностях г. Цхакая не превышает 160 м.

Киммерийский возраст рассматриваемых слоев устанавливается присутствием приведенной ниже микро-и микрофауны: *Limnocardium* (*Euxini-*

cardium) *subsyrmienne* Andrus., *Limnocardium* (*Tauricardium*) *squamulosum* Desh., *Stenodacna angusticostata* Rouss., *Didacna multistriata* Rouss., *Chartoconcha* cf. *bayerni* R. Hoern., *Dreissensia angusta* Rous. var., *Dr.* cf. *dilatata* Andrus., *Dr.* cf. *iniquivalvis* Desh., *Dr.* ex gr. *rostriformis* Desh., *Dr.* sp., *Pyrgula* sp., *Zagrabica* sp., Ostracoda.

Loxococoncha petasus Liv., *Loxococoncha eichwaldii* Liv., *Loxococoncha* sp., *Cythere picturata* Liv., *Cythere andrussovi* Liv., *Cythere* aff. *stri atocostata* Schw., *Cythere* sp., *Cythere* sp. 2, *Cythere* sp. 3, *Cytherissa bogatschovi* Liv., *Paracypris* (*Kaspiella*) *acronasuta* Liv., *Paracypris* (*Kaspiella*) *dorsoarcuata* (Zal.), *Paracypris* sp. 1, *Paracypris* sp. 2, *Kaspiella duabiensis* sp. n., *Kaspiella abchaziensis* sp. n.

В опорной скважине в отложениях киммерия была встречена пыльца на глубинах 750—755, 900—908, 1100—1108, 1126—1134 м, представленная *Quercus*, *Cyperaceae*, *Ulmus*, *Pinus*, *Fagaceae*, *Monotriletes*, *Taxodiaceae*.

Нижний плиоцен

XII. Понт. Отложения фаунистически датированного понтического яруса в основном характеризуются серыми и темносерыми глинами, песчанистыми глинами, сильно известковистыми. Примерно в средней части понтических отложений приморской полосы наблюдаются два пласта рыхлого песчаника, мощностью 27 и 10 м.

Иногда в глинах и песчаных пластах встречаются окатанные гальки диаметром до 0,03 м.

В этих отложениях в скважинах приморской полосы найдена следующая микрофауна понта: *Loxococoncha alata* Schn., *Loxococoncha petasus* Liv., *Loxococoncha eichwaldii* Liv., *Cythere boquana* Liv., *Cythere picturata* Liv., *Paracypris* (*Kaspiella*) *acronasuta* Liv.

В приморской полосе, по данным спорово-пыльцевого анализа, из 700 метров фаунистически охарактеризованных слоев понта, к верхнему и среднему понту относятся, примерно, по 200 метров и к нижнему понту—около 300 м.

XIII. Потийская свита. «Немая» песчано-глинистая толща, мощностью около 400 м, залегающая между фаунистически охарактеризованными слоями понта и мэотиса на участке Поти-Набада условно относится к нижней части понта. На участке Кулеви эта свита залегает несогласно на среднеэоценовых слоях.

К востоку, в 10—12 км от современного берега Черного моря, вследствие выклинивания потийской свиты, собственно понтические слои залегают трансгрессивно на различных слоях мэотиса и мела.

XIV. Мэотические слои главным образом представлены плотными и песчанистыми глинами с тонкими пропластками крепких песчаников, мощностью от 0,01—до 1 м. Изредка песчанистые пласты группируются в более мощные пачки.

В приморской полосе встречаются разномерные кварцевые песчаники брекчиевидной структуры, с включениями микрогалек (до 0,05 м)

мусковитовых гранитов, кварцевых песчаников (аналогичных лейасским), кварцитов и карбонатных пород палеогенового и мелового облика.

Фаунистически мэотические слои характеризуются присутствием *Abra tellinoides* Sinz., *Congeria subnovorossica* Andrus., *Congeria panticapaeva* Andrus., *Congeria* cf. *tournoueri* Andrus., *Theodoxus* sp., *Hydrobia* sp., *Milolina consobrina* (d'Orb.), *Mil. seminulum* Linné var. *maeotica* Gerke, *Articulina* sp., *Rotalia beccarii* Linné, *Cythere sulakensis* Sus., *Mil. consobrina* (d'Orb.) var. *nitens* Reuss., *Cassidulina crassa* d'Orb., *Cyprides torosa littoralis* (Brady), *Loxococoncha* ind.

Мэотические отложения, залегая со стратиграфическим и угловым несогласием на различных горизонтах мела и палеогена, достигают максимальной мощности 850—900 м на участке Поти-Набада.

Палеоген

XV. Средний эоцен-палеоцен. В ряде глубоких скважин (№№ 7, 9, 10, 12, 16 и др.) под несогласно залегающими отложениями мэотиса и понта вскрывается толща темносерых и коричневатосерых, а иногда зеленовато-серых плотных, хорошо слоистых и сильно известковистых глин с редкими прослоями маломощных (до 0,1—0,6 м) глинистых, сильно известковистых песчаников и мергелей, и в самых низах—известняков.

Рассматриваемая толща по-видимому согласно сменяет датский ярус верхнего мела, и на этом основании, а так же благодаря присутствию в ее верхней части среднеэоценовых фораминифер: *Eponides trümpyi* Nutt., *Gyroidina soldanii* d'Orb., *Pulenia* sp., *Globigerina bulloides* d'Orb., *Globorotalia crassaformis* G. et M., *Cibicides* aff. *midwayensis* Plumm., *Globigerina* ex gr. *triloculinoides* Plumm., *Globigerina* sp., относится к палеоцену—среднему эоцену.

Верхний мел

Разрез верхнемеловых отложений характеризуется присутствием всех горизонтов от датского яруса до сеномана включительно.

XVI. Датский ярус, мощностью 20—30 м, представлен плотными зеленовато-серыми и серыми глинистыми известняками и мергелями с микрофауной: *Anomalina* aff. *midwayensis* (Plummer), *Plurostomella* aff. *obtus* Berth., *Gyroidina* sp., *Cristellaria* sp., *Globigerina* sp., *Bairdia* sp.

XVII. Сенон преимущественно характеризуется слоистыми серыми и светлосерыми пелитоморфными и редко криптокристаллическими известняками. В юго-западной части низменности (Чаладиди—Поти) в разрезе верхнего мела появляются маломощные прослои песчаников и известково-песчаных глин.

XVIII. Турон представлен также плотными слоистыми пелитоморфными и криптокристаллическими серыми и розовыми известняками.

В основании турона местами фиксируются сильно измененные, хлоритизированные известковисто-туфогенные породы.

В сенон-туроне встречается следующая ассоциация микрофауны: *Globotruncana* ex gr. *linneana* d'Orb., *Globotruncana lapparenti* Brtz., *Glo-*

boitruncana arca Cushman., *Globigerina* sp., *Valvulineria* sp., *Globotruncana* sp., *Anomalina* ex gr. *ammonoides* Reuss, *Anomalina suturalis* Mjatl., *Bulimina* sp., *Textularia* sp., *Cristellaria* sp., *Eponides* cf. *trumpyi* Nutt.

Общая мощность сенон-турона варьирует в пределах 250—350 м. При этом уменьшение мощности наблюдается с запада на восток и с севера на юг.

XIX. Сенومان слагается серыми и зеленовато-серыми известково-туфогенными плотными аргиллитами, песчаниками, туфами и туфогенными песчаниками пироксеново-плагноклазового, реже пироксен-роговообманково-плагноклазового порфирита, мощностью 40—60 м.

Для сеномана характерны *Rotalipora* ex gr. *appeninica* (Renz), *Globotruncana* sp., *Globigerina* ex gr. *infracretacea* Glaessn., *Globigerina* sp., *Haplophragmoides* sp.

Нижний мел

Нижнемеловой разрез Колхидской низменности также характеризуется присутствием всех горизонтов от альба до готерива включительно.

XX. Альб представлен темносерыми песчано-известковистыми глинами, иногда обогащенными туфогенным материалом, туфогенными песчаниками, известково-пелитовыми, пелитовыми и кристаллическими туфами, роговообманково-плагноклазовыми порфиритами. Мощность альба колеблется в пределах 450—500 м.

Альбский возраст устанавливается на основании наличия *Aucellina caucasica* Buch., *Aucellina nassibiantzi* Sok., *Aucellina anthulai* Pavl., *Aucellina* cf. *aptiensis* d'Orb., *Aucellina* sp. ind., *Anisoceras* sp. ind. ex gr. *armatum* Sow., *Latidorsella* cf. *latidorsata* Mich., *Puzosia* cf. *planulata* Sow., *Puzosia* sp. ex gr. *planulata* Sow.

Globigerina globigerinellinoides Subb., *Globigerina cretacea* d'Orbigny, *Globigerina infracretacea* Glaesn., *Globigerina globiferiformis* Subb., *Ticinella* sp., *Haplophragmoides* sp., *Cytherella* sp., *Anomalina* sp.

XXI. Апт представлен светлосерыми и зеленовато-серыми плотными, слоистыми глауконитовыми известняками и мергелями. Известняки пелитоморфные и кристаллические. Местами в самых верхих апта наблюдаются вулканогенные (?) породы. Мощность апта—100-120 м. Фаунистически апт характеризуется наличием *Neohibolites* ex gr. *ewaldiisimilis* Stol., *Pecten* cf. *orbicularis* Sinz., *Terebratula* cf. *biplicata* (Brocchi) Sow., *Terebratula* sp. ind., *Rhynchonella* sp., *Arca* sp. ind., *Globigerina globigerinellinoides* Subb., *Globigerina cretacea* d'Orbigny, *Globigerina* sp., *Anomalina* aff. *ammonoides* Reuss, *Anomalina suturalis* Mjatl., *Marginulina* sp., *Cristellaria* sp.

XXII. Баррем сложен, главным образом, массивно-слоистыми кристаллическими доломитизированными известняками. Некоторые разности известняков обладают ноздреватой структурой. Наблюдаются маломощные прослои темносерых и серых вязких глин и песчаников. Некоторые пласты баррема содержат небольшие обломки пород гранита, кварца и ока-

таные галечки различных зеленовато-серых песчаников, и туфогенных (?) пород. Мощность баррема колеблется в пределах 700—800 м.

Барремский возраст рассматриваемых слоев устанавливается по присутствию *Requienia ammonia* Goldf., *Requienia* sp. ind. В шлифах констатированы *Trochamina* sp., *Miliolina* sp., *Gyroidina* sp., *Nodosiella* sp., *Bolivinopsis* sp., *Ammodiscus* sp., *Bulimina* sp., *Cristellaria* sp.

XXIII. Валанжин-готерив представляет собой переслаивание тонко- и толстослойных серых известняков, доломитизированных известняков и доломитов, крипто- и мелкокристаллической структуры, с прослоями серых и темносерых известково-песчанистых, мягких, а иногда и вязких глин и мелкозернистых глинистых песчаников. В переходных слоях с барремом (может быть, и в низах баррема), а также по всему разрезу отмечается наличие нескольких пластов белого гипса мощностью каждого слоя более 3—5 м.

Петрографическое сходство с отложениями валанжин-готерива северного борта депрессии, в частности Кутаисского района, их стратиграфическое положение и, наконец, наличие ассоциации нижнемеловой микрофауны (в шлифах) позволяют датировать условно возраст слоев, залегающих ниже баррема, как валанжин-готерив. Неполная мощность их составляет 450—500 м.

В образцах известняков наблюдаются плохо сохранившиеся пеллицеподы, а в шлифах *Bulimina* sp., *Ammodiscus* sp., *Gyroidina* sp., *Cristellaria* sp.

XXIV. Какие образования подстилают меловые отложения в Кожхидской низменности? В настоящее время для определенного решения данного вопроса не имеется достаточного фактического материала.

В этой связи необходимо остановиться на некоторых результатах сейсмических исследований, проведенных в 1948—1949 гг. Геофизическим институтом Академии Наук СССР совместно с Институтом физики и геофизики АН Груз. ССР на черноморском побережье, под общим руководством академика Г. А. Гамбурцева.

Работы проводились тремя отрядами и имели целью разработку корреляционного метода преломленных волн для глубинного сейсмического зондирования земной коры.

Отрядом, работавшим на участке Анаклия—Хета Кожхидской низменности под руководством научных работников Института физики и геофизики АН Груз. ССР Г. К. Твалтвадзе и Г. К. Мурусидзе, были получены весьма важные результаты, геологическая интерпретация которых проливает определенный свет на интересующий нас вопрос.

По данным названных выше исследователей на участке Анаклия весь комплекс осадочных образований в отношении распространения упругих волн расчленяется на следующие пакки или «сейсмические слои».

Номенклатура „сейсмических слоев“	Скорость распространения продольных упругих волн в м/сек	Мощность сейсмического слоя в метрах	Каким горизонтам соответствует по геохронологической номенклатуре
Первый	450—500	5—20	Голоцено (современные образования)
Второй	1500—1600	275—300	Голоцено — 20—30 м. Древне-черноморскому — 20—25 м. Ново-эвксинскому — 85—100 м. Карантатскому — 25—30 м. Узунларскому — 6—10 м. Древне-эвксинскому (и урунджикскому) — 85—100 м.
Третий	2100—2300	1150—1250	Чауде — 100—125 м. Гурийским слоям — 100—125 м. Куяльнику — 50—90 м. Киммерию — 450—500 м. Верхнему и среднему понту — 400—450 м.
Четвертый	3500	1800—1900	Нижнему понту — 300—350 м. Потийской свите — 375—400 м. Мэотису — 850—900 м. Палеогену — 100—130 м.
Пятый	4200	1350—1400	Датскому ярусу — 20—30 м. Сенон-турону — 250—350 м. Сеноману — 40—60 м. Альбу — 450—500 м. Апту — 90—100 м. Баррему — 700—800 м.
Шестой	4800—5100	3800—4000	Валанжин-готериву — 450—500 м. Байосу ? Дейасу ? Верхнему палеозою (нижн. туфитам) ?
Седьмой	5600 Кажущаяся скорость 6400	кровля 8500—8700	Кристаллическим сланцам и гранитам ?

Предлагаемая геологическая интерпретация в общем хорошо согласуется с данными глубоких и крениусных скважин, а также сейсмических исследований.

Отнесение верхнего и среднего понта к третьему сейсмическому слою, а нижнего — к четвертому, объясняется тем, что в нижнем понте породы более плотные, нежели в верхнем и среднем, и по своей плотности приближаются к породам потийской свиты.

Пятому сейсмическому слою должны соответствовать меловые отложения. Однако известная суммарная мощность меловых отложений в Квалони превышает более чем на 850—950 м мощность пятого сейсмического слоя в Анаклии. Это обстоятельство мы склонны объяснить общим сокращением мощности меловых отложений в западном направлении. Так, например, суммарная мощность верхнемеловых отложений, составляющая в Квалони около 350 м, в районе Чаладиди уменьшается до 250 м. Одновременно с уменьшением мощности появляются прослой песков и песчаников в разрезе верхнего мела Чаладиди, в то время как в Квалони, Цаиши, а также ближайших разрезах верхнего мела Гурии не наблюдаются такие прослой. Эти факты, в сочетании с региональными соображениями, поз-

воляют прийти к предположению о существовании суши—источника терригенного материала в области современного Черного моря.

При такой концепции легко можно объяснить предполагаемое сокращение мощностей меловых отложений с востока на запад и в юго-западном направлении.

Учитывая вышеизложенное, следует допустить, что в центральной части депрессии пятый сейсмический слой заканчивается отложениями баррема, а отложения валанжин-готерива составляют верхнюю часть шестого сейсмического слоя. При этом, здесь породы нижних горизонтов мела по своим физическим свойствам как более плотные, значительно отличаются от барремских.

Самым важным, и в то же время наиболее трудным, является вопрос определения возраста пород шестого сейсмического слоя в центральной части низменности.

Скорости распространения продольных упругих волн свидетельствуют о том, что под отложениями баррема развита толща мощностью до 3800—4000 м. Присущая рассматриваемой толще скорость волн в 4800—5100 м/сек свидетельствует о том, что мы дело имеем с очень плотными породами типа плотных известняков, гранитов, базальтов, порфиритов и др.

Имеющиеся региональные данные по Кавказу с полным основанием позволяют исключить возможность наличия под меловыми отложениями однообразной карбонатной толщи мощностью до 4000 м мезозойского или палеозойского возраста.

Ограниченная мощность в 3800—4000 м позволяет также исключить наличие гранитного субстрата на указанной глубине.

Поэтому наиболее вероятным является допущение присутствия здесь порфиритовой свиты средней юры, мощность которой на северном борту депрессии колеблется в широких пределах (от 600 до 3500 м), лейаса и верхнепалеозойской вулканогенной толщи, состоящей главным образом из кварц-порфировых туфов и лавовых брекчий, залегающих со стратиграфическим несогласием на древних гранитах как Дзирульского, так и Храмского массивов.

На западной и северо-западной периферии Дзирульского массива мощность верхнепалеозойских вулканогенных образований местами превосходит 1000 м.

Вопрос о присутствии между верхнепалеозойской и байосской вулканогенными толщами терригенных отложений лейаса в Колхидской низменности—является более проблематичным. Палеогеографические соображения и интерполяция геологических данных по северной периферии Дзирульского массива позволяют допустить присутствие терригенных отложений лейаса небольших мощностей в северной части Колхидской низменности.

По аналогии с Дзирульским массивом, присутствие нижнепалеозойских отложений в седьмом сейсмическом комплексе является весьма вероятным.

Ниже мы попытаемся истолковать значение отмеченных выше фактов и предположений при реконструкции палеогеографической обстановки и истории геологического развития Колхидской низменности.

Краткая характеристика тектоники Колхидской низменности

Тектоника Колхидской низменности характеризуется развитием относительно узких антиклинальных складок значительного протяжения и широких и пологих (плоскодонных) синклиналей. Некоторые антиклинальные складки осложнены разрывами различной амплитуды и характера. (взбросы, сбросы, надвиги и др.).

Особо должны быть отмечены те нарушения, которые по своей природе могут быть причислены к категории так называемых «глубинных разломов», влияние которых в прошлые геологические периоды и в настоящее время на историю геологического развития отдельных участков («блоков») сказывалось и сказывается довольно ощутительно.

Видимо значительное влияние оказывали эти разломы так же на природу и этапы формирования глубинных пластовых вод, а так же на распределение и условия формирования возможных залежей нефти и газа в мезокайнозойских отложениях рассматриваемых районов. В соответствии с темой нашего доклада, мы здесь ограничимся лишь кратким описанием отдельных структурных единиц, поскольку освещение затронутых выше вопросов, а так же детальный анализ геофизических данных составляет предмет специального исследования и обсуждения.

По своей морфологии и генезису складчатость Колхидской низменности может быть отнесена к особому, так называемому, «покровному» (по А. И. Джанелидзе) виду складчатости, характерному «для более или менее тонкого осадочного покрова, покоящегося на жестком сивеллированном субстрате» [11, 12].

А. И. Джанелидзе еще в 1941 году [10] при анализе геологического строения соседних с севера районов центральной части Мегрелии показал, что для этих районов характерной чертой является развитие покровных складок и что эти районы являются частью Грузинской глыбы.

Упомянутые районы Центральной части Мегрелии с юга-запада и с юго-востока ограничиваются кольцом хорошо выраженных антиклинальных складок, сложенных меловыми и третичными отложениями (Цаишская, Цхакаевская, Накалакевская и Абедатская—см. рис. 1), юго-западные и юго-восточные крылья которых, погружаясь под четвертичные отложения Колхидской низменности, на определенных глубинах сопрягаются с погребенными структурами низменности. Поскольку структуры как северного, так и южного бортов депрессии довольно подробно освещены в ряде опубликованных работ, мы здесь ограничимся лишь кратким описанием структур низменной части.

2—2—Хобска́я («буферная») синклиналь. Эта синклиналь прослеживается между Цаишской и Квалонской антиклиналями. По имеющимся данным бурения и существующим геофизическим материалам (сейсмо- и электроразведка) нет основания предполагать наличие между упомянутыми антиклиналями каких либо дополнительных структур. Поэтому юго-западное крыло Цаишской антиклинали и северо-восточное крыло

Квалонской антиклинали должны являться одновременно соответствующими крыльями Хобской синклинали.

Как это видно из прилагаемого профиля (рис. 2), проходящего через юго-восточную периклинальную часть Цаишской антиклинали, северо-восточное крыло Хобской синклинали более крутое, нежели ее юго-западное крыло. Вследствие этого синклиналь приобретает асимметричное строение.

В восточной части синклинали ее конфигурация довольно четко очерчивается по условному сейсмическому горизонту (в кровле верхнего мела), где в 2—3 км восточнее р. Хобис-цхали на глубинах 1400—1600 м намечается центриклинальное замыкание ее в верхнемеловых отложениях, после чего ось синклинали, воздымаясь и приобретая северо-восточное направление, прослеживается уже между юго-восточным окончанием Цаишской антиклинали и Ноджихевским сейсмическим куполом.

Северо-западное продолжение синклинали в промежутке между рр. Мунчия и Утуор устанавливается по отдельным сейсмическим профилям и материалам крелиусного бурения Геологического Управления Грузии. Данные же сейсмического профиля XXVa, проложенного от окрестностей сел. Цацхви (на юго-западном крыле Цаишской антиклинали через сс. Диди-недзи, Оруле до с. Эрети) свидетельствуют о том, что синклиналь в этом сечении больше уже не фиксируется и на всем этом отрезке (около 10 км) мы имеем постепенное юго-западное погружение слоев более чем на 1000 м.

В то время как на северо-восточном крыле Цаишской антиклинали выше мела наблюдается восходящий разрез от палеоцена до среднего сармата включительно, то на ее южном крыле на майкопские отложения непосредственно налегает мэотис, а в сводовой части следующей к югу Квалонской антиклинали последний непосредственно залегает на верхнем меле, а горизонты плиоцена представлены в сокращенных мощностях.

Наблюдаемые стратиграфические соотношения, главным образом, были обусловлены, по-видимому, условиями седиментации при второстепенной роли денудации и абразии.

Квалонская антиклиналь была выявлена сейсмическими данными, а затем ее антиклинальное строение было подтверждено бурением на участке между р. Хобис-цхали и железнодорожной веткой Цхакая—Поти.

В то же время буровые скважины, вскрывшие на глубине 800 м верхнемеловые отложения в сводовой части Квалонской структуры, показали несоответствие первоначальной сейсмоструктурной карты, составленной по «условному сейсмическому горизонту», с данными бурения.

Согласно этой сейсмоструктурной карты получалось, что определенные горизонты мэотиса, вскрытые скважинами Потти-Набада на глубинах 1900—2100 м, в восточном направлении при общем их воздымании образуют ряд структур, а в пределах Квалонской сейсмической структуры слагают ее сводовую часть на глубинах 800—900 м.

Последующим бурением было показано, что соответствующие горизонты мзотиса Поты-Набадского участка полностью выклиниваются в окрестностях сел. Патара-Поты.

Согласно последней по времени сейсмоструктурной карты, составленной по условному сейсмическому горизонту, прослеживающемуся, по данным бурения, в верхах верхнего меда, юго-восточная часть Квалонской структуры рисуется в виде обособленной брахиантиклинали.

Изолинии «1000» и «1100» на участке между Хобис-цхали и железнодорожной веткой Цхакая-Поты полностью замыкаются.

К северо-западу, на левом берегу р. Хобис-цхали изолинии показывают северо-западное погружение складки, а к югу от названной железнодорожной ветки—ее юго-восточное погружение. О погружении складки в юго-восточном направлении свидетельствуют так же данные глубокой скважины 13.

По рассматриваемой сейсмоструктурной карте юго-западное крыло Квалонской структуры рисуется более пологим, нежели ее северо-восточное крыло, между тем как материалы бурения (по профилям скважин 18, 21 и 19 и 8—15) показывают, что в присводовой части северо-восточное крыло более крутое и осложнено нарушением, а юго-западное крыло залегает видимо без нарушений и сравнительно полого (см. рис. 2, 3 и 4).

Следует отметить, что интерпретация существующих материалов глубокого бурения не исключает так же возможности допущения того, что в промежутке между р. Хобис-цхали и железнодорожной веткой Цхакая-Поты мы имеем юго-восточное периклинальное окончание складки, а ее наиболее приподнятая часть расположена на правобережье р. Хобис-цхали. Правильное решение данного вопроса имеет решающее значение для понимания и оценки результатов глубокого разведочного бурения и направления дальнейшей разведки на нефть и газ.

В тоже время для характеристики Квалонской антиклинали на правом берегу р. Хобис-цхали геофизические данные крайне недостаточны, не говоря уже о полном отсутствии данных бурения.

Данные только одного сейсмического профиля (XXXV) свидетельствуют о наличии антиклинального перегиба в окрестностях селения Дгвабва.

Весьма интересные материалы детальных гравиметрических наблюдений Грузнефтегеофизики показывают, что вдоль осевой линии Квалонской структуры наблюдаются три локальных положительных аномалии силы тяжести куполовидной формы.

Первая аномалия расположена на левом берегу р. Хобис-цхали; очерчивается она изоаномалой «26» в районе глубоких скважин 17 и 18.

Вторая аномалия, очерчивающаяся изоаномалами «25» и «26», наблюдается на правом берегу р. Хобис-цхали и превосходит по величине левобережную аномалию в несколько раз.

Третья аномалия, оконтуриваемая изоаномалой «26» и расположенная в междуречье Дгвабва и Утуор, по своим размерам соответствует второй аномалии.

Для расшифровки причин этих аномалий в настоящее время нет прямых данных.

Косвенным доказательством могут служить материалы детальных гравиметрических наблюдений на смежной Цаишской антиклинали, где изоаномалии силы тяжести с поразительным сходством очерчивают конфигурацию Цаишской антиклинали, сложенной в наиболее повышенной части меловыми отложениями. Осевая часть данной структуры очерчивается изоаномалой «18», а наиболее приподнятая часть, в которой обнажаются альбские отложения,—изоаномалой «17».

Вместе с этим следует указать и на некоторое несоответствие гравиметрических и геологических фактов. Так, например, геологические данные свидетельствуют о постепенном и неизменном погружении Цаишской антиклинали в юго-восточном направлении, а в то же время по р. Мунчия в осевой полосе фиксируются изоаномалы «16» и «15». Причины этих расхождений очевидно надо искать не в тектонике меловых отложений, а в тектонике и особенностях строения более древних образований. А в тех случаях, когда наблюдается соответствие характера тектоники меловых и более древних образований, в условиях Колхиды, локальные гравитационные аномалии видимо отображают это соответствие. В некоторых случаях в общую «гармонию» геологических и гравиметрических наблюдений могут вносить диссонанс и скрытые интрузивные тела.

4—4. Ноджихевская антиклиналь выявлена сейсморозведкой на продолжении Цхакаевской антиклинальной складки, от которой она видимо отделяется вследствие неглубокой ундуляции осевой линии в третичных и верхнемеловых(?) отложениях.

8—8. Чаладидская (Коратская) синклинали прослеживается между Квалонской и кулисообразно расположенными Кулевской и Чаладидской антиклиналями.

Синклинали весьма четко очерчивается по условному сейсмическому горизонту, приуроченному к верхам верхнего мела. Наиболее опущенная ее часть расположена у сс. Корати, Гама и Шуа-Хорга и очерчивается изолинией «2300». К северо-западу и к юго-востоку от погруженной части ось синклинали, воздымаясь к северо-западу более интенсивно, оканчивается центриклинально у рр. Мунчия и Риони (в окрестностях сел. Мухури).

9—9. Чаладидская антиклиналь фиксируется в 1250 м к юго-западу от ст. Чаладиди в виде небольшого пологого и симметричного антиклинального перегиба, ось которого прослеживается параллельно оси описанной выше синклинали от железнодорожного полотна Цхака-Поти до сел. Сагвамичао.

10—10. Кулевская антиклиналь прослеживается от берега Черного моря (между устьями рек Хобис-цхали и Чурия), через сел. Кулеви и до сел. Сачачуа, расположенного в 3 км к юго-западу от ст. Ча-

ляди. В междуречье Хобис-цхали и Чурия антиклинальный перегиб отмечается по материалам сейсмического профиля I (по интерпретации данных скважин о мзотисе и плиоцене), а также вдоль железнодорожного полотна по материалам ряда сейсмических профилей (XII, XIIa и др.), интерпретация которых позволила геофизикам прийти к выводу о наличии здесь юго-восточного периклинального замыкания Кулевской структуры.

Материалы глубоких разведочных скважин 9, 10, 12 и 16 подтвердили наличие антиклинального перегиба и погружение его в юго-восточном направлении. Так, например, по скважинам 7, 9 и 16, расположенным вдоль осевой линии Квалонской структуры, кровля верхнего мела соответственно отбивается на следующих глубинах — 1480, 1897 и 2140 м (кровля сенаона).

11—11. Поти-Набадская синклиналь, в юго-восточной части прослеживается между Чаладидской и Григолетско-Пичорской антиклиналями, а к северо-западу от Патара-Поти синклиналь, заметно расширяясь, сопрягается с юго-западным крылом Кулевской антиклинали.

12—12. Григолетско-Пичорский антиклинорий. Непосредственно к северу от Супса-Ланчхутского синклинория (см. ниже), от окрестностей сел. Григолет (на берегу Черного моря) до меридиана ст. Нигости на протяжении более 32 км на ряде сейсмических профилей (I a, 105, 102, 101, и др.) были отмечены антиклинальные перегибы в слоях, залегающих до глубин 1000—2000 м. Ниже этих глубин лишь только на отдельных профилях отмечаются условные площадки, указывающие на наличие перегиба и в более глубоких слоях.

Анализируя имеющиеся данные сейсморазведки, в сочетании с материалами других геофизических методов и бурения, можно прийти к допущению: а) приуроченности отмеченных перегибов к одной антиклинальной линии (антиклинорию), б) ундуляции осевой линии этого антиклинория и в) сопряжении южного антиклинория с северным крылом Супса-Ланчхутского синклинория. Однако в настоящее время для определенного решения поставленных вопросов не имеется достаточного материала.

На прилагаемых поперечных профилях нашли свое отражение наиболее вероятные варианты взаимосвязи и сопряжения описываемых крупных структурных элементов Колхидской низменности. Как это явствует из рассмотрения этих профилей, в одном случае допускается связь между ними без разрыва, а в другом случае с разрывом.

На основании анализа региональных условий и закономерностей седиментации палеогеновых и неогеновых осадков Колхидской низменности и смежных с севера и юга областей, а так же материалов геофизических исследований и бурения, мною предпочтение отдается все же варианту взаимосвязи этих структур с разрывом.

13—13. Супса-Ланчхутский синклинорий. Северные крылья антиклинальных складок Гурийского нефтеносного района — Цхал-Цминда — Квишиани и Супса — Омпарети расположены уже в низменной части

Колхиды и одновременно составляют южное крыло Супса-Ланчхутского синклинория (в западной части).

Бурением и геофизическими исследованиями установлено, что северное крыло Супса-Омпаретской складки, сложенное отложениями сармата и несогласно залегающими слоями мэотиса и плиоцена¹, под четвертичными отложениями низменности на значительном расстоянии (см. рис. 2) сохраняет свое крутое падение на север.

Ось синклинория намечается в 3,5—4 км к северу от оси Супса-Омпаретской антиклинали. Судя по сейсмическим профилям (IV, 105, 102, 101 и др.) северное крыло синклинория имеет довольно пологое падение.

Здесь же следует отметить, что от берега Черного моря до меридиана ст. Джумати Супса-Ланчхутский синклинорий отражается на гравиметрической карте в виде четко выраженной брахисинклинали, с западным и восточным центриклинальными окончаниями. Наиболее погруженная часть синклинория очерчивается изоаномалой силы тяжести «41», в то время как наиболее приподнятая часть смежного с юга локального гравитационного поднятия (на участке Супса-Омпаретской антиклинали) очерчивается изоаномалой силы тяжести «34». Южный склон рассматриваемой гравитационной депрессии более крутой, нежели ее северный склон. Детальный анализ существующих данных позволяет считать наиболее вероятным предположение о том, что рассматриваемые локальные аномалии силы тяжести, как и в случае Цаишской антиклинали, отражают тектонику меловых и подстилающих слоев. А вышележащий комплекс отложений видимо не оказывает заметного влияния на региональное гравитационное поле и локальные аномалии силы тяжести Колхидской низменности.

В таком случае приходится констатировать существенное различие тектоники меловых и более древних слоев западной и восточной частей (примерно по меридиану ст. Джумати) Колхидской низменности.

Это положение в значительной степени относится и к глубинной тектонике соответствующих частей Супса-Ланчхутского синклинория.

16—16, 17—17 и 18—18. Копитнарский антиклинорий и флексуобразные складки на его юго-западном крыле были выявлены сейсморазведкой в 1951 году. По данным Г. М. Прангишвили [23] Копитнарское поднятие занимает почти всю площадь низменности восточнее г. Цхакая, причем эта структура, обладая значительными размерами, имеет асимметричную форму, вытянутую в направлении ЮВ—СЗ. Этот же автор полагает, что «поднятие, по всей вероятности, сложено из третичных и меловых отложений, причем последние в сводовой части должны залегать неглубоко».

21—21. Квалонский взброс, наблюдаемый вдоль присводовой части северо-восточного крыла Квалонской антиклинали, был выявлен впервые в скв. 8, где на глубине 2216 м скважина из пологопадающих

¹ В присводовой части и на южном крыле складки слоев чадры залегают несогласно как на отложениях миоцена, так и плиоцена.

отложений баррема вновь врезалась в круто падающие слои альба. В последующем наличие взброса было подтверждено скважинами 17 и 18; амплитуда взброса около 200 м.

22—22. Колхидский глубинный разлом. Анализ региональных палеографических условий, закономерностей изменений фаций и мощностей, а также тектонических соотношений различных участков (по материалам бурения и геофизических исследований) позволил прийти к допущению о наличии в Колхидской низменности нарушения типа, так называемых, «глубинных разломов» (по А. В. Пейве).

Предположение о наличии здесь таких структур уже высказывалось ранее П. Д. Гамкрелидзе [7].

Один из этих разломов, именуемый нами Колхидским глубинным разломом, простирается с юга-запада на северо-восток — от берега Черного моря до окрестностей г. Гегечкори.

На прилагаемой тектонической схеме показана проекция пересечения плоскости этого нарушения с подошвой нижнего мела приподнятой части, а на одном из вариантов поперечного профиля — предполагаемые соотношения вдоль нарушения Супса-Ланчхутского синклинория и Григолетско-Пичорского антиклинория. В этом сечении амплитуда смещения по меловым и более древним образованиям видимо превышает 3 км, в то время как по отложениям плиоцена она не должна превосходить 400 м. Подобные соотношения очевидно являются свидетельством древности рассматриваемого нарушения и возобновления интенсивных дифференциальных подвижек отдельных блоков в самом конце плиоцена или же в начале антропогена.

В северо-восточном направлении очевидно амплитуда смещения значительно возрастает, а плоскость смещения из крутой кверху становится пологой. С этими явлениями мы склонны увязать наличие Цхакаевского надвига, приуроченного к зоне описываемого глубинного нарушения.

23—23. Мегрельский глубинный разлом. Разлом этого наименования установлен М. М. Рубинштейном в 1952 г. [4, 26], независимо от данных сейсморазведки и бурения, по сейсмическим данным для глубин очагов в интервале 15—20 км. Как явствует из тектонической карты, проекция этого разлома прослеживается почти параллельно, но несколько севернее Колхидского глубинного разлома, а юго-восточнее г. Цхакая проекции этих нарушений на плане даже пересекаются. Соответствующие построения позволяют считать, что мы имеем дело с одним и тем же разломом, падающим круто на север.

Геотектоническая история Колхидской низменности

Стратиграфические данные по центральной части Колхидской низменности и прилежащим к ней с севера и юга районам проливают определенный свет на геотектоническую историю развития Колхидской низменности в меловое и третичное время. Домеловая же история Закавказья

ской пологоскладчатой области, в том числе и Колхидской низменности, все еще является предметом догадок и порой острых дискуссий из-за ограниченности и неполноценности прямых или косвенных фактов.

1. Домеловая история

Выше, интерпретируя материалы глубинного сейсмического зондирования по участку Анаклия-Хета, мы пришли к допущению о том, что под меловыми отложениями в Колхидской низменности развиты вулканогенные образования байоса и верхнего палеозоя («нижние туффиты») суммарной мощностью до 3800—4000 м.

Наряду с этим было указано на то, что по общим региональным соображениям вполне допустимо присутствие в разрезе северной части Колхидской низменности терригенных отложений лейаса небольшой мощности.

С учетом вышесказанного и известных региональных данных по Кавказу, можно заключить, что:

а) До юры в течение длительного времени Колхидская низменность и смежные с ней районы Большого и Малого Кавказа являлись областями денудации.

б) Так же, как и на Дзирульском массиве, и в области Колхидской низменности в верхнем палеозое происходила в субэвральных условиях интенсивная вулканическая деятельность, обусловившая накопление мощных кислых продуктов эффузивного вулканизма.

в) Начавшаяся в нижней юре трансгрессия моря из геосинклинали южного склона достигла в верхнем лейасе северной периферии Колхидской низменности и затем, благодаря восходящим движениям в области Грузинской глыбы, — верхнелейасское море начало отступать в северном направлении. Однако, начавшиеся вскоре нисходящие движения в области глыбы вызвали нарастание в южном направлении трансгрессия байосского моря.

Только при такой последовательности событий можно признать оправданным допущение наличия под меловыми отложениями Колхиды мощных вулканогенных толщ верхнего палеозоя и юры.

г) Допущение распространения в области Колхидской низменности среднеюрских вулканогенных и терригенных образований, вскрытие в центральной части Карталинской депрессии Горийской опорной скважиной на глубинах 2725—3020 м интенсивно дислоцированного вулканогенно-терригенного комплекса средней (?) юры под полого и несогласно залегающими отложениями мела, позволяет внести надлежащие коррективы в существующие разноречивые палеогеографические схемы для нижней и средней юры рассматриваемой части Грузинской глыбы.

Во всяком случае, для Карталинской депрессии нужно считать доказанным, что в нижней (?) и средней юре она была погружена под уровень моря и служила областью накопления осадков, свойственных глыбе

д) Начавшиеся в конце байоса и продолжавшиеся в течение бата восходящие движения в области Грузинской глыбы вызвали широко из-

вестную батскую регрессию. В результате предкелловейской (адыгейской или чегемской) орогенической фазы произошло расширение Грузинской глыбы, главным образом, в северном направлении, за счет консолидации смежных с нею участков геосинклинали южного склона. В связи с предкелловейской орогенической фазой находится также внедрение гранитоидных интрузий в области Дзирульского массива и других участков глыбы.

е) В северной части послебатской глыбы получают широкое развитие известково-мергельные терригенные мелководные и вулканогенные образования бата, келловея, оксфорда, лузитана, кимериджа и титона.

Хотя о распространении этих горизонтов в области Колхидской низменности трудно сказать что-либо определенное, однако возможность нахождения континентальных (субаэральных и пресноводно-болотных) батских и верхнеюрских осадков в синклиналиных участках или в эрозионных понижениях не должна быть исключена.

Изложенные обстоятельства и предопределяют геологическую обстановку и историю развития Колхидской низменности в верхней юре, как складчатой страны с континентальным режимом, подвергающейся разрушению и пенеппенизации.

Аналогичную историю развития переживала в верхней юре и область Карталинской депрессии.

2. Меловая история

Надо полагать, что в течение верхней юры Грузинская глыба в значительной мере была пенеппенизирована. При этом отдельные ее участки были в различной степени снивеллированы. Видимо и в то время область Дзирульского кристаллического массива, Окриба и смежные с севера районы являлись более приподнятыми частями глыбы, нежели ее западная часть.

Общеизвестно, что меловая трансгрессия шла с севера, из области флишевой геосинклинали, но в силу различной степени денудированности отдельных участков Грузинской глыбы, темпы и интенсивность наращивания трансгрессии по «фронту» были не одинаковы.

Факты показывают, что в центральной части Горийской депрессии (опорная скважина), на северо-восточной и южной перифериях Дзирульского массива на юрских осадках и кристаллических сланцах и гранитах залегают отложения баррема, в то время как в центральной части Колхидской низменности отложения баррема подстилаются валанжин-готеривом мощностью более 500 м.

Резкие колебания мощностей эквивалентных горизонтов мела в области Грузинской глыбы свидетельствуют о различной степени подвижности ее отдельных участков.

Из описанного выше разреза мела Колхидской низменности следует, что:

а) Разрез меловых отложений характеризуется присутствием всех горизонтов от валанжина до датского яруса включительно.

4) плиоценом со всеми его горизонтами (понт, киммерий, куяльниц и гурийские слои), суммарная мощность которых колеблется в пределах 800—1200 м,

5) из постплиоценовых образований наиболее широкое распространение имеют слои чауды, достигающие до 400 и более метров мощности. Другие горизонты четвертичной системы встречаются редко и имеют незначительную мощность.

Миоцен в основном представлен песчано-глинистым комплексом, местами с прослоями конгломератов.

В плиоцене и постплиоцене конгломераты уже играют значительную роль, а местами даже доминируют.

На севере, в области Центральной Мегрельской синклинали и, в частности, на северном крыле Цаишской антиклинали, также наблюдается непрерывный разрез палеогена и миоцена. Разрез же плиоцена выше понта фаунистически не охарактеризован и поэтому возрастное разграничивание континентальных толщ, залегающих над понтом, затруднительно. Здесь мощность палеоцен-эоцена составляет 1420—450 м, майкопской свиты—220—260 м, среднего миоцена—480—500 м, сармата (гл. образом, нижнего) до 260—300 м и мэотиса—200—350 м.

Четвертичные отложения представлены в виде террасовых и озерно-континентальных отложений и трудно поддаются расчленению.

д) В Карталинской депрессии воздымание центральной ее части наметилось на рубеже олигоцена и эоцена. Вследствие этого воздымания зародились Южно-Карталинский и Северо-Карталинский прогибы, которые видимо между собой сообщались по меридиану Каспи—Игоети—Ламискана. Однако, вскоре же, вследствие нисходящих движений, имевших место к концу олигоцена, эти краевые прогибы в начале чокрака сливаются в единую Карталинскую межгорную депрессию, где и поныне происходит интенсивное накопление континентальных отложений.

е) Большого внимания заслуживает четвертичная история Колхидской низменности и смежных с нею районов Гурии и Мегрелии, но в рамках предлагаемого доклада возможно коснуться лишь в кратких чертах некоторых вопросов тектоники и четвертичной истории Колхидской низменности.

1) Прежде всего обращает на себя внимание присутствие в разрезе всех основных горизонтов четвертичной системы в больших мощностях. Мощности некоторых горизонтов в несколько раз превосходят известные мощности для этих горизонтов в других районах Черноморского побережья.

2) Большие глубины (до 400 м) залегания горизонтов четвертичной системы в приморской полосе депрессии свидетельствуют об интенсивном и значительном погружении низменной части Колхиды в четвертичное время.

3) Четвертичные отложения Колхидской низменности слабо дислоцированы и характер их тектоники в основном соответствует тектоническому плану третичных отложений.

Континентальные аналоги морских четвертичных отложений в Колхидской низменности обладают более значительными мощностями; при этом наблюдается, что в синклиналях мощности этих горизонтов в несколько раз превосходят мощности на сводах (например, Квалонская антиклиналь и смежная с нею Чаладидская синклиналь).

4) Для подстилающих третичных слоев намечаются те же соотношения в отношении распределения мощностей, в зависимости от структур. Поэтому можно говорить, или вернее подтвердить, существующие концепции о „росте“ и „опускании“ тектонических структур в процессе седиментации.

5) Выше мы подчеркнули, что современная Колхидская низменность и в настоящее время испытывает нисходящие движения и является аккумуляционной депрессией, а соседние с нею районы—с юга Гурии и с севера Мегрелии—в голоцене испытывают интенсивные восходящие движения.

Чтобы показать размах этих движений, достаточно сослаться на следующий характерный факт.

В 7—8 км к югу от Поти на берегу Черного моря, в одной из крепких скважин подошва карангатского горизонта отбита на глубине 160—165 м. В 10—12 км к юго-востоку от этой скважины, в местности Наруджа и в окрестностях сел. Сакупре, те же морские отложения карангатского горизонта залегают (подошва) на высоте 65—70 м от уровня Черного моря.

Таким образом, относительная разница в залегании подошвы одного и того же карангатского горизонта составляет около 250 м.

Ввиду того, что в течение всего четвертичного времени Колхидская низменность испытывает нисходящие движения, надо полагать, что процесс воздымания упомянутых районов Гурии мог начаться только в голоцене, т. е. всего несколько тысяч лет тому назад.

Из всего вышесказанного следует заключить, что и в наши дни наблюдаются активные движения земной коры и на Черноморском побережьи. При этом в процесс воздымания или опускания вовлекаются, как правило, отдельные крупные районы—регионы, разграниченные между собой, так называемыми, глубинными разломами, следы которых на поверхности зачастую и не находят отражения.

О геотектонической природе и времени формирования Грузинской глыбы

В первой (1926 г.) стройной геотектонической схеме Кавказа В. П. Ренгартена [24] в области Закавказской депрессии были выделены Рионская и Куринская плиты с разделяющим их Дзирульским кристаллическим массивом.

В последующем (1937 г.) упомянутый исследователь рассматриваемую область и область, так называемой, Азербайджанской плиты выделяет в единую «Закавказскую пологоскладчатую зону».

А. И. Джанелидзе [11, 12], разрабатывая в ряде своих работ схему геотектонического районирования Грузии и Кавказа, выделяет в западной

части Закавказской депрессии Грузинскую глыбу, а в восточной ее части — Азербайджанскую, как межгорные жесткие глыбы, заключенные внутри альпийского орогена и залегающие на разных глубинах.

По мнению этого исследователя упомянутые, глыбы образовались до альпийского орогенеза и их развитие теснейшим образом связано с развитием смежных участков альпийский геосинклинальной области.

А. Д. Архангельский и Н. С. Шатский [1] на своих геотектонических схемах Закавказскую пологоскладчатую область выделяют под наименованием «Закавказского срединного массива» в области альпийской складчатости.

Концепции указанных выше исследователей в отношении геотектонической природы области Закавказской депрессии и другие концепции, разработанные с тех же теоретических позиций, в принципиальном отношении мало чем отличаются друг от друга.

Существуют и другие, диаметрально противоположные взгляды в отношении геотектонической природы Закавказской депрессии.

И. М. Губкин и М. И. Варенцов [6] считают, что Куринская и Рионские депрессии по своей геологической природе должны быть отнесены к геосинклиналям.

Названные ученые и их последователи, в обоснование своих концепций исходят из значительных мощностей осадков, развитых в этих депрессиях и характера складчатости (крутые складки, разрывы).

Совокупность имеющихся данных по Рионской и Куринской депрессиям не оставляет сомнения в том, что мы действительно имеем здесь жесткие межгорные глыбы, заключенные внутри альпийского орогенного пояса.

Основание глыбы представляет собой часть, или вернее обломок, Русской платформы, претерпевший длительный и сложный путь развития. Некоторые этапы этой истории в юрское, меловое, третичное и четвертичное время были охарактеризованы выше.

Современные очертания Грузинской глыбы были обусловлены предкавказской орогенической фазой, и они с достаточной четкостью охарактеризованы А. И. Джанелидзе в его работе «К вопросу о тектоническом расчленении территории Грузии».

Здесь же я хочу коснуться только вопроса южной границы глыбы, или вернее, о времени зарождения Аджаро-Триалетской геосинклинали.

Анализ богатых геологических материалов показывает, что Аджаро-Триалетская геосинклиналь зародилась в южной части Грузинской глыбы, по-видимому не в альбе, как это считают некоторые исследователи, а в палеогене.

В этой части глыбы в юре и в мелу существовали открытые (эпиконтинентальные) моря, которые наступали на глыбу как с севера, так и с юга. При этом соответствующие осадки юрской и меловых систем по литологии, составу и мощностям ничем существенно не отличаются от таковых северной части глыбы и Колхидской низменности (в том числе и альбские отложения), поэтому в свете новых данных по Колхидской низменности трудно согласиться с допущением существования в южной

части Грузинской глыбы геосинклинальных условий до зарождения в палеоцене Аджаро-Триалетской геосинклинали.

В северной части глыбы из-за значительных мощностей порфиритовой свиты, последняя рассматривается как геосинклинальная фация. Нам представляется, что только одни мощности не могут служить достаточным основанием для отнесения тех или иных осадков к геосинклинальным или платформенным фациям.

Возьмем Окрибу, которая является частью глыбы, но тем не менее там порфиритовая свита имеет мощность до 3000—3500 и более метров.

Другим примером могут служить меловые осадки Колхидской низменности, которые имеют мощность около 2000 м, но тем не менее и эти осадки не могут рассматриваться только на этом основании как геосинклинальные. А. И. Джанелидзе [12] подобные осадки, развитые на Грузинской глыбе, выделяет в самостоятельную категорию под номенклатурой «платформеноидные».

Тектоника чехла осадочных образований, развитых на глыбе, также существенно отличается от тектоники геосинклинальных областей и в значительной степени от таковой платформенных областей, поэтому надо признать оправданным введение нового термина—«платформеноидная тектоника»¹.

Характерными чертами тектоники осадочного чехла глыб надо признать: а) развитие покровного типа складчатости, т. е. узких и сжатых антиклиналей и широких корытообразных синклиналей;

б) развитие дифференциальных вертикальных движений сравнительно небольших участков по глубинным разломам;

в) приуроченность вулканических очагов к зонам глубинных разломов.

В свете всего вышесказанного целесообразно выделение межгорной глыбы Закавказья и аналогичных ей других геотектонических элементов, входящих в состав орогенных поясов, в самостоятельную геотектоническую категорию—под названием «платформеноид», подчеркивая этим их непосредственную связь в историческом аспекте с соответствующими платформами, «остатками» или «обломками» которых они являются. Понятие же «межгорной глыбы» следует сохранить за такими геотектоническими сооружениями, которые стали «жесткими» в результате их постепенной консолидации на соответствующих стадиях развития самого орогенного пояса.

ЛИТЕРАТУРА

1. Архангельский А. Д. и Шатский П. С., Краткий очерк геологической структуры и геологической истории СССР, Москва, 1937.

¹ Говорить в таком случае о «глыбовой тектонике» не следует, учитывая, что этот термин обычно применяется в совершенно ином смысле.

2. Булейшвили Д. А., К палеогеографии неогенового прогиба Восточной Грузии, Бюллетень Грузнефти, № 1, 1949.
3. Белоусов В. В., Основные вопросы геотектоники, Москва, 1954.
4. Бюс Е. И. и Рубинштейн М. М., Новые данные о июньском рое землетрясений 1941 г. в Зап. Грузии, Сообщ. АН ГССР, т. XIII, № 9, 1952.
5. Вахания Е. К., Геологические исследования в приморской зоне Абхазии, Труды ГПК Грузнефти, № 2, 1940.
6. Варенцов М. И., Геологическое строение западной части Куринской депрессии, Изд. АН СССР, Москва, 1950.
7. Гамкрелидзе П. Д., Геологическое строение Аджаро-Триалетской складчатой системы, Монограф. Геолог. инст. АН ГССР, № 2, Тбилиси, 1949.
8. Гамкрелидзе П. Д., Общие соображения о геотектоническом строении Грузии, Сборник трудов Геол. инст. АН ГССР, Изд. АН ГССР, Тбилиси, 1951.
9. Джанелидзе А. И., Геологические наблюдения в Окорбе и в смежных частях Рачи и Лечхума, Изд. Груз. фил. АН СССР, Тбилиси, 1940.
10. Джанелидзе А. И., К вопросу о геологическом строении центральной части Мегрелии, Сообщ. АН ГССР, т. II, № 3, 1941.
11. Джанелидзе А. И., Территория Грузии в системе альпийского орогена, Труды Геол. инст., серия геолог., VII (XII), Изд. АН ГССР, Тбилиси, 1953.
12. Джанелидзе А. И., К вопросу о тектоническом расчленении территории Грузии, Сборник «Вопросы Петрографии и минералогии», т. I, Изд. АН СССР, Москва, 1953.
13. Дзвеляя М. Ф., Геологическое строение Аджаро-Имеретинского хребта от Маяковского до Ланчхути—Махарадзе, Бюллетень Грузнефти, № 1, 1949.
14. Дзоцендидзе Г. С., Домоценовый эффузивный вулканизм Грузии, Монографии Геол. инст. АН ГССР, № 1, Тбилиси, 1948.
15. Заридзе Г. М., Закономерности развития вулканизма в Грузии и связанные с ними рудопроявления, Тбилиси, 1947.
16. Заридзе Г. М. и Татришвили Н. Ф., Введение в магматическую геологию Грузии, Тбилиси, 1947.
17. Ильин С. И., Материалы по геологии нефтяных месторождений Гурии. Труды НГРИ, новая серия, вып. 91, Ленинград, 1935.
18. Кахадзе И. Р., Грузия в юрское время. Труды Геол. инст. АН ГССР, серия геолог., т. III (VIII), Тбилиси, 1947.
19. Качарава И. В., Рачинско-Лечхумский бассейн и смежные районы в палеогеновое время, Труды Геол. инст. АН ГССР, т. II (VII), Тбилиси, 1944.
20. Лалиев А. Г., За создание крупной нефтяной промышленности в Грузии, Бюллетень Грузнефти, № 1, Тбилиси, 1947.
21. Маслов К. С., О миоцене Гурии, Изв. АН СССР, вып. 5, Москва, 1937.
22. Мефферт Б. Ф., Тектоника Зап. Закавказья, Геология СССР, т. X, ч. 1, 1941.
23. Прангишвили Г. М., Состояние сейсмической изученности Колхидской низменности, Труды Института Геофизики, т. XIV, Изд. АН ГССР, Тбилиси, 1955.
24. Рентгартен В. П., Общий очерк тектоники Кавказа, Труды XVII сессии Междунар. геолог. конгресса, т. II, Москва, 1937.
25. Рубинштейн М. М., К проблеме геотектонического расчленения Грузии. Сборник трудов Геол. инст. АН ГССР, Тбилиси, 1951.
26. Рубинштейн М. М., Некоторые вопросы сеймотектоники Грузии, Труды всесоюзного совещания по тектонике альпийской зоны Юга СССР, Баку, 1956.
27. Шатиришвили Т. М., Петрография верхне- и среднемиоценовых отложений Гурии, Бюллетень Грузнефти, № 1, Тбилиси, 1948.
28. Ульянов А. В., Геологическая история Западной Грузии в третичное время, Изд. АН СССР, Москва, 1954.

29. Хаин В. Е., Геотектонические основы поисков нефти, Азнефтеиздат, Баку, 1954.
30. Цагарели А. Л., Верхний мел Грузии, Монографии Инст. геологии и минералогии АН ГССР, № 5, Тбилиси, 1954.
31. Чихелидзе С. С., Доюрские формации Грузии, Труды Геол. института АН Груз. ССР, т. I (VI), Изд. АН ГССР, Тбилиси, 1948.
32. Эристави М. С., Грузинская глыба в нижнемеловое время, Труды Геол. инст. АН ГССР, Изд. АН ГССР, Тбилиси, 1952.

Д. А. БУЛЕЙШВИЛИ и О. А. СЕПАШВИЛИ

К ВОПРОСУ О ТЕКТОНИЧЕСКОМ РАЗВИТИИ ГАРЕ-КАХЕТИИ И СМЕЖНЫХ С НЕЙ РАЙОНОВ КАРТЛИ И ЗАПАДНОГО АЗЕРБАЙДЖАНА

Рассматриваемая область расположена между Кахетинским хребтом и долиной р. Куры и охватывает территорию Гары (Внешней) Кахетии и смежных с нею районов Картли и Западного Азербайджана. Как одна из интересных областей Закавказья, содержащих залежи нефти и газа, она давно привлекала внимание исследователей.

Геологическое изучение данной области имеет более чем вековую историю. Однако, несмотря на это, многие вопросы ее тектонического строения все еще остались неразрешенными и требуют дальнейшего уточнения.

В тектоническом отношении область относится к Закавказской межгорной депрессии, расположенной между складчатыми зонами Кавкасиони и Антикавказиони. Взгляды исследователей на геотектоническую природу Закавказской депрессии весьма разнообразны; следовательно, и на тектоническую структуру интересующей нас области, как составной части этой депрессии, существуют также различные точки зрения.

По понятным причинам останавливаться на разборе взглядов различных исследователей на этот вопрос мы не будем, тем более, что они глубоко проанализированы в целом ряде работ, посвященных геотектоническому расчленению территории Грузии. Отметим только, что в последнее время в опубликованной литературе наблюдается тенденция рассматривать ее как геосинклинальную область «костаточную или реликтовую», «возникшую в одну из позднейших стадий развития Кавказской геосинклинали» [2].

Забегая немного вперед, мы отметим, что анализ накопившегося фактического материала, полученного в результате опорного и разведочного бурения, в совокупности с данными геологических и геофизических исследований, приводит нас к выводу, что геотектонические процессы, обуславливающие закономерное распределение фаций и мощностей осадков и покровный характер складчатости, в отличие от смежных геосинклинальных областей, здесь развивались по такому плану, который вообще характерен для стабильных зон орогена. В этом отношении данная область не только проявляет большое сходство с восточным погружением Дзивульского массива, т. е. с Картлийской депрессией, но и по фациально-литологическим и тектоническим признакам является ее естественным юго-восточным продолжением.

Некоторое отличие в распределении мощностей осадков и связанной с этим степени складчатости между Картлийской депрессией и описываемой областью, по-видимому, обусловлено относительно глубоким погру-

жением кристаллического субстрата в этом направлении и характером структуры прилегающих к нему молодых складок.

Поэтому тектоническую структуру описываемой области мы рассматриваем на фоне геологического развития Грузинской глыбы, составной частью которой она является.

Рассмотрим выдвинутое нами положение на основе фактического материала.

В пределах рассматриваемой территории развит комплекс третичных отложений от олигоцена до апшеронского яруса включительно.

Из более древних пород здесь обнажаются лишь отложения верхней юры у с. Цители-цкаро в виде огромного массива (ЦЦ).

Аналогично с Икотским (И), Лерцонским (Л) и Аранисским (А) массивами, развитыми на северной периферии восточного погружения Грузинской глыбы, по северному борту Картлийской депрессии, они здесь представлены также характерной для глыбы фацией рифовых известняков. Существенно, что на северо-западном продолжении Цители-цкаро-ского массива, по простиранию пород рифовые известняки выступают среди континентальных образований апшерон-акчагыла в виде огромных изолированных глыб на протяжении почти 15—20 км.

На юго-восточном же продолжении этой полосы наличие погребенного юрского массива предполагается в Диди-ширакской депрессии, о чем свидетельствуют спокойный характер тектоники самой депрессии, простирание огибающих ее складок и присутствие продуктов размыва юрских отложений в конгломератах миоцена и плиоцена в виде огромных слабо обработанных валунов и глыб порфиринов и известняков по периферии депрессии. Это соображение подтверждается также гравиметрическими данными, фиксирующими в долине Диди-Шираки максимум силы тяжести. Приведенные факты, по всей вероятности, указывают на широкое развитие юрских отложений в этой полосе под молассовым покровом плиоцена.

Меловые отложения в пределах Гаре-Кахетии и смежных с ней районов на поверхности не обнажаются, что по всей вероятности объясняется отсутствием вообще осадков этого времени в некоторых районах описываемой территории, в частности в полосе развития юрских отложений. Отчасти оно может иметь первичный характер, но в целом надо предполагать, что эти осадки размыты последующими трансгрессиями.

В отношении отложений палеоцен-эоцена можно предположить значительный размыв их, на что указывает присутствие богатой переотложенной микрофауны этого возраста в более молодых слоях в северной полосе описываемой области.

Отложения олигоцена представлены характерной для глыбы фацией майкопской свиты. Они узкой полосой протягиваются от восточного погружения хр. Ахта-тапа на северо-запад по водораздельному хребту между реками Иори и Курой, слагая ядра развитых здесь крупных антиклинальных складок. Еще дальше, огибая восточное погружение Аджаро-Триалетской складчатой системы, они непрерывной полосой протягиваются по южному борту Картлийской депрессии, вплоть до Дзирульского массива.

Описанная полоса, характеризующаяся развитием наибольших мощностей олигоцена соответствует зоне максимального погружения депрессии. Существенно, что мощность олигоцена резко уменьшается с юга на север почти на всем протяжении этой полосы. На западе по линии г. Гори—с. Цольда она сокращается от 2000 до 200 м, по пересечению Мцхета-Душети—от 1500 до 350 м, в центральной части депрессии, по данным опорной скважины эти осадки вовсе отсутствуют.

В пределах Гарс-Кახетии отложения олигоцена полностью не обнажаются (за исключением Хевдзмарской синклинали — 80), однако уменьшение мощностей в притбилиском районе от южного крыла Хевдзмарской синклинали на север, к полосе Норйо-Марткоби (79) и от хр. Аладжиги к северному борту Цицматинской долины свидетельствует о том, что распределение мощностей олигоцена в Гарс-Кახетии подчиняется той же закономерности, которую мы наблюдаем в Картлийской депрессии.

Миоценовые отложения, представленные песчано-глинистыми и конгломератовыми морскими и пресноводно-континентальными осадками, хорошо обнажаются на правом берегу р. Иори на склонах водораздельной возвышенности между р. р. Иори и Кура. Отсюда они протягиваются на северо-запад и через Азамбургское и Патардзеули-Марткобское поднятия непрерывной полосой прослеживаются на запад по южному борту Картлийской депрессии. В северной части территории миоценовые отложения развиты у подножья южного склона Кახетинского хребта, откуда также непрерывно прослеживаются на северо-запад и через Гомбори-Эрцо переходят на северный борт Картлийской депрессии.

В отличие от олигоцена, максимальные мощности осадков приурочены на западе к северному борту Картлийской депрессии, а на востоке — к непосредственно продолжающей его полосе Эрцо-Гомбори-Какабети. Дальше на юго-восток, наиболее мощные осадки миоцена развиты на правом берегу р. Иори на северных склонах водораздельной возвышенности.

В южном и северном направлениях от зоны погружения, как в Картлийской депрессии, так и в Гарс-Кახетии, параллельно с изменением фаций в сторону увеличения грубообломочного материала, уменьшается и мощность морских осадков миоцена от 2000 (северный борт) до нескольких сотен и местами даже десятков метров (южный борт).

Таким образом, тектонические движения, сильно проявившиеся в области Триалетских гор, в конце олигоцена захватывают и олигоценовый прогиб, в результате чего происходит его воздымание, а зона максимального погружения в Картлийской депрессии с этого времени зарождается в северной периферии Грузинской глыбы, ближе к предгорьям южного склона Кавкасиони.

Эти тектонические процессы нашли свое отражение и в Гарс-Кახетии. Здесь на юго-восточном продолжении Аджаро-Триалетской складчатой системы в зоне погружения депрессии зародилось единое крупное подводное поднятие в осадках олигоцена, в результате чего в миоцене зона погружения переместилась также в северном направлении, к прииорской полосе.

В плиоцене картина несколько меняется. Наблюдается некоторое обособление рассматриваемой области. В нижнем плиоцене в юго-восточной части территории (нижнее течение р. Иори) отлагаются пресноводно-континентальные, глинисто-песчаные отложения ширакской свиты (мэотис-понт). В северном и северо-западном направлениях они постепенно замещаются конгломератами, захватывающими все более и более низкие горизонты, и уже в Цицматинской долине и дальше на запад в Картлийской депрессии они полностью замещаются мощной толщей конгломератов т. н. душетской свиты (мэотис-понт).

В начале верхнего плиоцена морская трансгрессия акчагыла захватывает более пониженную прииорскую полосу территории. На остальной площади, отличавшейся также устойчивым погружением, сохранился континентальный режим с накоплением конгломератовой толщи значительной мощности (алазанская, серия).

Таким образом, закономерность в распределении осадков, их фаций и мощностей со всей ясностью указывает на единство внутренних геотектонических элементов — зон погружений и поднятий — Картлийской депрессии и Гаре-Кахетии, которые в третичное время представляли единую седиментационную область в виде межгорной депрессии, образовавшейся в результате погружения Грузинской глыбы.

Принадлежность рассматриваемой области к восточному погружению Грузинской глыбы хорошо подтверждается также характером тектоники и единством тектонических линий этих областей.

По сравнению со смежными геосинклинальными зонами данная область отличается более спокойной тектоникой, носящей характер покровной складчатости (А. И. Джанелидзе, 1950, 1954).

Как в Картлийской депрессии, так и здесь развиты сильно сжатые, обычно опрокинутые с севера на юг и часто разорванные по своду узкие антиклинали кавказского направления и крупные, пологие синклинали, образующие широкие депрессии, заполненные молассовыми образованиями плиоцена.

Осевые линии этих крупных структурных элементов с перебивами прослеживаются от Картлийской депрессии через Гаре-Кахетию, вплоть до западного Азербайджана.

Например, Ленингорская (13), Базалетская (19) и Эрцойская (21) синклинали, расположенные на северном борту на одной линии, образуют крупный внутренний геотектонический элемент депрессии в виде единого седиментационного прогиба, осложненного в бортовых частях второстепенными антиклинальными складками и флексуroidными поднятиями. Естественным юго-восточным продолжением этого прогиба являются огромные Ваке—Цител-цкаройская (41) и Диди-ширакская (57) синклинали, образующие также единую синклинальную депрессию в северной части Гаре-Кахетии.

Более яркий пример единства тектонических элементов Картли и Гаре-Кахетии дают Тирипонско-Мухранская (63) и Цицматинско-Наомарская (28, 31) синклинальные депрессии, связанные между собой узкой синклиналью Пальдо.

Осевые линии антиклинальных поднятий, разделяющих эти депрессии, также с перебивами прослеживаются из Картлийской депрессии в Гаре-Кахетию и, ундулируя по простиранию, образуют ряд обособленных антиклинальных структур [полосы антиклинальных поднятий: Захори (11), Тонча (15), Наниани (16), Симониант-хеви (20), Гомборя (25), Манави (26), Какабети (27) и Кавтис-хеви (74), Сасхори (76), Мцхета (77), Норно-Марткоби (79), Патардзеули (81, 82), Азамбури (86, 87), Тауратапа (90) и Аладжиги (100)]. Также непрерывно прослеживаются линии крупных разрывов и надвигов [Громи-Какабетский надвиг (IV — IV), Джачви-Хашминский надвиг (VIII—VIII) и др.].

Исходя из стратиграфических, фашиально-литологических и тектонических особенностей, описанную область вместе с Картлийской депрессией мы рассматриваем как единую крупную геотектоническую единицу, а именно — восточное погружение Грузинской глыбы.

Исследованиями А. И. Джанелидзе (1942), И. Р. Кахадзе (1947), П. Д. Гамкрелидзе (1948), Г. С. Дзоценидзе (1949) установлено, что Грузинская глыба, находясь в зоне орогена, не являлась неизменной, а вовлекалась в общее движение орогена, в результате чего происходило как поднятие и погружение, так и постепенное нарастание глыбы.

Несмотря на развитие в целом покровной тектоники здесь наблюдается закономерное распределение степени складчатости:

Относительно интенсивной складчатостью отличаются зоны предгорных прогибов южного и северного бортов депрессии (Картли) и их юго-восточное продолжение в Кахетии, характеризующиеся развитием максимальных мощностей осадков олигоцена и миоцена.

Степень складчатости как в Картли, так и в Гаре-Кахетии постепенно уменьшается от зон прогибов к их перифериям.

По современному плану тектоники, с учетом фашиально-литологических особенностей осадков и их мощностей в рассматриваемой части зоны Грузинской глыбы и смежной с ней Сомхитской глыбе естественно выделяются (см. карту):

1. Подзона восточного погружения Грузинской глыбы; 2. Базалети-Ширакская подзона; 3. Алазанская подзона; 4. Кавтисхеви-Чатминская промежуточная подзона; 5. подзона восточного погружения Сомхитской глыбы; 6. Палантекиянская подзона*.

Из вышеперечисленных геотектонических элементов к теме настоящей статьи относится описание подзон, развитых в Гаре-Кахетии и смежных с ней районах Картли и Западного Азербайджана.

I. Подзона восточного погружения Грузинской глыбы, охватывающая территорию Тирипонско-Мухранской депрессии, в тектоническом отношении представляет собой огромную, весьма пологую синклиналиную депрессию. Она сложена почти горизонтально залегающими ($1-5^\circ$) осадками мела и неогена незначительной мощности. Присутствие гранитного материала в осадках верхнего лейаса (в полосе Икоти-Душети), олигоцена и нижнего миоцена (Мцхета, Каспи-Гори), а также отсутствие всего комплекса осадков от палеоцена до нижнего миоцена в центральной ее части (данные опорной скважины Шиндиси) убедительно показывают, что в течение мезо- и кайнозоя рассматриваемая подзона представляла область преимущественно размыва. В определенные геологические эпохи она покрывалась, частично или полностью, местами довольно мощной, но почти горизонтально залегающей толщей осадков, что несомненно связано с отрицательными движениями кристаллического субстрата Грузинской глыбы.

II. Базалети-Ширакская подзона, охватывающая северный борт Картлийской депрессии и всю левобережную часть р. Иори до подножья Кахетинского хребта, сложена комплексом осадков от эоцена до апшеронского яруса включительно. Особенно широким развитием пользуются пресноводно-континентальные отложения верхнего миоцена (нацхорская свита верхнего сармата) и нижнего плиоцена (душетская и ширакская свиты мэотис-понта) образующие ряд крупных и пологих синклиналей в виде широких депрессий [Ленингорская (13), Базалетская (19), Эрцойская (21), Ваке-Цител-цкаройская (29, 41), Диди-ширакская (57), Цицматинская (28), Наомарская (31), Набомребская (37), Бурдаминская (51) и др. синклинали]. Эти широкие синклинали разделены узкими и крутыми, обычно разорванными по своду и опрокинутыми на юг антиклиналями.

Кроме частых перерывов и несогласий, отмечаемых в полосе развития древних массивов, характерной чертой для этой подзоны является

* Обособленность этих подзон, примерно в таких же пределах, впервые отмечали Н. Б. Вассоевич, Н. А. Кудрявцев, С. Г. Букия и др., выделяя их под разными названиями и вкладывая в них различное понимание.

Из имеющихся схем более приемлемой для нас является схема Н. А. Кудрявцева, которая в основных чертах дает правильную картину тектонической зональности рассматриваемой области.

уменьшение степени складчатости как с глубиной, так и от прогибов к зонам поднятий, за исключением некоторых отклонений, наблюдаемых на поверхности в бортовых частях крупных синклинальных депрессий и вызванных, по-видимому, опрокидыванием на юг самих массивов.

По данным сейсмических исследований и глубокого разведочного бурения в юго-восточной части Гаре-Кахетии, сложно-построенные, на поверхности крутые, обычно разорванные и опрокинутые на юг антиклинали с глубиной выполаживаются и на определенных глубинах полностью затухают. Глубина затухания складок закономерно уменьшается с юго-запада на северо-восток от 3500 м (Прииорская полоса) до 800—500 м (к Цител-цкаройскому массиву).

Вблизи массива складки приобретают симметричный характер и, меняя свое простираение, дугообразно огибают как обнаженный на поверхности Цител-цкаройский, так и погребенный в области Диди-ширакской депрессии массивы.

Аналогичные явления наблюдаются и в полосе Громи-Базалети, где по данным сейсмических исследований крутые на поверхности антиклинали на глубине 2500—3000 м полностью затухают.

Вышеприведенные факты приводят нас к выводу, что в формировании тектонической структуры данной подзоны важная роль принадлежит погребенному юрскому субстрату Грузинской глыбы, частично обнажающемуся в северной периферии подзоны в виде огромных массивов песчано-глинистых осадков лейаса, порфиритовой свиты байоса (Икоти-Ананурский) и рифовых известняков титона (Лерццомский (Л), Аранисский (А) и Цител-цкаройский (ЦЦ) массивы).

III. Кавтисхеви-Чатминская промежуточная подзона, являющаяся непосредственным продолжением южного борта Картлийской депрессии, огибает восточное погружение Аджаро-Триалетской складчатой системы и непрерывной полосой прослеживается в юго-восточном направлении вдоль водораздельного хребта между рр. Иори и Курой, вплоть до Эльдарской степи, где она постепенно замыкается. В геотектоническом отношении она соответствует полосе максимального погружения депрессии в олигоцене. Основные черты тектоники данной подзоны сходны с предыдущей. Отличие заключается в широком развитии олигоценовых и миоценовых осадков и в степени дислоцированности слоев.

Подзона характеризуется развитием относительно крупных, разорванных вдоль сводовых линий и опрокинутых на юг антиклиналей, обычно осложненных многочисленными второстепенными складками [полоса антиклинальных поднятий Азамбури (81, 82) — Таура-тапа (90), Сатибе (98), Аладжиги (100), Чобан-даг (105), Ахта-тапа (107), Эйлар-оуги (108) и др.]. Разделяющие их синклинали, за некоторым исключением (91, 101), обычно узкие и сложены отложениями верхнего миоцена [синклинали Тах-тапа (97), Малое Удабно (94), Гоктеби (95) и Харис-тба (89) и др.].

IV. Палантекянская подзона занимает территорию левобережной части р. Куры до водораздела, и в отличие от описанных подзон характеризуется широким развитием верхнеплиоценовых отложений, собранных в узкие и пологие антиклинальные складки, разделенные также пологими и широкими синклиналями. Складки этой подзоны обычно симметричные, за исключением некоторых отклонений. Интенсивность складчатости постепенно уменьшается с севера на юг, по мере приближения к подзоне восточного погружения Сомхитской глыбы вплоть до полного затухания их на правобережье р. Куры. Кроме слабой дислоцированности слоев, указывающей на постепенное воздымание фундамента в южном направлении, характерной чертой данной подзоны является резкая фаціальная изменчивость миоценовых осадков, выступающих в ядер-

ных частях некоторых антиклинальных складок и представленных прибрежными, грубообломочными осадками незначительной мощности.

Характер геологического строения описанных подзон полностью отражает геотектоническую природу соответствующих частей рассматриваемой области. Близкое сходство и взаимосвязь между этими подзонами, указывающие на единство погруженного субстрата Грузинской глыбы, не позволяют допустить крупные перемещения целых масс в виде аллохтонного покрова, как это предполагают некоторые исследователи [3]. Различия между ними, на основе которых зону субстрата мы подразделяем на отдельные подзоны, заключаются лишь в различной степени погружения глыбы в различных ее частях.

Таким образом, современное геолого-тектоническое строение описываемой области позволяет рассматривать ее как составную часть Грузинской глыбы, во всяком случае после батского орогенеза, т. е. с того этапа складчатости, когда она вместе с Картлийской депрессией приобрела свою индивидуальность. Этот вывод станет более ясным, если мы проследим историю развития восточного погружения Грузинской глыбы.

Для раннего периода достаточных данных нет. Из общих региональных соображений и по некоторым фактическим данным мы можем предполагать, что территория восточного погружения Грузинской глыбы до валанжина представляла крупное поднятие кристаллического фундамента, разделяющее друг от друга геосинклинальные области южного склона Кавкасиони и Аджаро-Триалетии.

В ниже- и, по-видимому, среднеюрское время некоторые участки глыбы выходили из под воды и служили областью размыва, дававшей гранитный материал. Остальная северо-восточная, более погруженная, часть глыбы (Шираки-Базалетская подзона), представляющая как бы переходную зону между глыбой и геосинклиналью, в это время являлась областью накопления маломощных терригенных кварцево-песчаных осадков лейаса и вулканогенной толщи порфиритовой свиты байоса незначительной мощности. Другой источник сноса гранитного материала для данной области (Икоти-Ананурский массив) исключается.

Дальше на восток в Шираки-Базалетской подзоне ниже- и среднеюрские отложения на поверхности не обнажаются, за исключением незначительного выхода (15—20 м) порфиритов байоса в районе Цители-цкаро, где их залегание ввиду плохой обнаженности неясно. Однако присутствие крупных слабообработанных валунов и глыб по бортам Ширакской долины в осадках миоцена и плиоцена свидетельствует о широком развитии погребенного массива порфиритовой свиты байоса в этой области.

В Икоти-Ананурской полосе батские отложения отсутствуют и байос непосредственно перекрывается известняковыми осадками титона. То же можно предполагать и для района Цители-цкаро, где по-видимому существовали те же условия.

Верхняя юра повсеместно представлена характерной для глыбы фацией рифовых известняков незначительной мощности и отличается отнительно слабой дислоцированностью. На эти органогенные известняки несогласно залегают отложения более молодых слоев (эоцен и олигоцен в р-не Душети, средний сармат, ширакская свита и апшерон-акчагыл — в районе Цители-цкаро). Эти данные, наряду с тектоническими особенностями (покровная складчатость) этой подзоны, позволяют предполагать что юрские отложения, консолидировавшиеся в результате батской орофазы, причленяются к кристаллическому фундаменту Грузинской глыбы и, как молодая ее часть, в дальнейшем служат относительно жестким ос-

нованием для более молодых образований мезо- и кайнозоя. Этот юрский субстрат, развитый на значительной площади северной периферии Шираки-Базалетской подзоны и определяет, по-видимому, характер геолого-тектонического строения данной подзоны.

Для мела и нижнего палеогена мы не имеем определенных данных относительно Гаре-Кахетии, однако материалы опорной скважины Шиндиси (Картлийская депрессия) позволяют иметь более или менее правильное представление о геотектонических режимах этих периодов в целом на восточном погружении Грузинской глыбы.

Отсутствие в разрезе этой скважины всего палеогена, характер фаций и незначительная мощность (360 м) почти горизонтально залегающих (1—5°) осадков мела и их резкое трансгрессивное залегание на сильно дислоцированных осадках (35—40°), по-видимому байоса (?), по всей вероятности свидетельствуют о значительных положительных движениях восточного погружения Грузинской глыбы в это время.

Надо полагать, что Базалети-Ширакская подзона на этом отрезке времени отличалась в целом относительным поднятием. Некоторые ее участки временами испытывали воздымание и давали продукты размыва в прилегающие к ней по краям погруженные области, в частности в Кавтис-хеви—Чатминскую подзону.

Последняя подзона, расположенная на юго-восточном продолжении Аджаро-Триалетской складчатой системы, во всяком случае в олигоценое время представляла зону максимального погружения и являлась как бы естественной границей между восточными погружениями Грузинской и Сомхитской глыб.

Подтверждением этого, кроме гравиметрических данных, указывающих в этой подзоне на минимум силы тяжести, могут служить характер тектоники, фации и развитие максимальных мощностей осадков олигоцена.

Существенная перестройка в геотектонической обстановке произошла после палеогена (штирийская фаза тектогенеза).

В целом восточная область погружения Грузинской глыбы с этого времени обнаруживает более значительное погружение, однако ее крайние части проявляют тенденцию к поднятию. В Кавтис-хеви—Чатминской подзоне зарождается крупное поднятие в осадках олигоцена, в результате чего зона максимального прогиба перемещается к северу в Базалети-Ширакскую подзону, ограничивающуюся с севера также воздымавшимся юрским субстратом, дающим уже в миоцене обломочный материал.

Существенно отметить, что с этого момента наблюдается некоторое обособление в смысле осадконакопления Базалети-Ширакской и Палантекинской зон. В последней наблюдается значительный перерыв между верхним сарматом и акчагылом. Однако геотектонические процессы в этих подзонах развивались по одинаковому плану, что по-видимому обусловлено залеганием на различной, но в целом незначительной глубине субстрата Грузинской и Сомхитской глыб. С севера на юг в Базалети-Ширакской подзоне и с юга на север в Палантекинской подзоне параллельно с изменением фаций осадков и увеличением их мощностей постепенно возрастает и степень складчатости, достигая максимума в Чатминской подзоне.

Важная роль в развитии рассматриваемой области в период миоценового цикла осадконакопления принадлежит Дзирульскому массиву.

Усиленное поднятие Грузинской глыбы в этой области сопровождалось погружением ее восточной части, в результате чего морские мелко-водно-прибрежные осадки миоцена постепенно перемещаются с северо-

запада на юго-восток и соответственно с этим континентальные фации в этом направлении захватывают все более и более молодые горизонты от верхов среднего сармата до понтического яруса включительно. В конце нижнего плиоцена эти вертикальные движения глыбы сменяются складчатыми движениями, в результате чего осадочный покров погруженного субстрата подвергается дислокации покровного характера.

Формирование основных тектонических элементов во всей области происходит в результате роданской (восточнокавказской) орофазы, о чем свидетельствуют факты несогласного залегания верхнеплиоценовых осадков на размытую поверхность нижележащих более древних пород, от ширакской свиты до верхнего эоцена включительно.

Валахской или южнокахетинской фазой тектогенеза (в конце апшерона) заканчивается плиоценовый цикл складчатости, вызвавший образование дизъюнктивных нарушений типа взбросов, разрывов и надвигов и окончательное формирование современного плана тектоники рассматриваемой области.

ЛИТЕРАТУРА

1. Букія С. Г., Новые данные о тектонике Южной Кახетии, Нефт. Хоз., № 2, 1936.
2. Варенцов М. И., Геологическое строение западной части Куринской депрессии, АН СССР, 1950.
3. Вассоевич Н. Б., Проблемы тектоники Восточной Грузии, Трест Азнефтеразведка, 1936.
4. Гамкрелидзе П. Д., Геологическое строение Аджаро-Триалетской складчатой системы, АН Груз. ССР, 1948.
5. Джанелидзе А. И., Проблема Грузинской глыбы. Сообщ. АН Груз. ССР, т. III, № 1—2, 1942. (на грузинском языке, резюме на русском).
6. Джанелидзе А. И., О складчатости Гаре-Кახетии. Сообщ. АН Груз. ССР Тбилиси, 1951.
7. Джанелидзе А. И., К вопросу о тектоническом расчленении территории Грузии, Вопросы петрографии и минералогии, том I, изд. АН СССР, 1953.
8. Дзоценидзе Г. С., Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии, АН Груз. ССР, 1948.
9. Кахадзе И. Р., Грузия в юрское время, АН Груз. ССР, 1947.
10. Кудрявцев Н. А., Геологический очерк нефтеносного района Южной Кახетии, Грузнефть, 1938.
11. Маркевич В. П., Геологическое строение Восточной Грузии, АН СССР, 1954.
12. Хаин В. Е., К истории геологического развития Куринской впадины, Сб. тр. Инст. геол. АН Груз. ССР, 1951.

Н. И. МРЕВЛИШВИЛИ

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ПРЕДГОРИЙ БОЛЬШОГО КАВКАЗА В ДУШЕТСКОМ РАЙОНЕ

Наш доклад касается части предгорной зоны Б. Кавказа, расположенной в 60 километрах к северу от гор. Тбилиси. Она вытянута в широтном направлении полосой, шириною в 9—10 км. Северная граница ее проходит по линии Анаури-Коринта и совпадает с так называемым Ананурско-Ильдокайским надвигом, к северу от которого развиты типичные геосинклинальные флишевые отложения мела. Южная граница отмечается опять-таки линией надвига. Это Аргунский надвиг, ограничивающий с севера миоценовые и плиоценовые отложения Картлийской депрессии. С востока исследуемая площадь ограничивается Военно-Грузинской дорогой. Западная граница проходит по ущелью р. Ксани. Разумеется, все эти границы более или менее условны.

Близость к Тбилиси, а еще больше связь с Военно-Грузинской дорогой, способствовали усиленному вниманию исследователей к этому участку. Здесь побывали многие геологи, посетили его и экскурсии двух международных геологических конгрессов, но в течение довольно долгого времени о геологическом строении района высказывались лишь соображения общего характера.

Только в 20-ых годах текущего столетия В. П. Ренгартен [8] здесь были проведены детальные исследования, результаты которых являются основанием для всех последующих работ. Этому ученому принадлежит заслуга установления основных черт тектоники центральной части Б. Кавказа и, в частности, нашего района. Данная им стратиграфическая схема фаунистически почти немых отложений южного склона большое значение имеет и сегодня.

Как известно, согласно В. П. Ренгартену [8] интересующая нас территория составляет самую южную часть складчатой зоны Большого Кавказа и входит в т. н. Душетско-Ананурский прифронтальный пояс. В последнем автор выделяет 4 подзоны, из которых только две—Аргунско-Жинвальская и Аркалинская—развиты в пределах нашего района.

В северной, Аргунско-Жинвальской подзоне представлены меловые и палеогеновые геосинклинальные флишевые отложения. Они дислоцированы весьма интенсивно—вплоть до появления шарьяжей, расположенных как на Аркалинской параутохтонной зоне, так и на аутохтоне, совпадающем с областью Куринской плиты.

Аркалинская зона слагается в основном палеогеновыми, частично миоценовыми осадками. Складчатость здесь менее интенсивная и развиты правильные складки, не обнаруживающие тенденции опрокидывания к югу. Поэтому В. П. Ренгартен рассматривает эту подзону как параутохтон («сколотая часть аутохтона»).

Как показали последующие исследования, взгляды В. П. Ренгартена хорошо отражают факты, наблюдаемые в природе. Однако благодаря работам Д. А. Булейшвили [1], М. И. Варенцова [2], Н. Б. Вассоевича [4], А. И. Джанелидзе, И. Р. Кахадзе [7], А. Г. Лалиева и других, за последнее время получены новые данные, которые позволяют уточнить некоторые вопросы, оставшиеся неясными. Таков в частности вопрос о геотектонической природе нашего района. Решение этого вопроса со своей стороны поможет уточнить границу между двумя большими зонами в геотектонической схеме Кавказа (В. П. Ренгартен), а именно, границу между складчатой зоной Большого Кавказа и Закавказской депрессией в полосе между рр. Арагви и Ксани. Вполне понятно, что вопрос может быть решен лишь путем учета особенностей фаций, стратиграфии, тектоники и геологической истории района.

Ниже я постараюсь изложить имеющийся по этому поводу фактический материал.

СТРАТИГРАФИЯ

Лейас. Считалось, что самыми древними образованиями в пределах изученной полосы являются меловые отложения. Однако за последнее время установлено, что здесь широко развит лейас, представленный песчаниками, глинистыми сланцами и сланцеватыми глинами. Наличие этих осадков в бассейне р. Ксани впервые установил М. И. Варенцов. Восточнее, в бассейне р. Арагви одна часть этих отложений датировалась олигоценом, другая — эоценом. В 1949 г. Д. А. Булейшвили показал, что по р. Нареквави, а также у сел. Тонча лейас бассейна р. Ксани непосредственно увязывается с песчаниками «телатгорской свиты», а последние содержат лейасскую фауну: *Mytiloides* des cf. *amygdaloides* Goldf., *Mytiloides* cf. *dubius* Goldf., *Posidonia buchi* Roem. и др. Позже по балке Банцурт-хеви нами были найдены аммониты: *Phylloceras* sp., *Lytoceras* sp., *Dumortieria mactra* Dum., *D. gündershofensis* Buc., *D.* cf. *brancoi* Ven., *Mytiloides quenstedti* Pchel. и др., указывающие на нижнеэоценовый возраст вмещающих пород. Эта полоса лейасских отложений тянется в широтном направлении от р. Ксани до сел. Араниси, где она перекрывается трансгрессивным верхним эоценом.

Другая, более узкая (0,5 км) полоса выходов лейасских отложений отмечается к югу от предыдущей, между сс. Мглиани и Ведзатхеви. Здесь представлены более крупнозернистые фации лейаса. Это главным образом аркозовые песчаники и конгломераты с гранитным материалом. В этих отложениях по балке Шаликиант-хеви нами была также найдена юрская фауна.

По данным М. И. Варенцова, в бассейне р. Ксани лейас подразделяется на две свиты: нижнюю — свиту сланцеватых глин (300—400 м) и верхнюю — свиту аркозовых песчаников. Обе свиты выделяются и восточнее, в бассейне р. Арагви. Здесь же в южной полосе выходов лейаса, в верхней части лейасских отложений отмечаются мощные (70—80 м) крупногалечные (20—30 см) конгломераты в основном с гранитным материалом. С другой стороны, по данным И. Р. Кахадзе [7] в бассейне р. Ксани «в верхних горизонтах лейаса наблюдаются линзы карбонатных пород — зернистых, розоватых или сахаровидных известняков мощностью от 2 до 6 м. Верхние горизонты известняков нередко обогащены туфогенным материалом, а в некоторых выходах видны конгломераты с галькой этих известняков, сцементированные туфогенным материалом».

Они налегают на известняки и подстилают порфиритовую свиту, в других случаях согласно сменяющую сланцево-песчаниковую свиту.

В бассейне р. Аркала с лейасскими отложениями связаны выходы своеобразных вулканогенных пород, которые по своему литологическому характеру весьма сходны с т. н. «нижними туффитами» Дзирульского массива. Как и в Дзирульском массиве, в этих породах главную роль играет обломочный материал кварцпорфиров и альбитофиров. Нигде не удается установить точные взаимоотношения между этими осадками и лейасом, но, по-видимому, они приурочены именно к лейасу.

Б а й о с. Еще Г. Абиш отметил наличие «пироксеновых и мандельштайновых эруптивов у сел. Икоти». Но байосский возраст этих вулканогенных пород впервые установил М. И. Варенцов [2]. По их литологическому характеру и по стратиграфическому положению они отнесены к порфиритовой свите байоса. Здесь породы этой свиты, представленные покровами авгитовых порфиров, туфами, туфобрекчиями, туфогенными песчаниками и аргиллитами, согласно следуют за верхнелейасскими отложениями и лишь местами, по данным И. Р. Кахадзе, наблюдаются явления размыва. Недавно в аргиллитах порфиритовой свиты Ксанского ущелья была обнаружена фауна. По заключению А. И. Джанелидзе среди них представлены: *Lytoceras polyhelictum* Вöck., характерный для двух верхних зон байоса Грузии, а также *Posidonia buchi* Roem. и *Pleurotomaria* sp.

Другой выход байосской порфиритовой свиты установлен нами в бассейне р. Арагви, между сс. Араниси и Этвалиси. Это непрерывная полоса выходов байосской порфиритовой свиты, длиной в 2,5—3 км, представленной в основном покровами авгит-лабрадоровых порфиров и туфобрекчиями. Наблюдаются также прослой светлосерых пелитовых туфов.

Туфобрекчии состоят исключительно из обломков порфиров, сцементированных туфовым цементом. Глыбы часто достигают весьма внушительных размеров — до нескольких метров. Нигде во всем массиве не наблюдается какой-либо посторонний материал. Эти отложениялагают антиклинальную складку, в ядре которой выступают грубообломочные аркозовые песчаники и конгломераты лейаса. Выше байосских порфиров в обоих крыльях складки следует трансгрессивный верхний эоцен.

Видимая мощность байоса в этвалисском массиве не превышает 500 м, а по р. Ксани, согласно М. И. Варенцову, определяется в 600 м.

Б а т в изученной полосе отсутствует и за сильно размытой порфиритовой свитой байоса, по-видимому, трансгрессивно следуют массивные рифовые известняки, приуроченные к г. Араниси и скалистой вершине г. Лерцома. До последнего времени считалось, что эти массивы являются переотложенными в эоценовую брекцию глыбами титонских известняков. Такой взгляд был основан, по-видимому, на том факте, что во многих местах эти известняки непосредственно соприкасаются с эоценовыми конгломератами. Но как показали новые исследования, упомянутые конгломераты несогласно покрывают эти массивы и наряду с гранитным материалом содержат также и крупные валуны подстилающих рифовых известняков и байосских порфиров. Интересная в этом отношении картина наблюдается по Военно-Грузинской дороге, на 4-ом километре выше сел. Живвали. Здесь на правой стороне дороги выходят массивные известняки типа аранисских. Даже самым тщательным наблюдением в этом массиве не удается обнаружить какой-либо посторонний материал, в то время, как на противоположной стороне дороги в аналогичных на первый

взгляд породах нетрудно обнаружить сначала в незначительном, а выше в большом количестве обломки песчаников и глин лейаса и порфиристов байоса. Еще выше следуют верхнеэоценовые песчаники.

Таким образом, аранисские и, по-видимому, часть жинвальских известняков, также как и цител-цкаройские в Кахетии (А. И. Джанелидзе), являются коренными выходами юрских пород.

Что касается более точного возраста этих отложений, следует отметить, что титонская фауна из жинвальских и аранисских известняков отмечалась уже давно (Симанович, Пчелинцев): *Chlamys strambergensis* Rem., *Chl. portlandica* Cotteau, *Aequipecten nebrodensis* Gemm. et Blasi, *Terebratula* cf. *dobrogiana* Sim. и др. О более точном стратиграфическом диапазоне этих известняков пока судить трудно. Если допустить, что трансгрессия началась в титоне, не исключена возможность, что известняки содержат также и нижний неоком.

По данным Д. А. Булейшвили в бассейне р. Ксани такими же коренными выходами верхней юры являются массивные известняки г. Лерцома (Алевис-кльде).

Мел. Южнее Ананурско-Ильдоканского надвига, являющегося северной границей нашего района, только в некоторых пунктах встречаются выходы мела. Это нижний мел бассейна р. Ксани и верхний мел Аргунского массива.

По данным М. И. Варенцова и И. Р. Кахадзе в долине р. Ксани, на правом берегу реки, в сс. Цирколи и Канчавети, а также против сел. Коринта наблюдаются уцелевшие от эрозии останцы нижнемеловых отложений, несогласно, с базальным конгломератом в основании (3—5 м) налегающих на разные горизонты юры. Выше конгломератов следуют:

1. Песчанистые мергели, глины и песчаники серого цвета . 15—25 м.
2. Белые или серые, толстослойные нередко доломитизированные известняки брекчиевого сложения, со слоями желтовато-серых мергелей. Горизонт богат фауной; среди нее представлены: *Lytoceras voronzovi* Sperk., *Mesohitbolites* sp., *Spitidiscus* sp., *Exogyra latissima* Lam., *Panopaea gurgitis* Brongn. и др... 25—30 м.

3. Белые и серовато-зеленые мергели с остатками крупных развернутых аммонитов и другой фауны: *Lytoceras* cf. *phestus* Math., *Mesohitbolites* sp., *Ancylloceras* sp. *Neithea atava* Roem., *Thetironia stajanovi* Mordv., *Panopaea gurgitis* Brongn. и др... 15—20 м.

На основе анализа фауны, содержащейся в вышеописанных осадках, И. Р. Кахадзе приходит к заключению, что здесь представлены баррем и нижняя часть апта.

Верхний мел, также как и нижний мел, в изученной полосе занимает незначительную площадь. Он слагает вершину горы Аргуни и представлен в основном микроконгломератами, полимиктовыми песчаниками, глинами и мергелями свиты укугмрти и кремнями ананурского горизонта (Н. Б. Вассоевич).

Более значительную площадь занимают меловые отложения за пределами нашего района, севернее Ананурско-Ильдоканского надвига, где они представлены во флишевой фации.

Палеоген. Значительная часть района сложна нижнетретичными отложениями, представленными в основном в терригенной фации. В восточной части района, в бассейне р. Арагви мы имеем следующий разрез палеогена:

1. Нижний эоцен — известковистые кварцевые песчаники с *Nummulites subatacicus* Н. Douv., расположенные непосредственно на лейасе с тонким (10—15 см) слоем конгломерата в основании.

2. Средний эоцен—а) нуммулитовые известняки, содержащие лютетские нуммулиты; б) зеленые мергели со среднеэоценовой микрофауной и в) плитняковые мергели с чешуями рыбы *Lyrolepis caucasica* Rom. Эти последние датируются по своему стратиграфическому положению—выше фаунистически охарактеризованных среднеэоценовых мергелей и под трансгрессивным верхним эоценом—как верхи среднего эоцена.

Общая мощность нижнего и среднего эоцена измеряется в 70 м. Узкая полоса этих отложений тянется от сел. Зотикиани до окрестностей сел. Араниси.

3. К верхнему эоцену относятся микроконгломераты, косослоистые песчаники с верхнеэоценовыми нуммулитами, глины, песчаные мергели с рыбьими чешуями и др. Видимая мощность верхнего эоцена здесь около 300 м.

В бассейне р. Арагви хорошо выражена верхнеэоценовая трансгрессия. Только по р. Саманис-хеви верхний эоцен соприкасается с лютетскими отложениями. В других местах он расположен непосредственно на юре. В окрестностях сел. Араниси верхний эоцен залегает на известняках титона. Здесь в его основании развиты конгломераты, содержащие в большом количестве гранитный материал, а также крупные валуны верхнеюрских известняков и байосских порфиристов. В окрестностях сел. Этвалиси верхний эоцен расположен на байосе, а в остальных случаях—на лейасе.

Во многих местах (окрестности сел. Ананури, между сс. Жинвали и Ананури, севернее сел. Аргуни и в других местах) в основании верхнего эоцена своеобразную фацию базальных отложений создают породы так называемого «горизонта брекчий». По своему стратиграфическому положению, а также и фауне нуммулитид (*Nummulites incrassatus* de la Harpe, *N. fabianii* Prev., *Discocyclus scalaris* Schl.) найденной М. И. Варенцовым и В. Т. Мордовским в окрестностях сел. Аргуни в цементе этих брекчий, они датируются верхним эоценом, хотя названные авторы на основании той же фауны склонны считать их средним эоценом [3]. Брекчии эти, по-видимому являются продуктом разрушения мертвого верхнеюрского рифа.

К олигоцену относится «телатгорская свита» за исключением той части, которая в настоящее время датируется лейасом. Это средне- и крупнозернистые песчаники с примесью аркозового материала. Песчаники местами переходят в микроконгломераты, а в основании свиты во многих местах наблюдаются конгломераты, состоящие, главным образом, из галек меловых флишевых пород. Западнее р. Ведзат-хеви олигоцен слагает почти весь правый берег р. Аркала, восточнее же он представлен двумя широтными полосами, слагая ядра синклиналиных складок.

По балке Поте, выше «телатгорских песчаников» следуют майкопские глины, сменяющиеся выше чокракскими слоями. Общая мощность олигоцена в Душетском районе не превышает 400—500 м.

По данным М. И. Варенцова [2], Д. А. Булейшвили [1] и других, верхний эоцен бассейна р. Ксани ничем не отличим от синхроничных отложений Душетского района. Зато в несколько иной фации представлен средний эоцен. Согласно М. И. Варенцову это — «горизонт глыбовых брекчий», резко несогласно залегающий на поверхности размыта более древних отложений до байосской порфиристовой свиты включительно.

Кроме больших глыб юрских известняков, в состав брекчий входят в небольшом количестве обломки других осадочных пород, но чаще всего куски порфиритов и их туфов. Они датируются как средний эоцен по стратиграфическому положению под верхним эоценом.

Более молодые отложения, а именно нижний и средний миоцен в виде незначительных выходов приурочены к южной и западной перифериям района и представлены фациями Картлийской депрессии (чокрацкие спириалисовые слои, караган и др.).

При описании стратиграфии резко бросаются в глаза частые регрессии и трансгрессии, а также большие перерывы в осадконакоплении, наблюдаемые в изученном районе.

Седиментация начинается в прибрежной полосе лейасского моря. К концу лейаса (в нижнем аалене) намечается регрессия, об этом свидетельствуют грубозернистые песчаники и гранитные конгломераты в верхней части лейаса по балке Шаликиант-хеви, а также известняки, связанные с песчано-глинистыми отложениями аалена р. Ксани. Укрупнение зерна в более южных выходах лейаса указывает, что обломочный материал поступает с юга.

О байосской трансгрессии судить трудно, так как несомненных данных о полной эмерсии перед байосом у нас не имеется. Согласно И. Р. Кахадзе [7] по р. Ксани под порфиритами байоса в некоторых местах наблюдаются конгломераты из галек нижележащих лейасских известняков.

После длительного перерыва в бате, явившегося результатом среднеюрской орофазы, начинается новая трансгрессия, массивные коралловые известняки отлагаются непосредственно на байосе. Другой показатель трансгрессии имеется по р. Ксани, где И. Р. Кахадзе [7] и М. И. Варенцев [2] в основании нижнемеловых известняков и мергелей, непосредственно на поверхности размыта байосской порфиритовой свиты отмечают конгломерат с галькой из подстилающих юрских пород, с незначительным количеством аркозового материала. Однако соотношение между этими двумя фактами пока еще не выяснено.

Перед палеогеном намечается длительная эмерсия в продолжении которой в пределах нашего района почти полностью были размыты меловые отложения, и среднеэоценовые отложения покоятся непосредственно на юре. Хорошо выражена и следующая — верхнеэоценовая трансгрессия. Верхний эоцен по балке Саманис-хеви с угловым несогласием налегает на размытую поверхность среднего эоцена, а в других местах средний эоцен полностью размыт и базальные образования (конгломераты и глыбовые брекчий) трансгрессивного верхнего эоцена покоятся на юрских отложениях.

Большие палеогеографические изменения намечаются перед олигоценом. В основании олигоценовых «телатгорских песчаников» залегают конгломераты с галькой из пород мелового флиша. Материал поступает, по видимому, уже с севера, а не с юга, как это имело место до олигоцена.

Последующие трансгрессии уже почти не достигают нашего района и они отлагают мощные молассовые отложения в пределах Картлийской депрессии.

ТЕКТНИКА

Судя по новым данным тектоника изучаемой полосы не такая сложная, как нам представлялось ранее. Выясняется, что, по своему тектоническому строению район существенно отличается от расположенных севернее подзон складчатой зоны Большого Кавказа. Здесь уже нет интенсив-

но сжатых складок, наблюдаемых севернее Ананурско-Ильдоканского надвига. Существование шарьяжей в Душетском районе, как известно, не подтверждается исследователями (И. Р. Кахадзе, М. И. Варенцов и др.).

Основными структурными элементами района являются простые складки, осложненные незначительными по масштабу крутыми взбросами и складчатостью второго порядка. Это большие, широкие синклинали, чередующиеся со сжатыми, разорванными антиклиналями.

В северной части района отмечается синклиналиная складка, с опрокинутым северным крылом. Опрокидывание является, по-видимому, результатом надвигания с севера меловых отложений геосинклинали. Складка сложена из верхнеэоценовых микроконгломератов, песчаников, глин и мергелей и прослеживается от балки Саманис-хеви до западной границы района.

С юга с этой синклиналью граничит антиклиналь, в ядре которой выступает лейас. Ее можно наблюдать в окрестностях сел. Араниси. Отсюда складка прослеживается в западном направлении до р. Ксани, где непосредственным ее продолжением является Икотская антиклиналь.

Вторая антиклинальная складка фиксируется между сел. Этвалиси и р. Ведзат-хеви. В ядре этой складки в окрестностях сел. Этвалиси выступают байосские порфириды, а западнее верхи лейаса. К северному крылу этой складки приурочены, по-видимому, аранисские верхнеюрские известняки.

Между упомянутыми антиклиналями выделяется широкая синклинали с олигоценовым ядром. Это также широтная складка, протянутая до р. Нареквави.

Ось третьей синклиналиной складки проходит через сел. Мглиани. Это также широкая синклинали, сложенная верхним эоценом.

Из дизъюнктивных дислокаций можно отметить следующие наиболее крупные:

В северной части района — Ананурско-Ильдоканский надвиг, вдоль которого верхний эоцен соприкасается с разными горизонтами геосинклиналиного мела, начиная с нижнемелового флиша и кончая орбитоидными слоями маастрихта.

Другой надвиг отмечается вдоль южной границы района. Он отделяет палеогеновые осадки нашего района от миоцена Картлийской депрессии.

Остальные дизъюнктивные дислокации менее значительны. Они приурочены главным образом к антиклинальным складкам и являются скорее результатом межформационных подвижек. Самая северная из них имеет широтное направление и проходит на границе лейаса и верхнего эоцена. Она фиксируется по отсутствию базальных образований верхнего эоцена, а также по сильному развитию зеркал скольжения.

Второй более южный разрыв приурочен также к границе между юрой (лейас и байос) и верхним эоценом. Он прослеживается от сел. Читаант-кари до р. Ведзат-хеви. Западнее р. Ведзат-хеви тектонический контакт отмечается между верхним эоценом и «телатгорскими песчаниками» олигоцена.

Характер тектоники несколько усложняется в западном направлении. Здесь по р. Ксани основной структурной единицей является Икотская антиклиналь, сложенная юрскими отложениями. Большая роль дизъюнктивных дислокаций, а также наличие разновозрастных (начиная с лейаса вплоть до миоцена) отложений на сравнительно небольшой площади, создают сложную обстановку.

Таковы общие черты геологического строения предгорной полосы складчатой зоны Большого Кавказа между рр. Ксани и Арагви.

Анализ приведенного фактического материала, а в особенности анализ фаций развитых в районе отложений приводят нас к выводу, что осадочный покров района проявляет больше сходства с синхроничными платформенными отложениями Грузинской глыбы, нежели с геосинклинальными отложениями южного склона Большого Кавказа.

Лейас в геосинклинали южного склона представлен мощной сланцевой свитой до 4000 м мощности. Это свиты—кистинская, казбекская и гудушаурская.

Лейасские отложения на Грузинской глыбе имеют специфический характер. Там развиты вулканогенные отложения, известняки, сланцеватые глины, кварцево-аркозовые песчаники и конгломераты. Для нас особенно важно вспомнить разрез лейаса на северо-восточной периферии Дзирульского массива. Там в окрестностях сел. Джвари по р. Картнаула наблюдаются фации, которые имеют много общего с лейасом нашего района: и там мы имеем сланцеватые глины с растительными остатками, линзочками угля и конкрециями глинистого сидерита; и там за сланцеватыми глинами следуют песчаники, чередующиеся с глинами; мощность отложений такого же порядка, как и у нас (400—500 м). Если принять, что связанные с лейасом Душетского района вулканогенные образования являются аналогами «нижних туффигов» Дзирульского массива, то сходство лейаса нашего района с синхроничными отложениями Грузинской глыбы становится еще более сильным.

В средней юре в геосинклинали южного склона продолжается накопление мощных сланцеватых отложений, — это т. н. бурсачирская свита мощностью в 1000 м; на Грузинской глыбе фации лейаса сменяются вулканогенной толщей различной мощности в разных частях глыбы. По литологическому составу порфиритовая свита байоса нашего района вполне аналогична байосским образованиям Грузинской глыбы.

Бат на перифериях Дзирульского массива отсутствует, а в других частях Грузинской глыбы он или отсутствует, или представлен континентальными отложениями (угленосные песчаники и др.). Как мы видели выше, бат отсутствует и в нашем районе.

В течение верхней юры в геосинклинали южного склона отлагается мощная (2200—2800 м), однообразная мергелистая серия. На большей части Грузинской глыбы верхняя юра отсутствует, и лишь на ее перифериях в Верхней Раче и Юго-Осетии мы имеем массивные коралловые известняки лузитан-титона мощностью в 40—280 м и песчаники и глины келловея-оксфорда (40—300 м), а в Окрибе и Лечхуми—гипсоносные отложения. Рифовыми известняками титона представлена верхняя юра и в нашем районе.

Незначительные эрозионные останцы карбонатного нижнего мела мощностью в 55—75 м никак нельзя сравнить с синхроничными отложениями южного склона Большого Кавказа, представленными флишевыми отложениями, мощность которых измеряется в 1800 м.

Правда, верхний мел в нашем районе изучен еще недостаточно, но, во всяком случае, нет оснований сближать его скорее с геосинклинальными, чем с платформенными фациями.

Что касается палеогеновых осадков нашего района, то и они проявляют большое сходство с платформенными отложениями. Общая мощность карбонатных отложений нижнего и среднего эоцена здесь всего 60—70 м; мощность верхнего эоцена не превышает 250—300 м. Синхроничные отложения в геосинклинали южного склона отсутствуют вовсе, или представлены мощными (1000 м) флишевыми фациями.

Более молодые отложения — олигоценовые и миоценовые, как мы видели при описании стратиграфии, представлены фациями Грузинской глыбы.

Все вышесказанное, по нашему мнению, довольно убедительно говорить о том, что изученная полоса не может рассматриваться как часть геосинклинали южного склона Большого Кавказа, как это было принято до настоящего времени. Мы склонны думать, что начиная, если не с лейаса, то по крайней мере со средней юры, район представляет северную периферию жесткой глыбы. Наличие этой последней, на юге фиксируется уже в лейасе, содержащем материал ее гранитного субстрата. Наличие аркозового материала почти во всех последующих горизонтах указывает, что эта глыба является преимущественно областью денудации, и только начиная с миоцена здесь отлагаются мощные молассовые отложения.

Таким образом, предгорную полосу, Большого Кавказа в пределах рр. Ксани—Арагви можно считать продолжением Окрибско-Джавской подзоны [9] или, что то же самое, частью Сухумско-Душетской подзоны [5]. Северной границей этой подзоны здесь можно считать Ананурско-Ильдоканский надвиг, отделяющий платформенные отложения изученной полосы от геосинклинальных флишевых отложений складчатой зоны Большого Кавказа.

ЛИТЕРАТУРА

1. Булейшвили Д. А., О возрасте телатгорской свиты, Сборник трудов Геол. института, Тбилиси, 1951.
2. Варенцов, М. И., Геологическое строение западной части Куринской депрессии, Москва, 1950.
3. Варенцов М. И., Мордовский В. Т., Геологическое строение северного борта Гори-Мухранской депрессии, 1954.
4. Вассоевич, Н. Б., О строении Аргунского покрова (Восточная Грузия), Бюллетень Гос. Музея Грузии, X—A, 1940.
5. Гамкрелидзе П. Д., Общие соображения о геотектоническом строении Грузии, Сборник трудов Геологического института, Тбилиси, 1951.
6. Джанелидзе А. И., К вопросу о тектоническом расчленении территории Грузии, Вопросы петрографии и минералогии, кн. 1, Москва, 1953.
7. Кахадзе И. Р., Грузия в юрское время. Труды Геологического института, сер. геологическая, т. III (VIII), 1947.
8. Ренгартен В. П., Геологический очерк района Военно-Грузинской дороги, Труды Всесоюзного Геол.-разв. объединения ВСНХ СССР, 1932.
9. Рубинштейн, М. М., К проблеме геотектонического расчленения Грузии, Сборник трудов Геологического института, Тбилиси, 1951.

А. И. ДЖАНЕЛИДЗЕ и М. М. РУБИНШТЕЙН

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ КАХЕТИНСКОГО ХРЕБТА

Кахетинский хребет в орографическом отношении представляет собой юго-восточное ответвление центральной части Большого Кавказа. С севера-востока он четко ограничивается Алазанской равниной, вклинивающейся между ним и Большим Кавказом. Юго-западное ограничение хребта выражено менее отчетливо орографически, но тектонически хорошо фиксируется крупным взбросом, а в юго-восточном направлении хребет выполаживается в области развития покровных складок Внешней Кахетии. Высота хребта возрастает в северо-западном направлении (Саимтерио—Дедупали 1840—1905 м, Чотори — 1085 м).

По своему строению Кахетинский хребет может быть назван сдвоенным хребтом. Он естественно делится на две параллельные части: Цив-гомборский хребет и Сагурамо-ялонский, Поперечный участок долины р. Иори отчленяет от последнего отрезок Манавис-циви.

Геологически Цив-гомборский хребет и хребет Сагурамо-Ялони резко отличаются друг от друга: в зоне последнего развита мощная толща неогена, подстилаемого палеогеном, а обнажения мезозоя отсутствуют полностью; в Цив-гомборской зоне, наоборот, мы имеем в основном обнажения мела и байоса, на которые налегает верхний эоцен или континентальная толща миоплиоцена.

В дальнейшем мы будем говорить, главным образом, о последней зоне, т. е. о Цив-гомборском хребте.

На истории геологического изучения Цив-гомборского хребта останавливаться не будем. Еще А. Н. Рябинин считал его сложенным третичными образованиями [11]. Современные представления о стратиграфии хребта основываются по существу на исследованиях И. Э. Карстенса [5, 6, 7], который работал здесь в 30-ых годах. К сожалению, тектонические взгляды этого автора стоят далеко не на той же высоте, и даже связать даваемые им разрезы с его же геологической картой нет возможности.

Именно тектонические вопросы привлекли наше внимание к этому объекту. Речь шла о крупных горизонтальных смещениях, об автохтоне, параавтохтоне и аллохтоне, представления о которых не казались убедительно обоснованными.

В связи с проектом орошения Внешней Кахетии было предпринято изучение геологического строения Цив-гомборского хребта, но к сожалению, у нас не нашлось возможности выделить на это сложное дело более немногих недель. В текущем году работа не состоялась вовсе. Не было времени даже для того, чтобы свести должным образом уже полученные результаты. Еще нет даже схематической геологической карты для всего обследованного района.

Однако ряд вопросов все таки получил достаточно определенное решение, и думаем, не будет неуместным сообщить о них здесь.

Начнем со стратиграфии. И. Э. Карстенс первый отметил наличие байоса на Цив-гомборском хребте. При случайном посещении одного из описанных им выходов, именно кряжа Пситиани, один из нас высказал мнение, что это не может быть байосом. Появилось сомнение и в отношении других выходов, тем более, что в качестве ископаемого И. Э. Карстенс называл оттуда ауцеллину. При ближайшем изучении вопроса действительно выяснилось, что кряж Пситиани является базальным образованием верхнего эоцена, но другие выходы, не нанесенные на карту И. Э. Карстенсом, оказались несомненным байосом в фации порфиритовой свиты, неотличимой от западногрузинской. Была найдена и фауна: *Phylloceras* sp., *Astarte* cf. *minima* Phill., *Posidonia buchi* Roem. Очевидно, эта последняя форма и была принята Карстенсом за ауцеллину (4).

Фауна, конечно, бедная, но вне сомнения байосская. Это подтверждается находкой к западу от Кахетинского хребта в долине Ксани *Lytoceras polyhelictum* Böckl., *Posidonia buchi* Roem., *Pleurotomaria* sp.

Из отмеченных И. Э. Карстенсом выходов байоса, подтверждаются выходы по р. Турдо и ее притокам, в верховьях Кисис-хеви, под Манависциви, на Карас-цвери, у сел. Череми. К этому нужно прибавить обнажение в сложных условиях по р. Сами-хеви, к востоку от Пховели, и совсем маленький выход к югу от Пховели. Коренной характер последнего пока еще требует подтверждения.

Нет сомнения, что байос образует субстрат всего Цив-гомборского хребта. Еще до мелового времени он подвергся интенсивной складчатости. Его денудированная поверхность обнажается в настоящее время на разных высотах, но она была очень неровной и при накоплении меловых и третичных осадков.

Верхняя юра в пределах Цив-гомборского хребта нигде не отмечается в коренном залегании. Однако во всех последующих трансгрессивных или регрессивных осадках имеется большое количество массивных кристаллических зоогенных известняков, часто в виде крупных глыб в несколько куб. метров. Известняки содержат богатую фауну. Моллюски были изучены В. Ф. Пчелинцевым, который датирует их титоном [10]. Однако Н. Б. Вассоевич и И. Р. Кахадзе [8] считают вероятным присутствие в известняках и более глубоких горизонтов верхней юры. Не исключена возможность наличия и низов мела. Необходимы дальнейшие исследования для выяснения этого вопроса.

Коренные выходы этих известняков известны в долине р. Арагви у сел. Араниси и, возможно, в долине Ксани, а также к юго-востоку от Цив-гомборского хребта, у сел. Цители-цкаро. Судя по вышеупомянутым продуктам их разрушения нет сомнения, что верхнеюрские известняки протягивались и вдоль самого хребта, по мнению И. Р. Кахадзе—вдоль его южного склона.

Нижний мел имеет широкое распространение и представлен флишевой фацией свит тетра-хеви и нафтис-хеви. Это карбонатные песчаники, известняки, мергели и мергелистые глины. Свита нафтис-хеви в настоящее время всеми исследователями рассматривается как встречающаяся спорадически фация верхних горизонтов этой толщи.

Толща крайне бедна фауной, хотя и не лишена ее вполне. По занимаемому стратиграфическому положению между титоном и сеноманом она относится к нижнему мелу. Верхняя граница отбивается по найденной в ней И. Э. Карстенсом *Aucellina parva* Stol. (синклиналь Насахлари); нижняя точнее не установлена. Мощность—одна-две сотни метров

Весьма важно отметить несомненные признаки регрессии, наблюдаемые в верхах толщи: отложения становятся все более крупнозернистыми и переходят в полимиктовые песчаники свиты укугмарти.

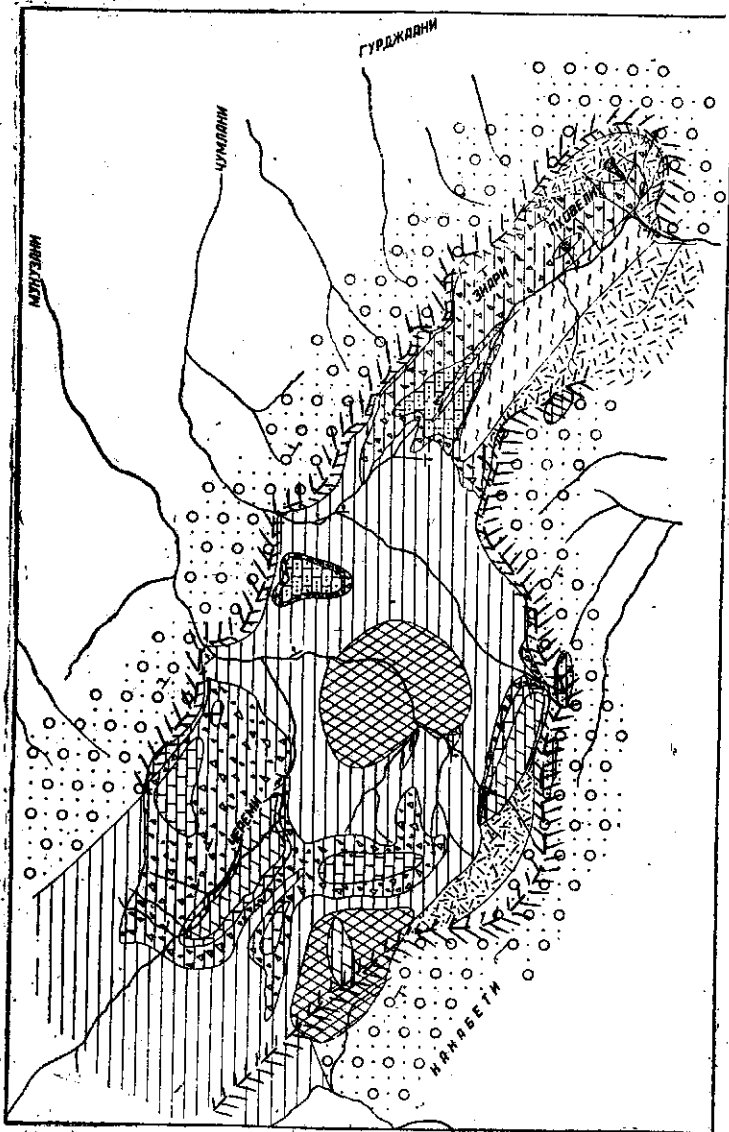


Рис. 1. 1—байос, 2—нижний мел [фации тетра-хеви и нафтис-хеви], 3—сеноман [фации укугмарти и сатихе-хеви], 4—5—гурон [фации анапура и маргалитис-кэле], 6—верхний сенон, 7—свита кинта, 8—миоценов, 9—делювий миоценов.

Последняя сложена крупнозернистыми песчаниками и кластическими известняками, часто грубозернистыми. Их мощность в западной части хребта 50—100 м, а восточнее меньше. На участке Череми-Пховели появляются глыбовые брекчии. В них много титонских известняков в виде совершенно неокатанных глыб, попадают хорошо окатанные галечки гранита, а также материал размыва нижнего мела.

Горизонт глыбовых брекчии И. Э. Карстенс выделил под названием свиты сатихе-хеви и после некоторых колебаний отнес его к эоцену. И. Р. Кахадзе [9] показал, что это лишь фация сеномана (свиты укугмар-

ти), что полностью подтвердилось. Кстати, в толще встречаются белемниты (*Neohibolites ultimus* d'Orb. и *N. cf. spiniformis* Krim. по опр. М. С. Эристави) и сеноманская микрофауна.

Свиту укугмарти в Цив-гомборском хребте И. Э. Карстенс считал трансгрессивной. Однако в долине р. Турдо, где согласно этому автору укугмарти налегает на байос, укугмарти вовсе не оказалось. По-видимому, исследователя ввело в заблуждение оползание мощной толщи этой свиты вдоль левого склона долины.

В верховьях р. Кисис-хеви, где на карте И. Э. Карстенса укугмарти также налегает на байос, по наблюдениям М. М. Рубинштейна укугмарти залегает на нижнем мелу, а последний — на байосе.

Вместо трансгрессии мы имеем повсюду на хребте регрессию, которая начинается в верхнем альбе и максимума достигает в сеномане, когда приподнятые над уровнем моря утесы титонских известняков обрушиваются в море, отлагая свиту сатихе-хеви.

За свитой укугмарти и ее фацией сатихе-хеви следует хорошо известный ананурский горизонт В. П. Ренгартена. Чем западнее, тем мощнее этот горизонт и тем типичнее он выражен. Характер осадков свидетельствует об углублении бассейна в этом направлении; на смену брекчиям и грубозернистым песчаникам приходят тонкослоистые кремнистые известняки и песчаники.

В районе Пховели в русле речки Цхалцитела наблюдаются три прослоя конгломератов с хорошо окатанной галькой (порфириты, титонские и нижнемеловые известняки) — показатель абразии трансгрессирующим морем.

За ананурским горизонтом всюду следуют, если нет размыва, пелитоморфные известняки с красными кремнями свиты маргалитис-кжде. Последнюю, как и верхнюю половину ананурского горизонта, относят к турону. Учитывая, что в зоне Большого Кавказа в Западной Грузии трансгрессия начинается с турона, не исключена возможность, что весь ананурский горизонт относится к этому ярусу.

Затем на всем Цив-гомборском хребте наблюдается перерыв, связанный с трансгрессией верхнего сенона. Размыв достигает максимума на востоке, где верхний сенон залегает по р. Сами-хеви, на Карас-цвери и в долине Тхилис-хеви (по речке Чалиани) непосредственно на байосе и там же, в синклинали Насахлари, на укугмарти.

В других местах, как в сел. Череме, так в особенности на Дедупали и на Гомборском перевале, под верхним сеноном хорошо сохранилась свита маргалитис-кжде, но нижний сенон отсутствует.

Мощность верхнего сенона даже на Гомборском перевале не превышает немногих десятков метров. В ее нижней части найдены многочисленные *Belemnitella mucronata* Schl. (опр. А. Л. Цагарели), свидетельствующие о кампане, а выше зернистые известняки содержат богатую фауну орбитоидов. В окрестностях Пховели, где толща начинается орбитоидными известняками, И. В. Качарава определил *Orbitella apiculata* Schlumb. и ее разновидности, *Simplorbites gensacicus* Leym., *Lepidorbitoides socialis* Schlumb. v. *regularis* H. Douv., *Lepidorbitoides socialis* Schlumb. v. *pustulata* Douv., которые говорят за маастрихт.

В основании верхнего сенона всюду наблюдаются базальные образования, достигающие максимальной мощности в верховьях речки Технани, к западу от Гомборского перевала. Преобладает местный материал (маргалитис-кжде, ананур, укугмарти, нижний мел, титонские известняки и, в

первую очередь, байосские вулканогены), но встречается также и галька гранита и вулканиты неизвестного происхождения.

Датские отложения в коренном залегании, а также осадки нижнего и среднего эоцена в обследованной части хребта не встречены.

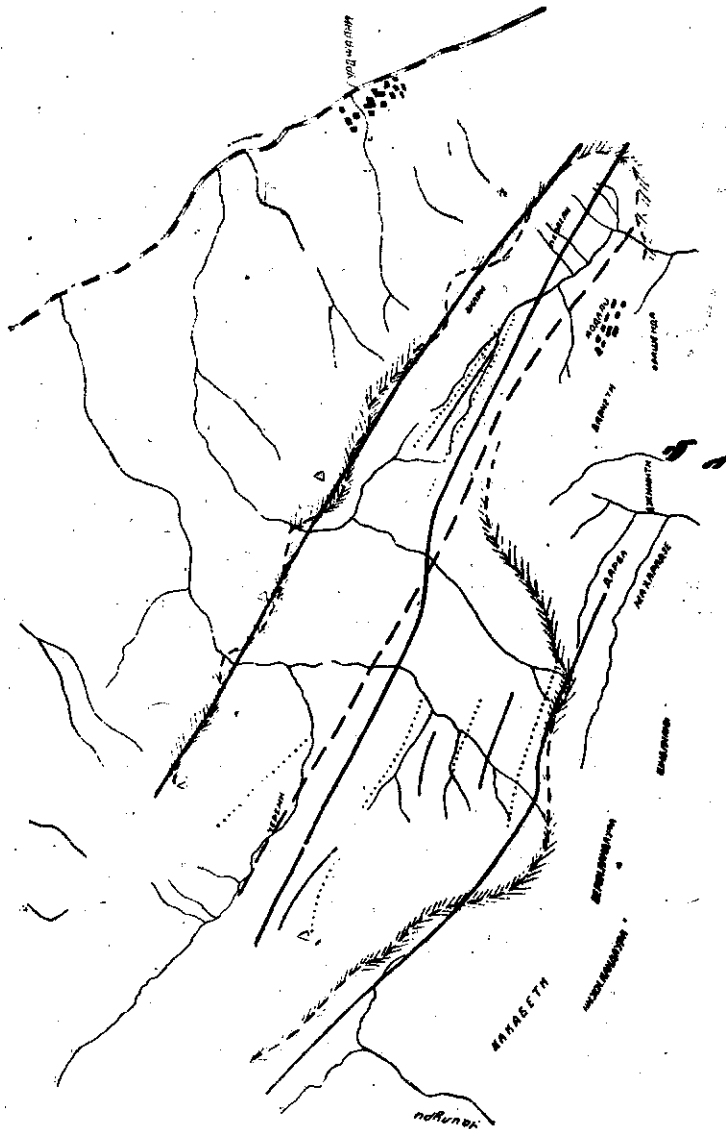


Рис. 2. Сплошные линии—оси антиклиналей [крайние жирные линии—для доюретичных отложений, средняя—для верхнетретичных]; прерывистые и пунктирные линии—оси синклиналей в доюретичных отложениях.

Песчаники и глины свиты кинта налегают то на разные горизонты мела, то даже на байос (долина р. Чалиани, р. Турдо). Максимальной мощности они достигают также на западе, в долине р. Турдо. Здесь в их основании залегает «туфобрекчия» кряжа Пситиани, которую относили то к байосу, то к сеноману. В ней нами был встречен валун известняка, из которого собраны: зуб акулы, *Nautilus cf. danicus* Schl., двустворчатые, плеченогие, а также морские ежи: *Coraster munieri* Seun., *C. trechi* Böhm,

C. aff. frechi Böhm, *C. sphaericus* Seun., *C. marssoi* Seun., *C. n. sp.* и *Cyc-laster pyriformis* Cott. (опр. А. Л. Цагарели)—фауна датского яруса.

В самой свите кинта В. Я. Эдилашвили и И. В. Качарава были собраны нуммулиты, которые по определению последнего оказались: *Nutmulites boucheri* de la Harpe, *N. tournoueri* de la Harpe, *N. striatus* Brug. и *N. heeri* de la Harpe, говорящие в пользу верхнего эоцена, хотя возможно, что, как обычно допускают, верхи свиты относятся уже к олигоцену, тем более, что там все более и более преобладает майкопо-подобная фация.

Наконец, самая молодая свита, не считая четвертичных образований, будет свита конгломератов и суглинков циви, достигающая мощности порядка 1000 м. Эта континентальная толща охватывает интервал от верхов среднего сармата включительно до нижнего плиоцена и несомненно в свое время покрывала весь Кахетинский хребет.

Ачкагыл окрестностей сел. Сартичала моложе свиты циви и осаждался за счет ее размыва [2, 3].

Коррективы в стратиграфической схеме значительно упростили тектоническую схему строения хребта и внесли ясность в некоторые вопросы. Прежде всего нужно отметить закономерное изменение строения хребта от востока к западу. В восточном направлении мощность осадков уменьшается, фации становятся все более мелководными, перерывы длительными и размыв интенсивней. В Цители-цкаро, находящемся на продолжении Цив-гомборского хребта, мел и палеоген отсутствуют полностью и сохранившийся клочок сармата налегает на титон. То, что титонские известняки. Цители-цкаро так хорошо сохранились, показывает, что они залегали глубже, чем в зоне хребта, но зато прогибания здесь не происходило. Последнее, т. е. прогибание, чем западнее — тем интенсивнее.

В строении восточной половины описываемой части хребта ясно различаются три структурных этажа—юрский, мелово-палеогеновый и мио-плиоценовый.

а) Байос образует сжатые складки. Последние мало изучены, но все-таки ясно, что с меловыми складками они не сходятся. Отложению меловых осадков предшествовал интенсивный размыв, заменивший тектоническую поверхность не менее неровной, но эрозивной.

в) В восточной части хребта меловые осадки образуют одну крупную синклинали и две антиклинали по обоим бортам хребта. На этом общем фоне различается ряд мелких складок, в особенности в нижнем меле. Складки нижнего мела приспособляются к выступам байосского фундамента и обтекают их. Это вызывает частые искривления осей складок, и скрещивание изгибов различных направлений выражается в сплошной гофрировке поверхностей слоев. Все это показывает, что складчатость нижнего мела связана со скольжением по поверхности субстрата.

Складчатость свиты кинта подчинена верхнемеловой складчатости, но ввиду предшествующего размыва все-таки несколько от нее отклоняется.

с) Свита циви образует одну единственную антиклинальную складку, охватывающую весь хребет и периклинально оконтуривающую его с востока. Ось антиклинали почти совпадает с осью меловой синклинали.

Сколько-нибудь крупных разрывов на этом участке хребта не имеется. В частности, для допущения т. н. Орхевского надвига в районе Зиари-Пховели на стыке мел—свита кинта нет никакого основания. Известно, что этот надвиг моложе свиты циви. Между тем, эта свита здесь хорошо обнажена и разрыва в ней не замечено. Круто падающие слои кинта в ядре синклинали нормально контактируют с мелом. При этом, в

Пховели это нижний мел, а к западу от Зиари у холма Диди Тини, где амплитуда смещения должна бы быть больше,—верхний сеноман. К тому же складка к западу раздваивается и выполаживается.

Но все это относится лишь к восточной части хребта. На участке Гомборского перевала имеются два прекрасно выраженных взброса. В южном из них свита кинта надвинута на свиту циви, в северном—мел на свиту кинта. Хребет приобретает чешуйчатое строение.

Указанные надвиги очевидно затухают где-то между Гомборским перевалом и сел. Череме. Порфиритовая свита байоса принимает участие в движении.

В формировании Цив-гомборского хребта ясно различаются несколько фаз складчатости. Это прежде всего батская фаза, роль которой в образовании хребта в современном виде еще не ясна. За ней следуют

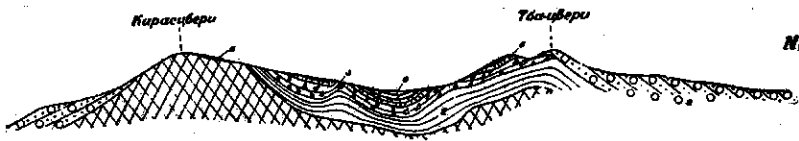


Рис. 3. [обозначения как на рис. 1)

альбская (австрийская), среднесенонская (субгерцинская), датская (ларамийская) и триалетская (верхи среднего эоцена) фазы. Фиксировать последующие фазы за отсутствием соответствующих осадков нет возможности. Окончательное оформление хребта произошло в процессе роданской фазы, хотя поднятие имело место и в связи с валахской фазой.

При отложении свиты циви материал поступал почти исключительно с Большого Кавказа, с запада и северо-запада. То обстоятельство, что часть материала приносилась и с севера, через Алазанскую равнину, показывает, что зона Кахетинского хребта занимала в то время более низкое положение, чем последняя.

Кура в это время текла, очевидно, вдоль Кахетинского хребта. После роданской орофазы этот путь был закрыт и река отклонилась в современное русло, которое постепенно углублялось с образованием ряда террас.

Приведенные факты и обобщения позволяют сделать ряд выводов.

Во-первых, можно констатировать, что прогиб Цив-гомборского хребта на востоке продолжения не имеет. Он выполаживается даже не достигнув конца самого хребта.

Во-вторых, все осадки, с которыми мы познакомились, отлагались на месте и в восточной части хребта носили явно платформеноидный характер. Абсолютно никаких оснований для того, чтобы говорить о каких-либо горизонтальных перемещениях, за исключением связанных с самим складкообразованием, не имеется. Нет даже повода говорить об аллохтоне.

Однако сказанное относится исключительно к обследованной части хребта. Мы не хотим распространять этот вывод на Тианетский район, изученный Н. Б. Вассоевичем и нами почти совершенно пока не затронутый. К тому же в западном направлении тектоника хребта, как уже отмечалось, резко усложняется.

Наконец, несколько слов о месте Кахетинского хребта в геологическом строении территории Грузии. Как уже указывалось, Кахетинский хребет — это сдвоенный хребет. Его юго-западная половина или полоса

Сабадური—Ялони—Манавис-циви образовалась в результате слияния двух предгорных прогибов: предгорного прогиба Большого Кавказа на севере и предгорного прогиба Триалетского хребта на юге. Оба эти прогиба достаточно изучены геологами Грузнефти и хорошо охарактеризованы.

Прогиб Цив-гомборского хребта является, кажется нам, юго-восточным ответвлением прогиба геосинклиналь южного склона по И. Р. Кахадзе.

На этом мы закончим. Мы хотели познакомить сессию также и с некоторыми интересными особенностями строения Гомборского перевала, но думаем, что это лучше будет сделать во время экскурсии.

ЛИТЕРАТУРА

1. Вассоевич Н. Б., О геотектонических комплексах Грузии, Изв. Гос. Геогр. Об-ва, т. 69, вып. 3, 1937.
2. Джанелидзе А. И., О свите позднегеретичных конгломератов Кахетинского хребта, Сообщ. АН ГССР, т. X, № 3, 1949.
3. Джанелидзе А. И., О возрасте свиты циви, Сообщ. АН ГССР, т. X, № 4, 1949.
4. Джанелидзе А. И., О байосе Кахетинского хребта, Сообщ. АН ГССР, т. XI, № 3, 1950.
5. Карстенс И. Э., Геологические исследования в средней части Кахетинского хребта, Труды НГРИ, сер. Б, в. 16, 1932.
6. Карстенс И. Э., Геологические исследования в юго-восточной части Кахетинского хребта, Труды НГРИ, сер. Б, в. 20, 1932.
7. Карстенс И. Э., Материалы к палеогеографии Кахетинского хребта и долины р. Алазани, Труды НГРИ, сер. Б, в. 47, 1934.
8. Кахадзе И. Р., Грузия в юрское время, Труды Геол. инст. АН ГССР, т. III, (VIII), 1947.
9. Кахадзе И. Р., К стратиграфии меловых отложений юго-восточной части Кахетинского хребта, Сообщ. АН ГССР, т. XIV, № 4, 1953.
10. Пчелинцев Н. Ф., Титон Кахетии, Изв. ВГРО, т. LI, в. 61, 1932.
11. Рябинин А. Н., К изучению геологического строения Кахетинского хребта. Труды Геол. ком., нов. сер., в. 69, 1911.

Г. С. ДЗОЦЕНИДZE

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ЮРСКИХ УГЛЕЙ ГРУЗИИ В СВЯЗИ С ЕЕ ТЕКТОНИЧЕСКИМ РАЗВИТИЕМ

Доверхнеюрская тектоника угленосных районов Грузии хорошо изучена А. И. Джанелидзе [1] и И. Р. Кахадзе [11]. Проведенные литологической лабораторией Геологического института АН СССР (Дзоценидзе, Схиртладзе, Чечелашвили) исследования [9] позволили вскрыть некоторые новые детали батских тектонических движений, имеющие значение для выяснения условий юрского угленакопления.

Краткому изложению этих новых данных о характере батского орогенеза посвящен настоящий доклад.

Прежде, чем перейти непосредственно к вопросу, необходимо вкратце охарактеризовать палеогеографическую картину и условия осадконакопления в предбатское время.

В байосское время на месте южной части южного склона Главного Кавказского хребта существовало открытое море геосинклинального типа, в котором отлагался почти исключительно вулканогенный материал, выбрасываемый из многочисленных подводных и надводных вулканов, расположенных в геосинклинали. Наряду с первичным пирокластическим материалом, на некоторых участках бассейна накапливались также продукты размыва вулканических островов, образующие прослои граувакковых песчаников, а иногда достаточно крупногалечных конгломератов (сел. Сохта) [3].

Терригенный аркозовый материал появляется лишь в верхнем байосе в районах, примыкающих к Грузинской глыбе. Аркозовый состав терригенного материала, постепенное уменьшение его количества, а потом полное исчезновение к северу от глыбы, с несомненностью указывают, что единственным источником этого материала могла служить Грузинская глыба, которая в верхнем байосе испытала значительное поднятие и начала интенсивно размываться. В результате этого, в окрестностях г. Ткибули верхняя часть верхнего байоса представлена почти чистыми аркозовыми песчаниками. Но, Грузинская глыба была приподнята и размывалась не только в окрестностях Ткибули. Наличие аркозового материала в верхнем байосе в районах селений Жонети и Цицларис-хеви в бассейне р. Риони и селений Гведи, Опитара и Окурети. в бассейне р. Цхенис-цхали указывают на то, что обнаженная глыба продолжалась к западу на значительном расстоянии.

В районе Ткварчельского и Маганского угольных месторождений байосская вулканогенная толща совершенно не содержит аркозового материала и состоит исключительно из пирокластолитов и подчиненного количества граувакковых пород. Таким образом, в отличие от Окрибы, Грузинская глыба в верхнем байосе в районе Ткварчели не была приподнята и не размывалась.

По этим данным общая палеогеографическая схема в верхнем байосе вдоль северной периферии Грузинской глыбы рисуется в том виде, как это приведено ниже на схеме (рис. 1).

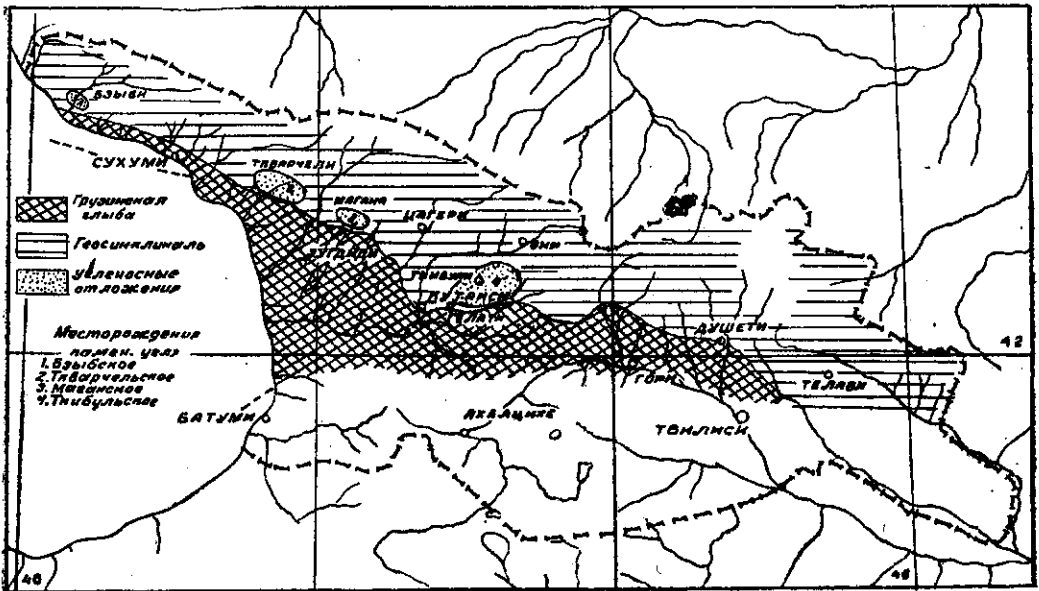


Рис. 1.

Но к концу байоса картина существенно меняется. В Ткибули верхние 100 метров байоса, вся свита листоватых сланцев и низы угленосной свиты в некоторых разрезах оказываются сложенными не из аркозового, а почти исключительно из грауваккового материала. При этом наблюдается чередование участков распространения аркозового и грауваккового материала (рис. 2), местами же присутствуют смешанные аркозово-граувакковые породы. Вместе с тем породы делаются грубозернистыми, часто содержат линзы и карманы конгломератов, большое количество растительных остатков, появляется косая слоистость. В общем налицо все признаки омерления моря в результате поднятия дна бассейна из-за начавшейся орофазы.

В Кутаиси-Гелатском бассейне граувакковый материал совершенно отсутствует.

Начало отложения грауваккового материала связано с появлением нового источника сноса, каковым могли быть лишь приподнятые в результате складчатости участки вулканогенной толщи.

А. И. Джанелидзе, на основании геологических исследований [1] показал, что в результате складчатости байосской вулканогенной толщи образовалась, так называемая, Бзиаурская антиклиналь. Но эта антиклиналь не может объяснить указанное выше своеобразное распределение аркозового и грауваккового материала, так как если она действительно начала размываться, то граувакковый материал должен был отлагаться вдоль всего северного борта поднятия, при одновременном поступлении с юга аркозового материала, которому ничто не преграждало путь. Наблюдаемая же картина гораздо сложнее и обязательно требует допущения наличия другого более крупного поднятия севернее Ткибули. Таковым вероятнее всего являлось, так называемое, Сацалике-Шкмерское поднятие,

наличие которого на основании геологических исследований установлено И. Р. Кахадзе [11]. Эти орогенетические движения вызвали омеление верхнебайосского моря не только в районе Ткибули, но и в области Мухура-Хреитской котловины.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ОКРЕМБЫ В ПЕРИОД НАКОПЛЕНИЯ УГЛЕННОЙ СВИТЫ

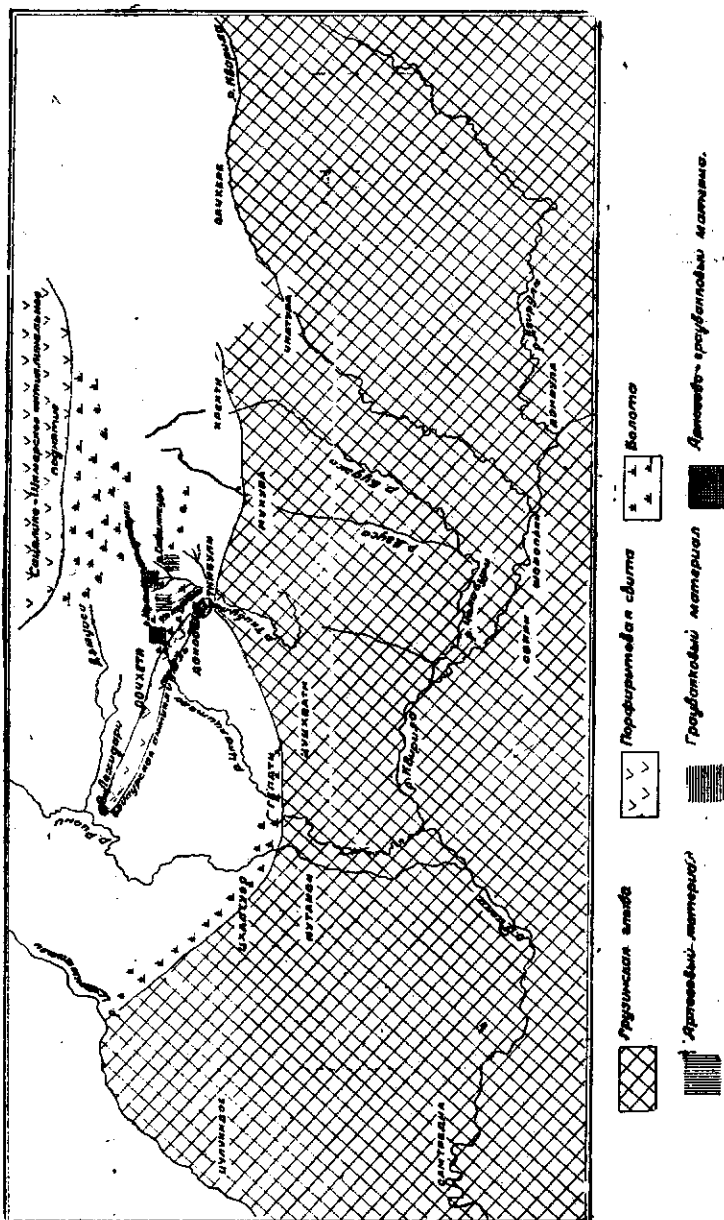


Рис. 2.

Воздымание Сацалике-Шкмерского поднятия продолжалось, и к моменту начала отложения свиты листоватых сланцев оно достигло такой высоты, что отделило прибрежную часть геосинклинали от моря. В результате этого образовался озерного типа бассейн, в котором отлагались типичные представители озерной фации— микро- и тонкослоистые аргиллиты с пресноводной фауной.

Совершенно одинаковый фациальный характер свиты листоватых сланцев в Ткибульском и Кутаиси-Гелатском районах дает основание считать, что в период отложения этой свиты Ткибульский и Кутаиси-Гелатский бассейны не были полностью разобщены.

С другой стороны тот факт, что обильно сносимый в Ткибульский бассейн с Сацалике-Шкмерского поднятия граувакковый материал совершенно не пропал в Кутаиси-Гелатский участок бассейна, говорит в пользу наличия подводной преграды между ними; такой преградой могла быть только Бзиаурская антиклиналь.

Таким образом, Ткибульский участок вновь образованного озерно-лагунного бассейна находился между двумя молодыми антиклинальными поднятиями, из коих одно, северное, размывалось интенсивно, а другое еще находилось под водой.

Изолированный озерно-лагунный бассейн продолжал интенсивно погружаться, но погружение компенсировалось поступлением терригенного материала, поэтому характер осадков за все время отложения свиты листоватых сланцев остается одинаковым.

Угленосная свита начинается сравнительно крупнозернистыми песчаниками, которые лишь в низах, и то только в Мухнари-Патиджеульском разрезе, содержат граувакковый материал. Выше же все время идут аркозовые песчаники, свидетельствующие об интенсивном поднятии и размыве Грузинской глыбы.

Наблюдение над мощностями батских отложений Окрибы позволяет в следующем виде представить профиль Ткибульского бассейна (рис. 3). В Ткибули максимальные мощности имеют в Мухнари—450 м и Патиджеули—480 м, в то время как по р. Сабиласури мощность составляет 260 м, а в последнем, к западу, разрезе, по р. Цхалцители (окр. Дзмуиси) не превышает 60 м.

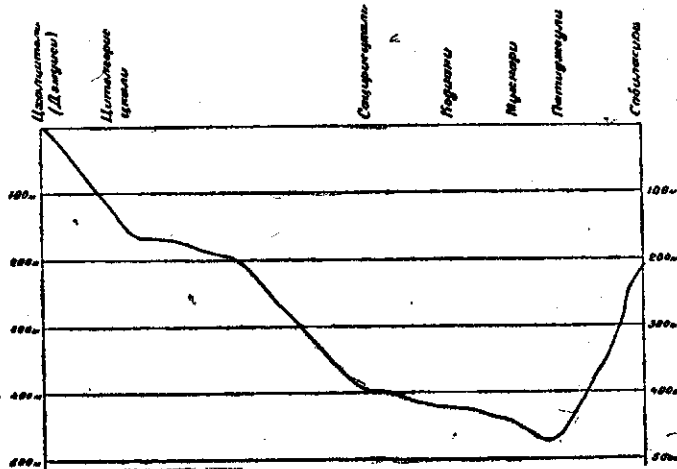


Рис. 3.

Как можно видеть из этих данных, прогибание Ткибульской депрессии происходило резко асимметрично и максимальный прогиб наблюдается на обращенном к глыбе краю депрессии. В Гелати также максимальный прогиб приходится на южный край депрессии, в районе Цуцхвати.

Детальное изучение литологии батских отложений дает возможность выяснить: окончательно ли отделилась Окрибская лагуна от открытого моря или в результате колебательных движений связь с морем периодически восстанавливалась.

По нашему мнению, в решении этого вопроса нам могут оказать помощь прослойки килоподобных глин в нижней части свиты листоватых сланцев. Цвет этих глин светло-желтый или беловато-желтый. Мощность прослоев редко достигает 3—5 см, обычно же не превышает нескольких миллиметров. Микроскопическое изучение глин показывает наличие реликтов кластической структуры, откуда видно, что «кил» образовался не путем отложения пелитовых масс соответствующего состава, а представляет собой результат оглинивания кластического осадка. Показатель преломления глины колеблется в пределах 1.552—1.555.

Ниже в таблице приведены результаты химического анализа двух образцов этих глин (табл. 1). Из анализов вытекает, что соотношение

Табл. 1

№ образцов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	SO ₃	P ₂ O ₅	H ₂ O+
766	57.26	1.44	23.72	1.04	1.05	сл.	0.93	0.41	1.10	1.26	0.23	0.03	8.42
100	49.61	1.32	28.42	2.06	0.56	—	0.06	0.52	0.61	1.02	сл.	0.08	13.3

основных компонентов SiO₂ : Al₂O₃ : H₂O в обеих глинах почти совершенно одинаковое и дает такую картину:

№ образца	SiO ₂	Al ₂ O ₃	H ₂ O
№ 823	3.4	1	1.5
№ 830	3.3	1	1.7

По этим данным глинистый минерал должен быть отнесен к группе бейделлита.

Возникает вопрос: чем вызвано образование таких бейделлитовых прослоев? Если считать главной причиной характер первичного материала, то тогда непонятно, почему имеющие тот же состав вмещающие слои не превратились в такую же глину.

С другой стороны известно, что для образования бентонитовых глин необходима щелочная среда, то есть в бассейне осадконакопления бентонитовые прослои могут образоваться под действием морской соленой воды.

В Ткибульской опресненной лагуне тоже могли создаваться такие условия лишь в случаях прорыва морской воды с северо-запада. Морская вода, действуя очень кратковременно на осадок, превращала его в бентонитовую глину лишь на незначительной мощности—на несколько миллиметров или, реже, несколько сантиметров. Опреснение бассейна прекращало этот процесс, а новый прорыв морской воды вызывал образование новых прослоев «кила». Такой периодический прорыв моря был связан с колебательными движениями Окрибского бассейна.

Аналогичная картина наблюдается и в Кутаиси-Гелатском бассейне. Таким образом, надо считать, что в период отложения свиты листоватых сланцев Окрибская лагуна имела периодические кратковременные связи с морем.

Дальнейшее воздымание Бзиаурской антиклинали вызвало полное разделение Ткибульского и Кутаиси-Гелатского бассейнов, в результате чего в них установился разный гидрохимический режим. Это доказывается наличием в верхах угленосной толщи Кутаиси-Гелатского района своеобразного аналцимового горизонта мощностью в 30—40 м.

Аналцим в крупнозернистых песчаниках совершенно не встречается и приурочен только к мелкозернистым породам: аргиллитам, алевролитам и, реже, мелкозернистым песчаникам.

В этих породах аналцим составляет главную массу и образует сферолиты, полигональные зерна или бесформенные массы; иногда играет роль цемента песчаников. Редко аналцим встречается в виде обломочного компонента в песчаниках, указывая на внутриформационный размыв аналцимовых слоев.

Среди аналцимовых слоев встречены отдельные пелитово-алевритовые прослои, состоящие главным образом из галлуазита в виде сферолитов; иногда галлуазит цементирует сферолиты аналцима, образуя в последних включения и прожилки.

Анализ условий нахождения аналцима позволяет следующим образом объяснить его происхождение [4, 7].

Гелатская лагуна с суши, наряду с кластическими продуктами, в значительном количестве получала растворенный и коллоидный материал. В последнем главную роль, естественно, играли золи SiO_2 и $\text{Al}(\text{OH})_3$, стабилизированные значительным количеством органического вещества. В результате взаимодействия этих золь получался гель состава $[\text{mSiO}_2 \cdot \text{nAl}(\text{OH})_3]$, который адсорбировал из воды ионы Na и K. Этот процесс, согласно новой теории диагенеза акад. Н. М. Страхова, должен был происходить, главным образом, в стадии диагенеза. В результате перекристаллизации этих гелей впоследствии образовался аналцим.

Выше было указано, что в период отложения угленосной свиты Ткибульский и Гелатский бассейны получали с Грузинской глыбы одинаковый аркозовый материал.

Как же тогда объяснить полное отсутствие аналцима в угленосной толще Ткибули?

Единственной причиной этого нужно считать наличие разных физико-химических условий в Ткибульском и Гелатском бассейнах. Тем самым подтверждается высказанное ранее мнение А. И. Джанелидзе [1] о том, что Ткибульская и Гелатская угленосные толщи образовались в двух самостоятельных, разобщенных друг от друга, бассейнах.

А. И. Джанелидзе [1] и И. Р. Кахадзе [10, 11] на основании находки фауны показали, что батская лагуна в Окрибе была пресноводной. Этот вывод полностью сохраняет силу для Ткибульского бассейна. Но, дело в том, что пресная вода не содержит такое количество ионов натрия, которое могло бы обеспечить образование обильного аналцима. Поэтому для Гелатской лагуны приходится допустить связь с морем, из которого морская вода периодически переливалась в лагуну. Такое допущение помогает объяснить некоторые особенности аналцимового горизонта. Морская вода, поступающая в Гелатскую лагуну, не только доставляла необходимое количество ионов натрия, который адсорбировался коагелем, но и ускоряла коагуляцию золь SiO_2 и $\text{Al}(\text{OH})_3$, которые были стабилизированы ввиду присутствия большого количества органического вещества. Когда

принесенные морской водой ионы натрия полностью поглощались гелями, то дальнейшее образование анальцима становилось невозможным и вышеуказанные коагелы давали глинистый минерал типа галлуазита, который по составу отличается от анальцима лишь отсутствием натрия и меньшим содержанием SiO_2 . Галлуазит действительно выделяется позже анальцима, цементируя анальцимовые зерна, иногда проникая в анальцим в виде тонких прожилков и реже образуя самостоятельные прослои.

В совершенно оторванном от моря Ткибульском бассейне, конечно, также не мог образоваться анальцим и там, вместе анальцимовых слоев, имеем эквивалентные им прослои каолиновых и галлуазитовых глин.

Необходимо отметить, что это предположение о периодической связи Гелатской лагуны с морем требует еще геологического подтверждения. Дело в том, что в прилегающих к Окрибе областях пока нигде не обнаружены морские батские отложения. Надо надеяться, что дальнейшие геологические работы помогут и в этом отношении подкрепить предлагаемое нами объяснение генезиса анальцима.

Обильный привнос аркозового материала, связанный с поднятием Грузинской глыбы, вызвал постепенное заполнение бассейна и замещение озерной фации тонкослоистых аргиллитов речными, в результате чего в прибрежной зоне озера образуются болота. При этом в Ткибульской лагуне, куда материал сносился с двух сторон—с севера и юга, соответственно должны были образоваться две зоны болот: южная зона, представленная Ткибульским месторождением угля и северная, которой должно принадлежать открытое за последние годы «Кавказуглегеологическое» Шаорское каменноугольное месторождение.

В Кутаиси-Гелатскую лагуну материал поступал лишь с юга, с Грузинской глыбы, поэтому заболачивание происходило вдоль южного берега лагуны. Представителем этой зоны болот является Гелатское каменноугольное месторождение. Судя по палеогеографической обстановке конца верхнего байоса, Кутаиси-Гелатская лагуна должна была продолжаться в северо-западном направлении на значительное расстояние. Поэтому под меловыми и верхнеюрскими отложениями в Цхалтубском и Шулукидзевском районах возможно ожидать наличие угленосной свиты.

Таким образом, Ткибульское месторождение угля формировалось в синклиниальной депрессии, с двух сторон ограниченной воздымающимися антиклинальными областями вулканогенной толщи байоса. Дно депрессии активно погружалось и в период отложения угленосной свиты, мощность которой в разрезе Мухнари—Патиджеули достигает до 250 м.

Образование Гелатского месторождения происходило в немного иных условиях. Здесь вместо депрессии, с двух сторон ограниченной воздымающимися областями вулканогенной толщи, имелась еще скрытая под водой Тбилизскую антиклиналь, которая лишь отделила с севера Гелатский бассейн от моря, придав ему характер лагуны. С юга же бассейн непосредственно примыкал к глыбе. Вероятно таким положением в менее лабильной зоне и следует объяснить своеобразие Гелатского угольного месторождения: гораздо меньшая мощность угольных пластов и низкое качество угля.

В Ткварчели, в отличие от Окрибы, отсутствует свита листоватых сланцев и угленосная свита непосредственно налегает на вулканогенные образования байоса. Кроме того, если в Окрибе пласты угля приурочены к верхней части угленосной свиты, то в Ткварчели, наоборот, самая нижняя часть угленосной свиты, горизонт песчаников, содержит пласты угля, верхняя же часть свиты, горизонт аргиллитов, является непродуктив-

ной. Иногда пласты угля ложатся непосредственно на вулканогенную свиту.

Детальное литологическое изучение показало, что, вопреки распространенному мнению, угленосная свита Ткварчели не содержит продуктов размыва нижележащей вулканогенной свиты байоса. Это дает основание решить вопрос об образовании угленосной свиты северной и южной зон Ткварчельского месторождения в едином бассейне, как предполагал В. В. Мокринский [12], а не в отдельных депрессиях, разделенных сложными вулканогенной толщей поднятиями, образовавшимися в результате начавшихся в верхнем байосе орогенических движений (рис. 4). Иначе

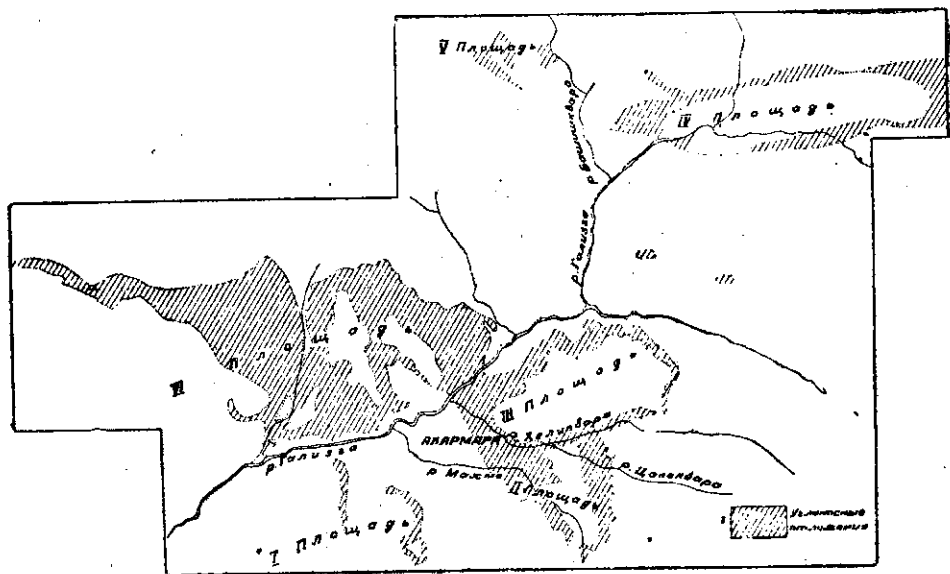


Рис. 4.

вулканогенная суша, якобы окружавшая эти депрессии, аналогично Ткибули, должна была служить по существу единственным источником терригенного материала и, кроме того, на периферии каждой зоны угленосная толща должна быть представлена более крупнозернистой прибрежной фацией, чем в центральной части той же зоны. На самом деле никакого укрупнения материала в пределах отдельных зон не заметно.

Вместе с тем совершенно ясно выражено укрупнение зерен песчаников в западном и юго-западном направлениях. Так, например, на шестой площади по данным В. С. Койава наблюдается обилие песчаников, наличие косої слоистости, уменьшение мощности угольных пластов и их частая изменчивость. Верхний аргиллитовый горизонт угленосной свиты здесь замещается горизонтом мелко- и среднезернистых песчаников.

Как видно, терригенный материал в Ткварчельский бассейн поступал главным образом с запада и юго-запада, со стороны шестой площади. Но, раз угленосная толща не содержит продуктов размыва байосской вулканогенной толщи, то необходимо выяснить, каковы были источники терригенного материала, сносимого в Ткварчельский бассейн осадконакопления.

Проведенное с этой целью литологической лабораторией изучение отложений лейаса, показало, что, несмотря на общее сходство материала

лейаса и угленосной свиты, невозможно все особенности петрографического состава последней объяснить размывом лейаса.

Дело в том, что угленосная свита Ткварчели содержит большое количество обломков основной массы кислых эффузивных пород и особенно эффузивного кварца.

Детальный анализ позволяет заметить двоякий характер этого материала. С одной стороны, имеются более или менее пелитизированные обломки кварцевых порфиритов и окатанные зерна эффузивного кварца, с другой же — совершенно свежие обломки кислых эффузивов, точно таких, какие залегают в верхних горизонтах байоса в р-не Ткварчели, и остроугольные зерна эффузивного кварца.

Источником обломков кислых эффузивных пород первого типа не могли быть лейасские флишевые отложения, так как в них такой материал встречается редко и играет резко подчиненную роль. С другой стороны, если принять во внимание, что материал в Ткварчельский бассейн приносился с запада и юго-запада, то естественно приходим к выводу о том, что основным источником терригенного материала при образовании угленосной толщи Ткварчели должна была служить расположенная юго-западнее Грузинская глыба, кристаллические породы которой, как показали наши исследования [8], в значительной части были перекрыты нижнелейасской кислой эффузивной серией и осадочными образованиями среднего и верхнего лейаса. Этим нужно объяснить незначительное участие аркозового материала в сложении пород угленосной свиты.

Если теперь подытожим все сказанное выше, увидим, что развитие Ткварчельского угленосного бассейна в основном протекало аналогично Окрибским (Ткибульскому и Гелатскому) бассейнам. Оба бассейна располагались на периферии Грузинской глыбы, но в отличие от Окрибы, в Ткварчели к концу байоса глыба не была приподнята и не размывалась.

Начавшиеся в конце байоса орогенетические движения вызывают регрессию моря, в результате чего в верхах вулканогенной толщи Ткибули и Ткварчели появляются явления местного размыва, косая слоистость, большое количество растительных остатков. Дальнейшее воздымание вулканогенной толщи вызывает отшнуровывание от геосинклинали, на ее периферии, мелководных бассейнов типа лагун. Поступающее с суши значительное количество речных вод быстро опресняет эти бассейны.

К образовавшимся в этих лагунах пресноводным отложениям и приурочены месторождения угля.

Но, пласты угля в Ткварчельском месторождении залегают в нижней части угленосной толщи, а в Ткибульском — в верхней части, что объясняется различными тектоническими режимами этих двух бассейнов.

Ткибульский бассейн с момента зарождения продолжает погружаться, но погружение компенсировалось интенсивным поступлением терригенного материала, как с Грузинской глыбы, так и с соседних молодых поднятий. Лишь к концу образования регрессивной формации наступает сравнительно спокойный режим, способствующий длительному накоплению торфа.

В Ткварчели же, наоборот, условия для торфонакопления были созданы почти с момента зарождения депрессии. Этому способствовало, по-видимому, и то обстоятельство, что приподнятые части вулканогенной толщи почти совершенно не поставляли терригенного материала в бассейн, а Грузинская глыба, основной источник обломочного материала, была сравнительно слабо приподнята и расположена далеко, поэтому приносимый оттуда реками сравнительно тонкозернистый терригенный материал оказывал влияние лишь на ю.—з. часть бассейна, которая представлена теперь шестой площадью.

Из сказанного следует, что Ткварчельский бассейн южнее I и II стадий вероятно продолжался на определенное расстояние. Поэтому вполне возможно допустить, что в отдельных синклиналих депрессиях в вулканогенной толще, под меловыми отложениями, следует ожидать открытия угленосной толщи.

Как видно из этого сопоставления, в разных частях периферийной зоны геосинклинали и граничащей с ней глыбы тектонические движения характеризовались не только различной интенсивностью, но и различными знаками.

Отдельные периоды развития геосинклиналий зоны характеризовались также разным характером вулканических явлений. Ниже рассмотрим кратко вулканизм Окрибы в юрском периоде.

В байосе в геосинклинали южного склона имели место интенсивные вулканические извержения, в результате которых накопилась мощная вулканогенная толща, сложенная преимущественно из андезитовых, базальтовых и, редко, андезито-дацитовых порфиритов и их пирокластиков с резким преобладанием последних. В некоторых районах, главным образом в областях развития флишевых отложений, вместо порфиритов распространена диабазовая фацция той же магмы.

Общий характер байосской вулканогенной толща, резко выраженный известково-щелочной состав лав, зеленокаменной измененной порцы говорят о том, что эта толща является типичным представителем характерных для орогенных зон спилито-порфирито-диабазовых формаций [2, 5, 6].

Что же происходит в батское время?

Ввиду того, что в большинстве районов развития батских отложений в Грузии, синхроничные вулканические породы или совершенно отсутствуют или же встречаются в незначительных количествах, принято было считать, что мощный байосский вулканизм совершенно прекратился в начале батских орогенетических движений.

Проведенные литологической лабораторией исследования [9] показали, что в Ткибульском разрезе продукты вулканизма действительно играют резко подчиненную роль. Всего встречено лишь 2 покрова общей мощностью до 1,2 метра, т. е. около 0,2% всей мощности батских отложений.

Но в Гелатском районе роль синхронных вмещающей свите эффузивных пород резко возрастает. В нескольких разрезах установлено наличие многочисленных покровов в той или иной степени альбитизированных хлоритовых диабазов, которые в общей мощности (33 м) составляют до 10% батских отложений данного разреза. При этом породы по минералогическому и химическому составу и характеру изменения вполне аналогичны протипным породам байоса. В отличие от байосского вулканизма, характеризующегося преимущественно центральным типом извержений с сильными взрывами и большим количеством пирокластического материала, батский вулканизм отличался почти исключительно трещинными излияниями, которые по существу не сопровождались выбрасыванием пирокластических образований.

Как видим, Гелатский бассейн и в отношении батского вулканизма отличается от Ткибульского бассейна.

На примере Окрибы видно, что в юрском эффузивном вулканизме геосинклиналий южного склона надо выделить не только доорогенные и посторогенные стадии, как это было нами предложено ранее [2], но и синорогенную стадию, которая является гораздо менее интенсивной, проявляется лишь на отдельных участках геосинклинали, характеризуется преимущественно трещинными излияниями и дает породы совершенно аналогичные породам доорогенной фазы развития геосинклиналий.

В таблице 2 дано сопоставление характера разных стадий вулканизма, связанных с развитием орогенной зоны.

Интересно отметить, что кимериджская посторогенная нестроцветная свита, имеющая широкое распространение в Западной Грузии, пред-

Таблица 2

Стадии аффузивного вулканизма в связи с развитием орогенной зоны	Геологическое время проявления вулканизма	Характер образовавшихся вулканических пород	Химизм пород	Характер вулканических извержений	Распространение продуктов извержений
Дорогенная	байос	Спильиты, лабрадориты, порфириты, диабазы, в среднем андезито-базальтового состава	Известково-щелочная серия	Преимущественно конического типа (резкое преобладание пирокластолитов)	Почти повсеместное в пределах геосинклинальной зоны
Синорогенная	б а т.	Порфириты, диабазы андезито-базальтового состава	Известково-щелочная серия	Преимущественно трещинные излияния (печи без пирокластолитов)	локальное
Посторогенная	Кимеридж	Оливиновый базальт, трахобазальт-трахитовая серия	Слабощелочная серия	"	"

ставлена в вулканогенной фации только в окрестностях Гелати и Кутаиси, в то время как в Ткибули она не содержит никаких признаков вулканических извержений.

Продукты кимериджского эффузивного вулканизма представлены серией пород оливиновый базальт—трахибазальт—трахит, характеризующей современный вулканизм океанических островов и представляющей собой результат дифференциации в магматическом очаге в спокойных условиях [2].

Анализируя эти факты, совершенно естественным является следующий вывод: с началом орофазы вулканизм в геосинклинали прекращается, но не повсеместно. На некоторых участках от геосинклинального магматического бассейна отделяются отдельные магматические очаги, которые продолжают действовать и в синорогенный период, но находясь в неспокойных геотектонических условиях дают породы андезито-базальтовой недифференцированной магмы, аналогично вулканизму доорогенного периода.

Позже, когда в результате орофазы область консолидируется и прирастает к глыбе, эти же магматические очаги снова активизируются, но уже изливают дифференцированные лавы.

Обращает на себя внимание и тот факт, что туронский вулканизм, давший щелочную пикритбазальт—трахибазальт—фонолитовую серию (свита Мтавари), а в силловой фации—детально изученные Н. И. Схиртладзе [13] тешенито-камptonитовые породы, интенсивно проявился в том же Кутаиси—Гелатском районе. Нам кажется, что это совершенно не случайно, и объясняется преемственностью магматических очагов, перешедших из юры в мел.

Дальнейшее изучение туронских и кимериджских вулканогенных образований других районов поможет собрать новый фактический материал, освещающий пространственные и генетические взаимоотношения кимериджских и туронских вулканогенных образований.

Как видно из этого краткого доклада, детальное литолого-петрографическое исследование осадочных формаций может дать полезный материал для выяснения некоторых сторон геотектонической истории области.

ЛИТЕРАТУРА

1. Джанелидзе А. И., Геологические наблюдения в Окрибе, Груз. Филиал АН СССР, Тбилиси, 1940.
2. Дзоценидзе Г. С., Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии, АН СССР, Тбилиси, 1948.
3. Дзоценидзе Г. С., Материалы по петрографии порфировой серии, Извест. Геол. ин-та Грузии, т. III, в. 3, 1938.
4. Дзоценидзе Г. С., Анальцим осадочного происхождения в батских углистых сланцах окр. г. Кутаиси, Сообщения АН СССР, т. IV, № 10, 1943.
5. Дзоценидзе Г. С., Эволюция химизма вулканических горных пород от палеозоя до миоцена в связи с геотектонической историей Грузии, Бюлл. Моск. О-ва испыт. природы, отд. геол., т. 23, (3), 1948.
6. Дзоценидзе Г. С., Основные черты развития вулканизма в Грузии от палеозоя до миоцена, Докл. АН СССР, т. 58, № 7, 1947.
7. Дзоценидзе Г. С. и Схиртладзе Н. И., Анальцимовый горизонт в батской угленосной толще окр. Кутаиси, Сборник: Вопросы петр. и минер., АН СССР, 1953.

8. Дзоценидзе Г. С., Схиртладзе Н. И. и Чечелашвили И. Д., Литология лейасских отложений Дзирульского массива, Тр. Геол. ин-та, АН ГССР, сер. минер.-петрогр., т. III, 1953.
9. Дзоценидзе Г. С., Схиртладзе Н. И. и Чечелашвили И. Д., Литология батских отложений Окрибы, Монографии Геол. ин-та АН ГССР, № 7, 1956.
10. Кахадзе И. Р., Батские пресноводные моллюски Окрибы, Тр. Геол. Ин-та АН ГССР, сер. геол., т. I(VI), в. 1, 1942.
11. Кахадзе И. Р., Грузия в юрское время, Тр. Геол. ин-та АН ГССР, т. III, (VIII), 1947.
12. Мокринский В. В., Ткварчельский угленосный район Закавказья, Абхазская АССР, ч. I, Тр. Геол. Ком., нов. серия, вып. 189, 1928.
13. Схиртладзе Н. И., Тешенитовая формация Западной Грузии, Тр. Геол. ин-та АН ГССР, минер.-петр. серия, т. 1, вып. 1, 1943.

Г. М. ЗАРИДЗЕ

МАГМАТИЗМ ГРУЗИИ В СВЯЗИ С ЕЕ ТЕКТОНИЧЕСКИМ РАЗВИТИЕМ

Особый интерес представляет для геолога установление характера связи магматической деятельности с тектоническим режимом тех участков, где она проявляется. Хотя и небольшая, но геологически весьма разнообразная территория Грузии представляет полную возможность постановки подобных исследований.

За последние годы накопился довольно интересный материал по этому вопросу, дающий возможность прийти к некоторым выводам; однако, все сделанное в этом направлении является всего лишь началом той большой работы, которую предстоит проделать специалистам, работающим в области магматической геологии.

Изучению геологии магматических тел обычно уделяют определенное внимание геологи-регионалисты, что же касается петрографов, то лишь небольшая их часть занимается всерьез этим вопросом. В работах петрографов редко освещаются такие вопросы, как: связь различных проявлений магматизма с характером движений земной коры, установление того, какие магматические породы образуются в предтектонический этап геологической истории района и какие в связи с тектонической фазой; характер эволюции магмы при ее извержении в геосинклинальных и платформеноидных областях, различие в малых интрузивах морней (подводящих каналов) эффузивной деятельности и многие другие.

Без освещения подобных геологических вопросов невозможно разрешение теоретических проблем петрографии.

На территорию Грузии приходится две геосинклинальные области — южная часть складчатой системы Б. Кавказа и Аджаро-Триалетская складчатая система, имеющие различную историю развития и характеризующиеся в связи с этим различным проявлением магматизма. В юго-восточной же области Грузинской и Сомхитской глыб магматизм имеет свои особые черты.

Эффузивный магматизм не связан с тектонической фазой

На основании анализа большого фактического материала мы пришли к заключению, что эффузивная деятельность как в геосинклинальных, так и платформеноидных условиях происходит до начала фазы тектогенеза, проявившейся в данной области.

К этому же времени относится образование магматических тел, имеющих обычно жильную (дайковую) форму залеганий, или представляющих собой тела неправильной формы. Встречаются также согласные, пластообразные интрузивы (силлы). Все эти малые интрузивы являются

корнями (подводящими каналами) эффузий или не прорвавшимися на поверхность жильными образованиями. Это бесспорно доказывается тем, что они в отдельных случаях непосредственно переходят в эффузивы и вместе с ними дислоцируются. Кроме того, там, где наблюдаются гранитоидные интрузии, последние прорывают как эффузии, так и эти жилы.

Дочетвертичные вулканогенные формации Грузии в основном образовались в период господства нисходящих движений дна морского бассейна, в которых они отлагались. Это особенно четко наблюдается в геосинклинальных бассейнах.

Самыми молодыми изученными нами дочетвертичными вулканическими образованиями являются лавы, развитые в Цалкском районе (верховья р. Храмы) в области Сомхитской глыбы.

Правильному пониманию геологического положения этих лав до последнего времени препятствовал ошибочный взгляд, согласно которому лавовые потоки будто бы заполняют неровности палеорельефа и падение их является первичным.

В результате наших работ 1946 г. удалось фаунистически определить возраст Цалкской лавовой свиты как верхний плиоцен (акчагыл), а также выяснить, что все формы рельефа на площади распространения лавовой свиты являются тектономорфными. Нами установлен здесь ряд хорошо выраженных брахискладок [12].

Так как созданный Цалкской лавовой свитой рельеф обязан своим происхождением складчатым структурам, то можно полагать, что до складкообразования район представлял равнинную область, где отложение озерных осадков чередовалось с образованием вулканических покровов. С началом процесса складкообразования эффузивная активность прекращается. Если бы это было не так, то синклинальные впадины заполнялись бы новыми лавовыми потоками, чего в природе не наблюдается—повсюду эти депрессии заняты озерными отложениями. Одна из таких синклинальных депрессий в настоящее время используется в качестве Храмского водохранилища.

Для наиболее молодых, четвертичных вулканических образований Б. Кавказа и М. Кавказа нет возможности более или менее убедительно решить этот вопрос.

Как известно, в ряде высокогорных участков этих областей развиты обширные вулканические нагорья. Если соответствует действительности предположение о том, что складкообразование в течение четвертичного периода и до наших дней продолжается непрерывно и сейсмические процессы связаны именно с ним, а не, скажем, с нисходящими движениями отдельных блоков вдоль уже существующих поверхностей тектонических разрывов, то тогда придется сделать вывод о том, что в заключительную стадию формирования горных систем эффузивная деятельность, в отличие от более древнего вулканизма, происходит в связи с тектонической фазой. Такое заключение нам кажется мало естественным. Здесь, по-видимому, вулканизм по своему характеру близок к вулканизму на платформам. Разница заключается в том, что платформы давно перестали быть орогенами, а Кавказ только вступает в анорогенную стадию своего развития.

Наше заключение хорошо согласуется с мнением А. И. Джанелидзе о природе дислокаций четвертичного времени [7].

Вывод об активности в основном в анорогенную стадию эффузивных процессов вообще, и в частности, основной и ультраосновной магмы был использован для определения возраста ряда жильных и близких к ним тел.

В частности, удалось довольно просто разрешить давно длившийся спор относительно возраста тешенитов Западной Грузии и ущелья р. Иори. Их внедрение увязывалось с аттической тектонической фазой [11]. По нашим представлениям тешениты Кутаисского района и с. Никорцминда, залегающие в средней юре и альбе, являются корнями эффузивной активности богатой щелочами основной магмы туронского века; того же возраста будет тешенит ущелья р. Иори, описанный А. П. Герасимовым [5].

Слагающие туронскую вулканогенно-осадочную свиту (свита Мтавари) вулканические породы по Г. С. Дзоценидзе [9] представлены цеолитосодержащими титан-авгит—оливиновыми базальтами, иногда с калиевым полевым шпатом, трахибазальтами, редко фонодитами и их туфами. Тешениты Кутаисского района синхронизируют с жилами тешенитов сс. Чквиши, Патара-Они и Кведа-Шавра. Тешенит Патара-Они сечет олигоцен, а остальные два выхода— караганские отложения.

Эти заведомо третичные тешениты мы отнесли к корням Наманевского цеолитового базальтового эффузива. По данным А. И. Джанелидзе [6] самыми молодыми отложениями, перекрываемыми Наманевским эффузивом, являются нижнесарматские отложения. Этот эффузив, а также тешенитовые жилы мы отнесли к верхнему плиоцену.

М. М. Рубинштейном [18] в лаборатории Дагестанского филиала Академии наук СССР абсолютный возраст тешенита Кутаисского района аргонным методом был определен в 41 миллион лет. Таким образом, возраст Кутаисских тешенитов находится в стратиграфическом интервале верхний мел—средний эоцен. Это подтверждает правильность избранного нами пути определения геологического возраста жильных основных магматических пород. Теперь становится ясным, что не следует синхронизировать тешениты Кутаисского района и с. Никорцминда с тешенитами сс. Чквиши, Патара-Они и Кведа-Шавра.

Формирование гранитоидных массивов, как это будет показано ниже, происходит в связи с тектонической фазой, дислоцирующей геосинклинальные осадки. Эффузивная деятельность основной магмы в это время прекращается. Не имеют места и излияния кислой магмы.

Начало восходящих движений (складкообразования), как известно, выражено в образовании синорогенной регрессивной толщи, где казалось бы должны встречаться кислые эффузии, связанные непосредственно через подводящие каналы с гранитными батолитами, что в изученных нами районах не наблюдается.

В Западной Грузии известна регрессивная батская угленосная толща, указывающая на проявление батской тектонической фазы, в связи с которой формировались соответствующие гранитоидные интрузии. В этой толще, сменяющей кверху геосинклинальную вулканогенно-осадочную свиту байоса, нет бесспорных сколь-либо значительных проявлений вулканической деятельности.

В среднем эоцене в пределах Аджаро-Триалетской геосинклинали происходит накопление вулканогенно-осадочной свиты порфиритового состава, а в конце среднего эоцена вулканизм заметно ослабевает и затем прекращается. Наблюдается преобладание восходящих движений и в мелющих бассейнах отлагаются сланцеватые породы, содержащие растительные остатки, а местами гипс. Это является результатом проявления т. н. триалетской тектонической фазы, в связи с которой в самой геосинклинали происходит внедрение сиенито-диоритовых интрузий (об этом ниже).

С другой стороны, в районах развития вулканогенно-осадочных пород кислого состава и секущих их гипабиссальных тел кварц-порфирового и кварц-альбитофирового состава гранитоидные интрузии не известны.

На основании сказанного мы пришли к заключению [13], что так как в геосинклинальных областях эффузивная предорогенная деятельность магмы во времени отграничена от интрузивной фазы, связанной с тектонической фазой, то нельзя говорить о том, что кислые эффузии через подводящие каналы связаны с крупными телами синорогенных гранитоидных массивов.

Формирование гранитоидных массивов в связи с тектонической фазой

На периферии Дзирульского массива имеется выход порфиритовой свиты байоса. В дислоцированные породы этой свиты внедрена мощная гранитоидная интрузия (Хевисджварская), трансгрессивно перекрытая нижним мелом, содержащим гальку пород интрузии.

Многочисленные выходы аналогичных интрузивов, залегающих в средней юре, известны в Абхазии. Галька этих интрузивных пород найдена в кимериджской пестроцветной свите. Подобная интрузия (Поладаурская) обнаружена также на периферии Локского массива. Согласно приведенным геологическим данным, эти интрузии мы считаем батскими.

В геосинклинальной вулканогенно-осадочной свите среднего эоцена Аджарии и Гурии залегают гипабиссальные интрузии сиенито-диоритов и кварцевых монцититов. Галька этих пород была найдена в осадках верхнего эоцена, на основании чего нами довольно точно был определен возраст интрузии (верхи среднего эоцена—низы верхнего эоцена). Таким образом, внедрение этих интрузий хорошо увязывается с триалетской тектонической фазой.

Пегматитовые жилы, связанные, по-видимому, с упомянутыми интрузиями, обнажаются по р. Натанеби, они известны под названием Вакисджварских пегматитов. В их состав входят актинолит, анортоклаз, плагиоклаз, биотит и магнетит. В довольно значительном количестве присутствуют апатит и пирит. Измерению кали-аргоновым экспресс-методом подвергся маложелезистый биотит, содержащий 10,41% K_2O [18].

Содержание радиогенного аргона в биотите определялось дважды. Оба измерения дали почти полное совпадение и возраст биотита оказался равным приблизительно 30 миллионам лет, т. е. самому концу палеогена, что является верхним пределом образования пегматитовой жилы и стало-быть интрузив. Это подтверждает правильность определения геологического возраста.

Исходя из вышесказанного, мы приходим к заключению, что в период проявления тектонической фазы, дислоцирующей геосинклинальные свиты в целом, т. е. включая и их периферические части, расположенные в глыбовой области, происходит формирование гранитоидных массивов. Причем гранитоидные и близкие к ним интрузии образуются как в самой геосинклинальной области (сиенито-диориты Аджарии и Гурии), так и на границе с глыбой и в области глыбы (Хевисджварская и Поладаурская интрузии).

Этот вывод можно использовать для определения возраста таких гранитоидных интрузий, где нет возможности обычными геологическими методами установить верхний возрастной предел их образования.

На этом основании было высказано мнение о нижнепалеозойском (каледонском) возрасте части гранитоидов Дзирульского и Храмского массивов, залегающих в древнейших породах, представленных свитой амфиболитов и различных кристаллических сланцев—роговообманковых, роговообманково-биотитовых, биотитовых и др., представляющих древнюю метаморфизованную вулканогенно-осадочную свиту, по возрасту относящуюся, по-видимому, к докембрию (?)—нижнему палеозою.

Исходя из тех же соображений, мы считаем, что гранитоиды Главного хребта и часть гранитоидов Дзирульского и Храмского массивов, а также гранитоиды Локского массива, залегающие в нижнепалеозойских, а возможно более молодых метаморфических сланцах, состоящих из слюдяных, хлоритовых и др. сланцев, кварцитов и мраморов, развитых на Главном хребте в пределах Абхазии и возможно в Верхней Раче (Мамисонский перевал), а также в Дзирульском и Локском массивах, являются верхнепалеозойскими (герцинскими).

Таким же путем был установлен возраст гранитоидов, залегающих в десской свите и считавшихся верхнеюрскими, как верхнепалеозойско-нижнемезозойской.

Был определен также возраст Эцерской, Поладаурской, Бардадзорской, Квиранской и многих других интрузий на территории Грузии и Закавказья как мною, так и другими исследователями.

В связи со сказанным остановимся на вопросе, какие имеются основания допускать наличие на Б. Кавказе, а также в Дзирульском, Храмском и Локском массивах, двух возрастных типов древних гранитоидов—каледонских и герцинских?

Факты наличия таковых нами наблюдались в Дзирульском массиве [14] в ущелье р. Нинисис-цхали, у слияния последней с р. Черат-хеви, в нескольких метрах от выхода нижнепалеозойской метаморфической свиты.

В этом месте серого цвета гранитоид (кварцевый диорит), вмещающий несколько мелких ксенолитов кристаллических сланцев (слюдисто-плагиоклазовых пород), сечется жилой сильно измененного порфирита, который, в свою очередь, пересекается жилой розового гранита.

Порфирит кальцитизирован, хлоритизирован, окварцован и оталькован. Окварцевание вызвано секущим гранитоидом.

В пользу существования в Дзирульском массиве гранитоидов двух возрастов говорит также наличие в некоторых местах гранитизированных, главным образом, окварцованных и микроклинизированных кварцевых диоритов. В этих породах привнесенный материал, проникая вдоль контакта минералов кварцевого диорита, образует мелкозернистую, как бы основную массу, на фоне которой минералы кварцевого диорита, главным образом, плагиоклаз, принимают облик порфиroidных вкрапленников, хорошо наблюдаемых под микроскопом. Инъецированный материал одновременно образует прожилки и гнезда. То же самое наблюдается в Храмском массиве.

Наличие в нижнепалеозойской метаморфической свите Дзирульского массива траувакково-аркезовых песчаников, содержащих обломки порфирита и песчаника, свидетельствует о том, что наряду с еще более древними гранитоидами существовали древнейшие порфириты, а также неметаморфизованные осадочные породы—песчаники.

С розовыми гранитоидами Дзирульского массива связаны многочисленные жилы пегматитов. Микроклинизация более древних гранитоидов (кварцевых диоритов) в основном связана с розовыми гранитоидами.

Пегматитовые жилы наибольшим распространением пользуются в районе сел. Шроша. Они обнажаются на водоразделе рр. Гезрула и Мачарула и залегают либо в инъецированных розовыми гранитоидами гнейсовидных кварцевых диоритах, либо в габбровом массиве, секущем материнские кристаллические сланцы и вместе с последними подвергшимся метаморфизации, окварцеванию и микроклинизации. Пегматит сложен в основном из кварца, микроклин-микроперита и мусковита. В подчиненном количестве встречается альбит.

Был определен абсолютный возраст пегматита, обнажающегося по правому притоку р. Гезрула (ручей Сарахис-геле). Для определения возраста были взяты крупные перистые кристаллы мусковита (K_2O —10,61%). Среднее арифметическое трех определений возраста составило 258 миллионов лет, при максимальном отклонении одного из измерений 6,2%. Отсюда следует, что возраст пегматита, а следовательно, и розовых гранитоидов, является карбоновым [18].

Таким образом, оправдывается геологическое представление о том, что розовые гранитоиды Дзирульского массива являются герцинскими. Очевиден также более древний, скорее всего каледонский возраст серых гранитоидов, подвергшихся микроклинизации, окварцеванию и мусковитизации содержащегося в них биотита в эпоху герцинской складчатости, в связи с внедрением розовых гранитоидов.

Такая же примерно картина наблюдается на северном склоне Б. Кавказа. Уруштеньские гранитоиды, приуроченные к нижнепалеозойской свите, по данным Г. Д. Афанасьева являются каледонскими. К тому же возрасту должны быть отнесены гранитоиды, гальки которых встречаются в осадках среднего девона. Эти гальки под микроскопом были изучены Ш. И. Джавахишвили [19]. По его данным они явно отличаются от «серых» микроклинизированных гранитоидов, в первую очередь, отсутствием решетчатого микроклина, а от плагиигранитов уруштеньского типа—присутствием в значительном количестве калишпата, не имеющего решетчатого строения.

На существование еще более древних гранитоидов, чем каледонские, указывает наличие в нижнепалеозойской метаморфической осадочной свите рудника «Эльбрус» обломков решетчатого микроклина, кварца и кислого плагиоклаза [19].

Для определения абсолютного возраста исследованию подвергся мусковит из пегматитовой жилы верховьев р. Теберды (район вершины Семенов-баш), залегающей в сером гранитоиде и местами содержащей реликты кристаллических сланцев (коллекция Ш. И. Джавахишвили).

В сложении жилы принимают участие кварц, решетчатый микроклин-пертит, плагиоклаз ряда альбита, мусковит, и значительно реже, биотит. Химический анализ мусковита показал наличие в нем 9,81% K_2O . Измерение содержания радиогенного аргона проводилось 2 раза и дало очень хорошую сходимость—отклонение от среднего арифметического менее 2%. Полученная цифра возраста равна 235 миллионов лет, что соответствует среднему карбону [18]. Таким путем подтверждается мнение Г. Д. Афанасьева [2] о верхнепалеозойском возрасте «серых» гранитоидов Б. Кавказа.

Но здесь необходимо также учесть, что как пегматитовая жила, мусковит которой подвергся исследованию, так и процесс калиевого метасоматоза вмещающих гранитоидов, аналогично приведенному выше примеру из Дзирульского массива, связан с герцинскими гранитоидами. Что касается тех гранитоидов, которые подверглись микроклиниза-

ции, то они несомненно более древние образования и, по всей вероятности, являются каледонскими.

На южном склоне Б. Кавказа вдоль поверхности главного надвига кристаллического ядра Б. Кавказа обнажается ряд малых интрузий, представленных в основном дацитами.

Надвигание кристаллического массива происходит на разные горизонты юры.

Надо полагать, что этот надвиг зародился еще в мезозое, когда началось воздымание Б. Кавказа. С того времени, в связи с различными фазами складкообразования, по-видимому, происходило неоднократное омоложение надвига. Об этом говорят установленные молодые движения в складчатой системе южного склона.

Таким образом, формирование главного надвига происходило в течение очень длительного геологического времени—всего кайнозоя и мезозоя. В связи со всем этим ставится вопрос о времени внедрения упомянутых выше дацитовых интрузий. Ранее, исходя из того, что надвиг считали верхнетретичным, дацитовые интрузии Верхней Рачи и Верхней Сванетии относили к верхнему плиоцену. Также датировали и дациты ущелья реки Сакаура (Рачинско-Тианетская зона), залегающие в лейасе.

Если внедрение дацитовых интрузий рассмотреть в свете изложенных выше соображений о внедрении гранитоидов в связи с главной тектонической фазой, дислоцировавшей геосинклинальную свиту, то встанет вопрос о возрасте этой фазы. Очевидно, что она может быть как мезозойской (юрской), так и более молодой.

В вопросе определения возраста дацитовых интрузий решающее слово принадлежит радиоактивным методам.

Эволюция магмы в различных геотектонических областях

Состав излившихся магматических пород в различных геотектонических областях различен. Характерной особенностью геосинклинальных областей является основной состав магмы, причем в некоторых из них происходит сперва извержение ультраосновной магмы, а затем основной, образующей породы габброво-диабазово-порфиритового состава. Завершением магматического процесса служит образование соответствующих гранитоидов (батских, эоценовых и др.), связанных, как было отмечено выше, с дислокацией геосинклинальных осадков [10, 11]. Такая последовательность в пределах Грузии наблюдается во вмещающих магматические породы нижнепалеозойских метаморфических сланцах Дзирульского массива, где во многих местах серпентиниты секутся габбровыми породами; то же можно сказать и о породах верхнепалеозойской десской свиты. Количество примеров для всего Кавказа можно было бы увеличить во много раз.

В периферических частях геосинклинали — на границе с глыбой и на самой глыбе, т. е. в платформеноидных участках земной коры, — встречаются как основные, так и кислые и переходные между ними типы эффузивов. Совершенно определенно можно говорить о том, что для платформеноидных и континентальных областей характерной особенностью является наличие, наряду с основными, также и кислых излияний, что, естественно, объясняется процессами ассимиляции основной магмой пород кислого состава, при продолжительном их соприкосновении, а также чистым плавлением кислых пород в подкоревой области. Так, например, в вулканогенно-осадочной свите байоса в периферической

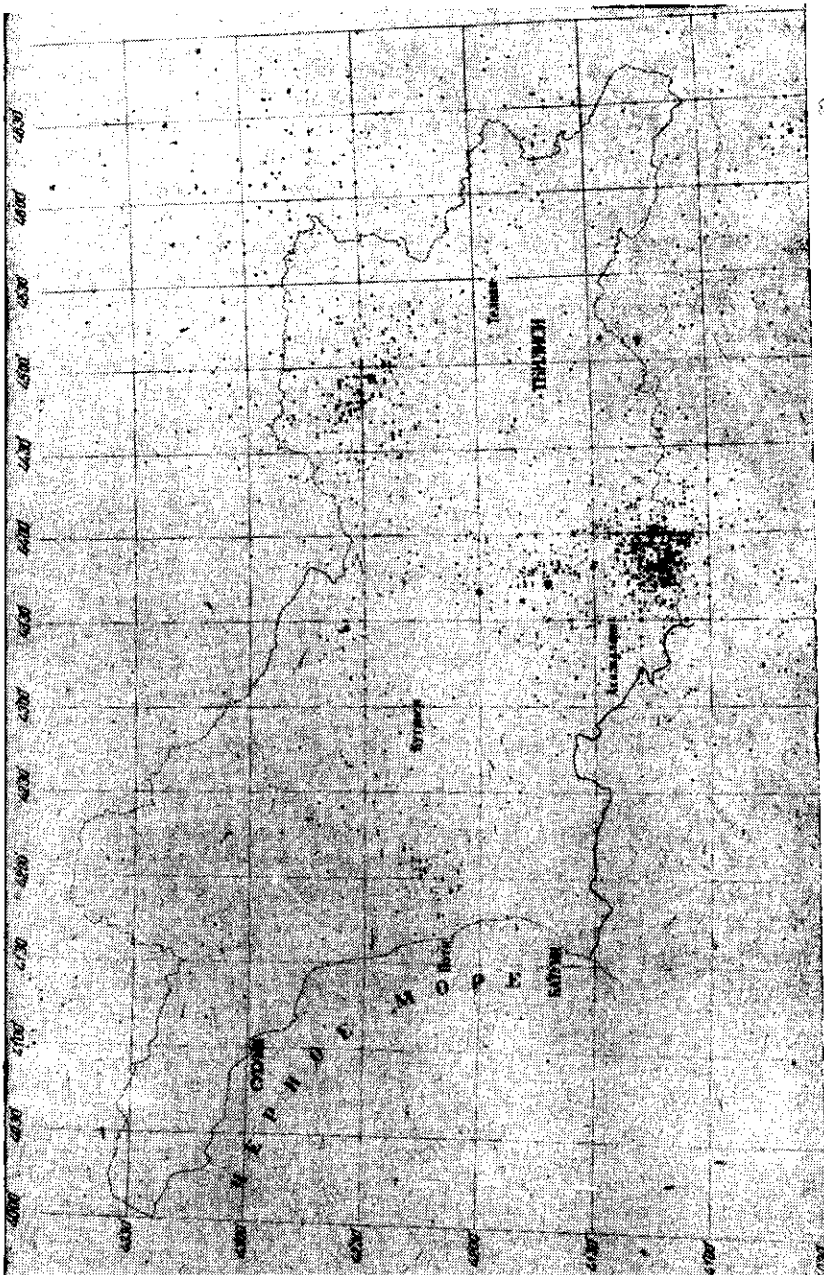
12. გეოლოგიური ინსტ. შპ., ტ. X (XV).

...кратко остановиться на тех теоретических предпосылках, которые лежат в основе проведенных исследований.

Первый этап сейсмогеологического изучения Кавказа был связан с появлением ряда работ, описывавших геологические условия отдельных землетрясений; сюда относятся такие известные работы, как исследование И. В. Мушкетова, посвященное Ахалкалакскому землетрясению

тава предполагаемой материнской интрузивной породы, путем исследования ее аксессуаров и установления в них элементов, соответствующих элементам рудных тел. Большую роль в этом деле может сыграть также определение абсолютного возраста руд и интрузивных пород. Если же

жаются под более молодые осадки; далее она проходит через кулисообразно замещающие друг друга брахиантиклинали покровного типа—Абедати, Накалакеви, Тамакони и Экис-мта — и, наконец, скрывается под покровом молодых четвертичных отложений Колхидской низменности.



Эти брахиантиклинали в различной степени опрокинуты на юг—северные крылья их пологие, а падения южных крыльев крутые (до обратного) и в ядерных частях нередко осложнены разрывами.

Естественно считать, что образование таких складок находится в причинной связи с существованием разломов или зон смятия в субстрате. В тех местах, где вертикальная амплитуда движений субстрата оказы-

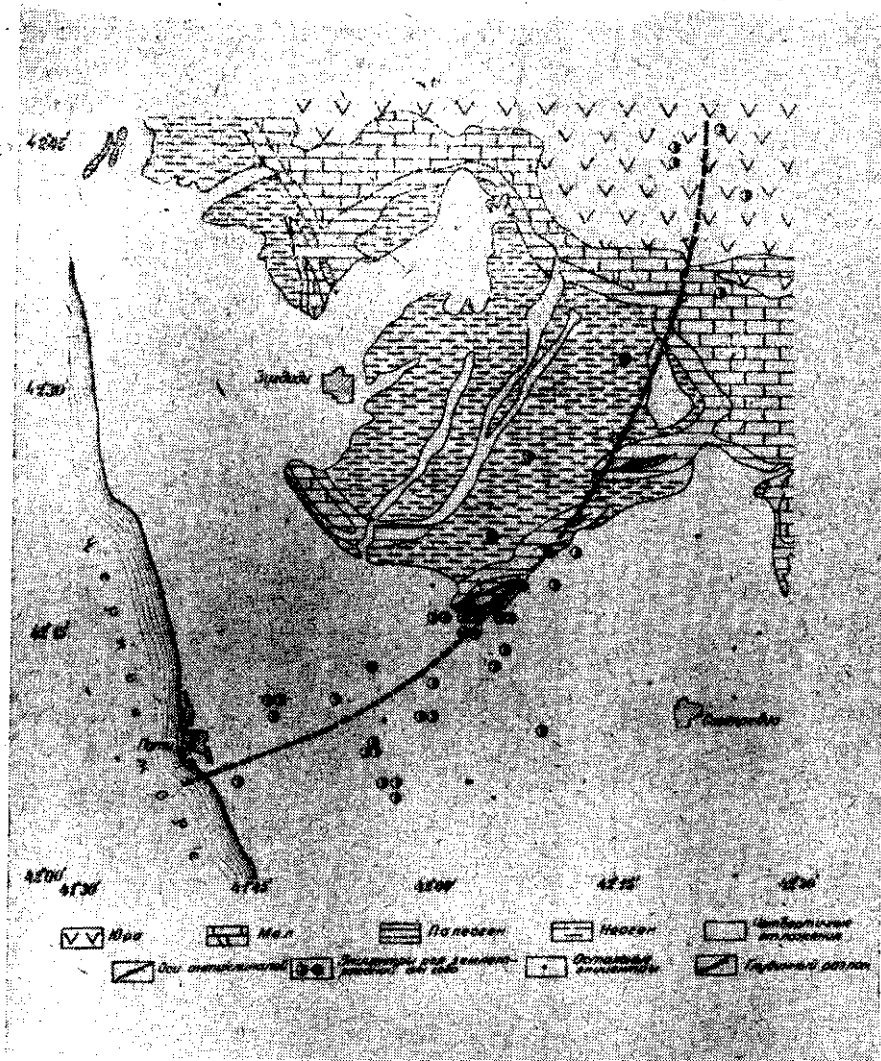


Рис. 2

вается более значительной, эти движения проявляются в поверхностных структурах отчетливее — уже не путем образования кулисообразно расположенных покровных складок, а в виде глыбовых поднятий типа комплекса г. Асхи.

Подтверждением наличия глубинного разрыва под дугой Абедати—Экис-мта являются результаты определения глубин залегания фокусов землетрясений июньского роя, располагающихся в среднем на глубине порядка 16 км. Об этом же свидетельствуют и термальные минеральные источники района.

Возраст этих складок, как показал А. И. Джанелидзе [9], весьма молодой—послекиммерийский. Следовательно, связь Мегрельского роя

1941 года с разломом в глубоких структурных этажах, проявляющимся в верхнем структурном этаже в образовании молодых, точнее омоложенных покровных структур, представляется в этом случае несомненной. Остальные эпицентры рассматриваемого участка Западной Грузии весь-

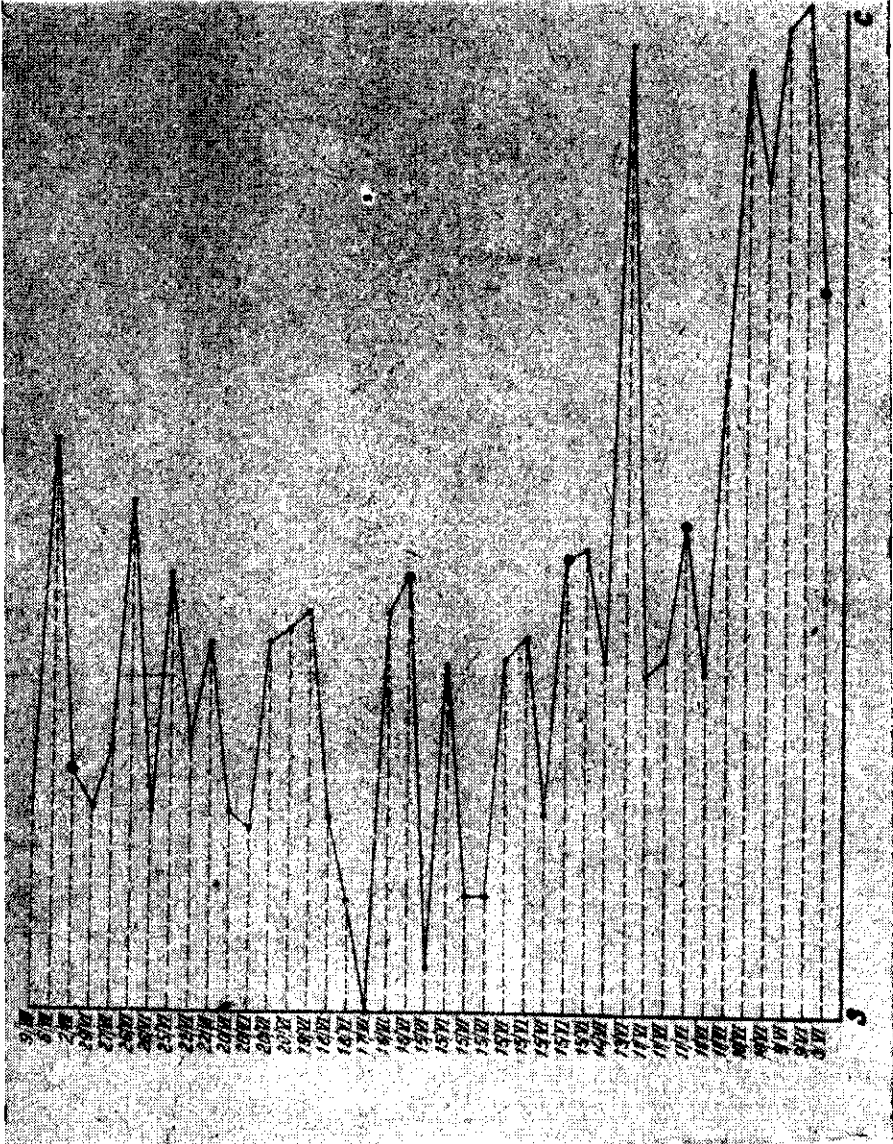


Рис. 3

ма немногочисленны; связь некоторых из них с упомянутым глубинным разрывом достаточно очевидна. С другой стороны, имеются известные основания предполагать, что брахискладки западной части Центральной Мегрельской синклинали депрессии (Сатанджио, Урта) опять-таки могут соответствовать другому глубинному разрыву, тем более, что и здесь известны выходы высокотемпературных подземных вод.

Обратимся теперь к ряду эпицентральных сгущений, протягивающихся цепочкой параллельно простиранию структур восточной части южного склона Главного Кавказского хребта (рис. 4).

В крайней северо-западной части этой полосы находится, так называемая, Приказбекская группа очагов, активизировавшихся с 1933, а особенно с 1946 года. Большинство имевших здесь место землетрясений порядка IV—V баллов и только два (14/I—1915 г. и 15/VIII—1947 г.) достигли силы в VII баллов.

Далее на юго-восток располагается Кахетинская группа очагов, приуроченных в основном к Алазанской депрессии, причем заслуживает особого внимания почти полное отсутствие эпицентров в пределах тектонически весьма сложно построенного Кахетинского хребта. Разрушительные землетрясения имели место в Алазанской депрессии в 1530, 1742, 1756 и 1811 гг. Из землетрясений силой в VI—VII баллов за последние полвека следует отметить землетрясения 3/X—1902 г. и 20/IV—1928 г. В целом же интенсивность землетрясений этой области за это время ослабла.

Весьма активна в сейсмическом отношении Закатальско-Лагодехская группа очагов, примыкающая к Кахетинской. Землетрясения достигали здесь VI баллов в 1890, 1907, 1924 и 1942 гг., а VII баллов—в 1936 году. Сюда же относится, по-видимому, и семибальное Дагестанское землетрясение 29/VI—1948 года.

Наконец, на крайнем юго-востоке располагается Шемахинская группа очагов, где имеются данные в отношении 13 землетрясений силой в VIII баллов и более — последнее из них имело место 13/II—1902 г.

За последние 50 лет здесь также наблюдается относительное ослабление сейсмической деятельности, как в смысле количества землетрясений, так и их силы, хотя 11/VII—1952 года имел место толчок, достигший VII баллов в эпицентральной области.

Накопившиеся до конца 1950 года сейсмические данные позволяли выделять названные 4 группы очагов, причем их пространственная увязка друг с другом, если не считать очевидной связи между Лагодехско-Закатальской и Кахетинской группами, не могла до сих пор считаться убедительной и оправданной. Однако последующие сейсмические события, имевшие место в течение 1951—1954 гг., дают основание для допущения наличия такой связи.

Действительно, так называемые Верхне-Алазанские землетрясения конца октября и начала ноября 1951 года (главный, VII бальный толчок—2/XI—1951 г.), для которых удалось определить около 40 эпицентров, связали Приказбекскую и Кахетинскую группу очагов. С другой стороны, эпицентры Куткашенского и Варташенского роев землетрясений августа-сентября 1953 года (VI—VII бальные толчки имели место 4 августа, 2,5 и 11 сентября 1953 года) значительно сократили просвет, имевшийся до этого между Шемахинской и Закатальско-Лагодехской группами очагов.

Таким образом, имеется достаточно оснований для допущения существования единой сейсмически активной зоны, протягивающейся в общекавказском направлении—от Казбека до Шемахи. О таком простирании глубинных структур, определяющих сейсмичность этой зоны, свидетельствуют и другие факты.

Так, В. Н. Вебер, исследовавший Шемахинское землетрясение 1902 года и использовавший также материалы предшествующих землетрясений этого района [7], показал, что Шемахинские землетрясения обусловлены тектоническими подвижками вдоль линии северо-западно—юго-

восточного простирания, со смещением эпицентров вдоль этой линии примерно от Шемахи до Исмаиллы, т. е. на расстоянии в 50—60 км.

Данные Варташенских землетрясений 2—5 сентября 1953 года, обработанные В. А. Растворовой и И. А. Нерсесовым [14], свидетельствуют также об аналогичном простирании этой линии, поскольку, как и в случае Шемахинских землетрясений, именно в этом направлении вытягиваются изосейсты. Наконец, эпицентры Верхне-Алазанских землетрясений 1951 года опять-таки образуют сгущение, вытянутое в том-же направлении.

Поскольку северо-западное простирание сейсмически активной зоны южного склона Главного Кавказского хребта можно считать установленным, встает вопрос о характере проявления сейсмической жизни этой полосы во времени, иными словами—не намечается-ли какая-либо закономерность в миграции эпицентров вдоль зоны?

Как мы видели на примере Мегрельского роя землетрясений (тоже самое имело место, по-видимому, и в случае Варташен-Куткашенского роев), у роев землетрясений, являющихся результатом постепенного разрешения тектонических напряжений вдоль единичного, достаточно четко выраженного разрыва, наблюдается постепенное смещение в определенном направлении. Когда-же мы рассматриваем ход сейсмической активности в течение длительного времени вдоль тектонически более сложной, я бы сказал полисинтетической, сейсмически активной зоны, т. е. единицы более высокого порядка, то и здесь мы вправе ожидать возможное проявление похожей закономерности, хотя и выявляющейся, по понятным причинам, значительно менее четко. Очевидно, что анализировать необходимо такие отрезки времени, для которых имеется достаточно большое количество эпицентров, определенных с удовлетворительной точностью. В интересующей нас Казбекско-Шемахинской зоне это будут интервалы времени с 1933 по 1939 гг. и с 1946 по 1954 гг., для которых определено более 300 эпицентров.

В случае Мегрельского роя мы проектировали эпицентры на линию предполагаемого разрыва и строили график смещения эпицентров во времени. Учитывая большое количество и сгущенность эпицентров в полосе Казбек-Шемаха, этот метод в данном случае представляет значительные технические неудобства, поэтому мы поступили здесь несколько иначе. Были составлены два графика—на одном из них осью абсцисс служила долгота, а на втором—широта; при этом эпицентры были сгруппированы по близким географическим координатам — в пределах каждых последующих 15'. На оси ординат обоих графиков опять-таки нанесены даты сейсмических событий и, таким образом, совместное рассмотрение обоих графиков дает возможность получить достаточно полное представление о характере перемещения эпицентров во времени¹.

Анализ этих графиков показывает, что хотя для периода с 1933 по 1939 гг. направленность в смещении эпицентров выражена не очень отчетливо, что отчасти может быть объясняется сравнительно небольшим количеством определенных для этого времени эпицентров, все-же можно заметить, что в течение 1933 г. имело место постепенное смещение эпицентров с юга-востока на северо-запад, продолжавшееся и в начале 1934 г. Затем активизируется юго-восточная часть Казбекско-Шемахинской зоны, после чего, с начала 1935 и по 1938 год включительно, эпицентры, в общем перемещались на северо-запад.

¹ По техническим причинам сами графики к статье не приложены.

Значительно более ясна картина для интервала времени с 1946 по 1954 гг. включительно, где мы можем установить неоднократное перемещение эпицентров с северо-запада на юго-восток и обратно.

Таким образом, в сейсмической жизни Казбекско-Шемахинской полосы намечается определенная закономерность, заключающаяся в возвратно-поступательном блуждании эпицентров вдоль всей этой полосы, в связи с чем активности ее северо-западной части сопутствует относительное затишье в юго-западной, и наоборот. Дальнейшие наблюдения должны проверить это заключение, которое, пока что, может быть высказано лишь в предварительном порядке.

Несколько слов о довольно значительном разбросе эпицентров. Этот факт не может, конечно, не привлечь к себе нашего внимания и обусловлен он, по-видимому, несколькими причинами.

В первую очередь должна сказаться неизбежная неточность в определении координат эпицентров; значительную роль играет также и то обстоятельство, что поверхность разрыва (или разрывов), вдоль которой происходят подвжки, обладает определенным падением, а сейсмические очаги могут располагаться на различных глубинах. При всей малой надежности определения глубин очагов по микросейсмическим данным, заслуживает внимания то обстоятельство, что средняя глубина залегания очагов Приказбекской группы порядка 25—30 км, очагов Варташен-Куткашенского роев—5—8 км, Дагестанского землетрясения 29/II—1948 года — 60 км, а Шемахинских землетрясений—15—25 км. Учитывая отклонение эпицентра Дагестанского землетрясения на север от линии Казбек-Шемаха, а эпицентров Варташен-Куткашенского роев—к югу, а также общеизвестный факт общего движения масс на юг вдоль южного склона Главного Кавказского хребта, можно с достаточной долей вероятности предположить, что разрыв (или разрывы), определяющий сейсмичность этой зоны, обладает северо-восточным падением.

Однако, все-же кажется слишком значительным смещение на юго-запад эпицентров Кахетинской группы очагов, обладающих в общем теми-же глубинами, что и Приказбекские очаги. К этому вопросу я еще вернусь ниже, а сейчас перейдем к рассмотрению вопроса о тектонической природе сейсмически активной зоны Казбек-Шемаха.

При нанесении эпицентров этой зоны на геологическую карту мы убеждаемся в приуроченности эпицентров восточной части зоны к границе Азербайджанской глыбы (Куринской депрессии) со складчатой системой южного склона Большого Кавказа. Эта граница разделяет области резко различных геотектонических режимов по крайней мере со средней юры и совершенно естественно рассматривать ее как некую пограничную поверхность, разделяющую дифференциально движущиеся смежные участки земной коры, т. е. как вид глубинной структуры геосинклинальных областей, описанный в свое время А. В. Пей в е под названием глубинных разломов [13]. Этот разлом продолжается дальше в сторону Казбека и реальность его существования находит прямое подтверждение в наличии здесь молодых вулканических аппаратов самого Казбека и расположенного юго-западнее его Кельского вулканического нагорья. В этой связи небезинтересно отметить, что по данным Н. И. С х и р т л а д з е вулканы Кельского нагорья связаны с трещинами юго-восточного простирания.

Этот глубинный разлом отнюдь не следует рассматривать как непрерывную плавную поверхность, тем более в верхних структурных этажах; он представляет собой сложное сочетание целого ряда разрывов; в частности, тот факт, что Кахетинская группа эпицентров целиком приуро-

чена к Алазанской депрессии, а в пределах самого Кахетинского хребта последние отсутствуют, возможно объясняется тем, что вдоль южной границы Алазанской депрессии проходит падающий на север разрыв, сопрягающийся с основным разломом в районе Кельского плато.

Глубинный разлом восточной части южного склона Большого Кавказа, по-видимому, увязывается к западу с той аналогичной ему глубинной структурой, которая известна под названием «Главного надвига» и вдоль которой древний кристаллический комплекс Большого Кавказа надвинут на флишевые осадки южного склона. Чем-же объяснить тогда почти полное отсутствие эпицентров в зоне «Главного надвига»? Причины здесь могут быть двоякого рода. Во-первых, контрастность движений в неогене и антропогене по обе стороны глубинного разлома восточной части южного склона выражена несравненно более интенсивно, нежели в зоне «Главного надвига»; тоже соотношение сохраняется, по-видимому, и сейчас. Во-вторых, не исключена и возможность того, что существует несравненно больший период блужданий эпицентров вдоль всей зоны глубинных разломов южного склона Главного Кавказского хребта, нежели тот, который устанавливается по имеющимся пока что данным для восточной части этой зоны, и в дальнейшем интенсивная сейсмическая активность проявится и северо-западнее Прикавказской группы очагов.

Перейдем теперь к вопросу о сейсмичности Южной Грузии. Эта, наиболее активная в сейсмическом отношении часть Грузии совпадает в основном с Ахалкалакским вулканическим нагорьем. Сведения о проявлении здесь разрушительных землетрясений восходят к XI веку, когда был разрушен г. Тмокви. Из более поздних землетрясений следует назвать Ахалкалакское землетрясение 31/XII—1899 г. и Табацкурское землетрясение 7—8/V—1940 г. В тоже время южная часть Ахалкалакского нагорья характеризуется очень частыми, хотя и слабыми сейсмическими толчками. Наибольшая часть эпицентров, показанных на схеме (рис. 5), сгруппирована в меридиональной полосе, располагающейся между $43^{\circ}30'$ и $44^{\circ}15'$ в. д., причем в южной половине этой полосы наблюдается более значительный разброс эпицентров.

Пытаясь выявить характер структур, обуславливающих сейсмичность этой области, мы должны взять какое либо значительное сейсмическое событие, сопровождающееся достаточным количеством последующих толчков. Таковым является Табацкурское землетрясение, имевшее место в ночь на 8 мая 1940 года, достигшее VIII баллов в эпицентральной области, за которым в течение более двух месяцев следовали афтершоки. Т. М. Лебедевой и Е. И. Бюсу удалось определить координаты эпицентров для 62 афтершоков, причем все они группируются вокруг линии, простирающей близко к меридиональному (рис. 6). Более того, эпицентры Ахурянского землетрясения 25 января 1935 года представляют собой прямое продолжение к югу эпицентров Табацкурского землетрясения.

Плейстосейстовые области как Табацкурского, так и Ахурянского землетрясений представляют собой вытянутые в меридиональном направлении эллипсы. Кстати сказать, по данным В. Н. Вебера [6] и И. В. Мушкетова [11] такова-же ориентация плейстосейстовой области Ахалкалакского землетрясения 1899 года. Глубина очагов всех этих землетрясений одного порядка — Табацкурского и Ахалкалакского 16—20 км, Ахурянского—25.

Таким образом, даже взятые сами по себе сейсмические данные однозначно свидетельствуют о меридиональном простираении сейсмически

активных структур Ахалкалакского нагорья. Но имеется и прямое геологическое доказательство реальности существования этой линии — это расположенные меридиональной грядой верхнетретичные и четвертичные вулканы Абул-Самсарского хребта, насаженные на миоплиоценовый пьедестал вулканогенных образований Ахалкалакского нагорья.

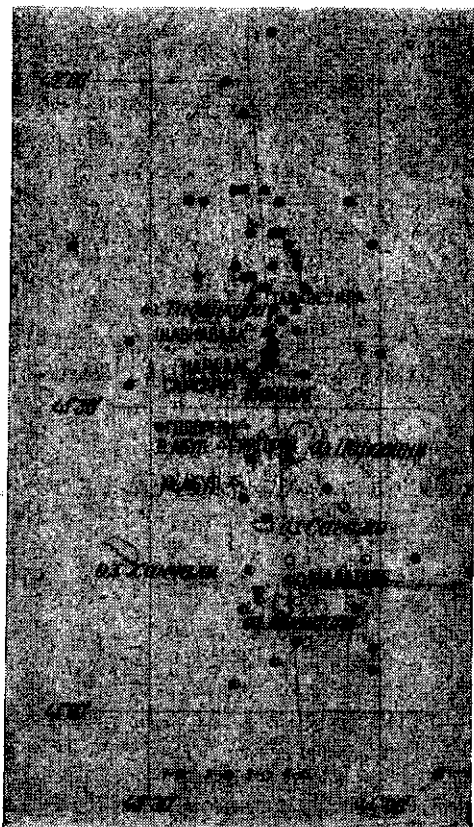


Рис. 6

1—эпицентры Табакурского землетрясения, 2—эпицентры Ахурянского землетрясения, 3—эпицентры землетрясений января 1938 г., 4—вулканы Абул-Самсарского хребта.

Таким образом, глубинный разлом, еще недавно служивший лавоподводящим каналом, напоминает и сейчас о своем существовании сейсмической деятельностью. Этот разлом продолжается на север, в Аджаро-Триалетскую складчатую систему, с ним связаны центры лавовых излияний истоков р. Гуджаретис-Цхали; активизацией сопряженной с ним структуры было вызвано, по-видимому, и Горийское землетрясение 20 февраля 1920 года.

Несмотря на недостаточное пока количество фактических данных представляется все-же достаточно вероятным, что эпицентры Ленинанканских землетрясений октября 1926 года связаны с южным продолжением этого разлома — плейстосейстовая область этих землетрясений вытянута в направлении близком к меридиональному и в этом-же направлении наблюдалась миграция эпицентров. Абул-Самсарский разлом обладает, по-видимому, восточным падением, но этот вывод нельзя еще счи-

тать достаточно строго обоснованным. Я уже отмечал, что в южной половине Ахалкалакского нагорья наблюдается значительный разброс эпицентров в широтном направлении, столь значительный, что становится очевидным, что здесь должна иметься еще какая-то другая сейсмически активная структура.

Вполне возможно, что это второй, примерно аналогично ориентированный разлом, который с востока кулисообразно примыкает к первому, частично совпадая с Кечутским хребтом. При таком допущении станет понятнее различие в общем характере сейсмичности северной и южной частей Ахалкалакского нагорья — слабые и частые толчки южной половины Ахалкалакского нагорья проявляются на участке примыкания друг к другу обоих разломов. Этим, по-видимому, объясняется и то, что на графике, составленном для всего Ахалкалакского нагорья, мы не видим столь отчетливо выраженной картины смещения эпицентров, которая устанавливается в восточной части южного склона Главного Кавказского хребта.

Известным подтверждением такого допущения могут служить и результаты анализа данных о глубинах очагов Ахалкалакского нагорья, полученных А. Д. Ц х а к а я. Выясняется, что в значениях глубин очагов для северной и южной частей Ахалкалакского нагорья наблюдается существенная разница. Всего для Ахалкалакского нагорья определены глубины 143 гипоцентров, отсюда на долю его северной половины приходится 43 очага, а на долю южной (южнее широты $41^{\circ}30'$) — 100. Распределяя глубины по четырем группам от 0—10 км, 11—20 км, 21—30 км и 31—50 км получаем для северной части нагорья такие соотношения: 0—10 км — 0%, 11—20 км — 67%, 21—30 км — 28%, 31—50 км — 5%; для южной же части нагорья соотношения совершенно иные: 0—10 км — 25%; 11—20 км — 3%; 21—30 км — 63%; 31—50 км — 9%.

Остановлюсь еще на одном небольшом сгущении эпицентров, приуроченном к Рачинско-Лечхумской синклинали. Уже давно имелись сведения о довольно частом проявлении здесь землетрясений, вызывавших панику в отдельных селах, но ощущавшихся лишь на чрезвычайно небольшом расстоянии. Ряд таких землетрясений имел место, например, в 1902 году. Это обстоятельство естественно привело к выводу о небольшой глубине залегания очагов.

26/IX—1940 года здесь произошло сравнительно сильное Амбролаурское землетрясение, исследованное Т. М. Лебедевой [10], достигшее в плейстосейстовой области VII баллов, но ощущавшееся лишь в пределах Рачинско-Лечхумской синклинали. По данным Т. М. Лебедевой мною построена карта изосейст этого землетрясения, из которой явствует, что плейстосейстовая область и изосейсты высоких баллов вытянуты в меридиональном направлении (рис. 7).

Учитывая чрезвычайно незначительную глубину очага этого землетрясения — около 2 км — становится очевидным, что оно связано с тем комплексом молодых дислокаций покровного характера который установлен А. И. Д ж а н е л и д з е в пределах Рачинско-Лечхумской синклинали [8]. Меридиональное направление разрыва, обусловившего само землетрясение, не является неожиданным, принимая во внимание наличие вдоль северного крыла Рачинско-Лечхумской синклинали целого ряда ориентированных в этом направлении сдвигов.

Непонятной кажется лишь, с первого взгляда, причина появления островков более высоких бальностей неподалеку от периферии области, где ощущалось землетрясение. Однако в обоих местах — Чребало и Корта — мы имеем дело с участками развития больших оползней и, таким

образом, совершенно очевидно, что здесь произошло оживление последних под влиянием сейсмических колебаний. Это обстоятельство заставило меня пересмотреть все материалы о сейсмической активности в пределах Рачинско-Лечхумской синклинали и придти к выводу, что и в ряде дру-

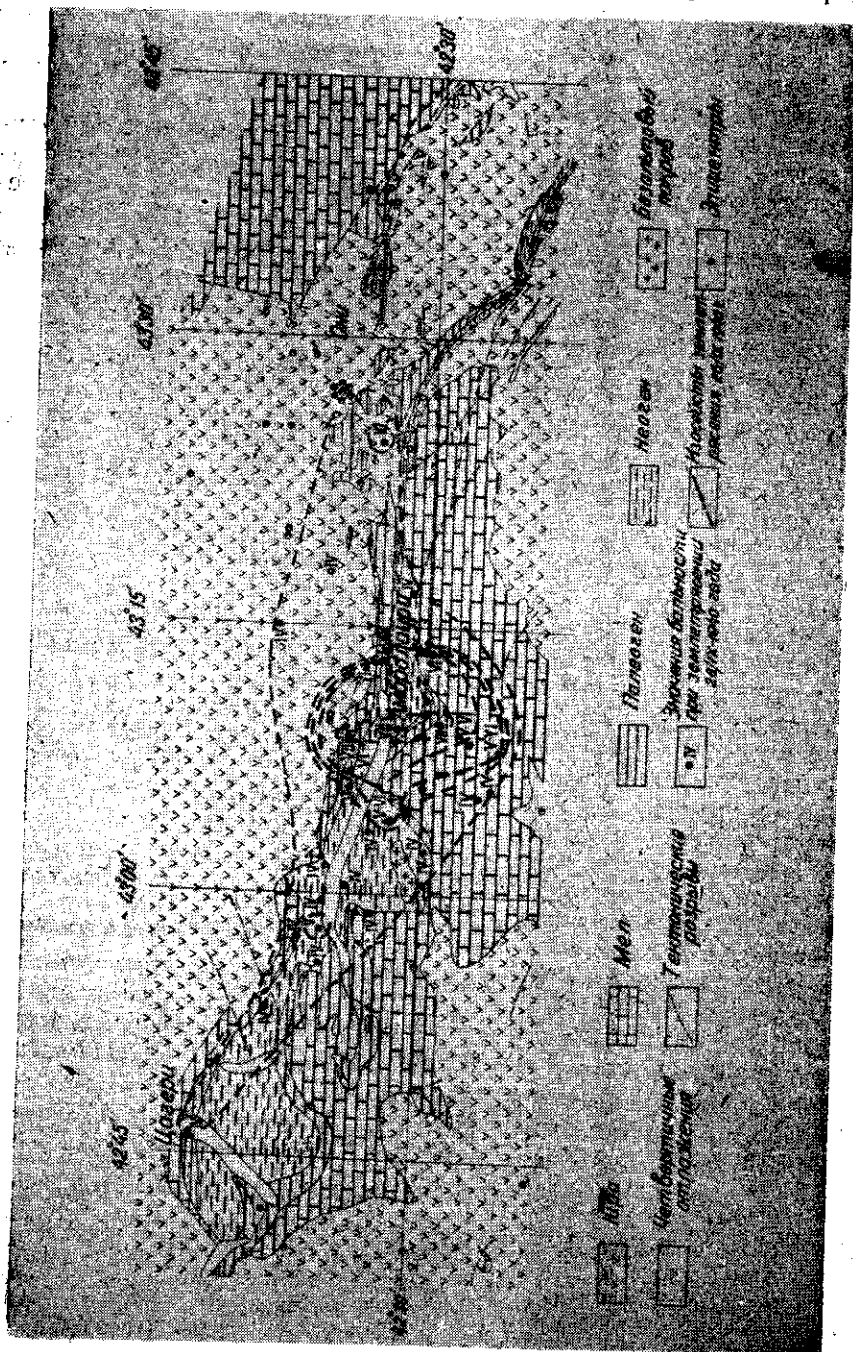


Рис. 7

гих случаев сведения о узко локальных землетрясениях связаны с движениями оползневых масс, таковы, в частности, и землетрясения 1902 года, проявившиеся с большой силой и в течение длительного времени в с. Сомице и почти совершенно не ощущавшиеся на расстоянии 3 км в гор. Они.

Кстати сказать, в настоящее время это селение располагается в другом месте, а место прежнего поселения уничтожено оползнем.

На этом можно закончить рассмотрение фактических данных. Я сознательно не останавливался на ряде вопросов, представляющихся пока что неясными. В частности, не может быть случайным то обстоятельство, что на всех выходах древнего кристаллического субстрата, и в частности Дзирульского кристаллического массива, почти полностью отсутствуют эпицентры и объяснить это, возможно, не столь уж сложно.

Но основным вопросом, стоявшим передо мной, был вопрос о характере связи глубинных структур с поверхностными и о способах выявления первых путем использования сейсмических данных. И если на примере южной известняковой полосы Мегрелии сейсмически активный глубинный разлом соответствовал зоне кулисообразно расположенных складок, если вдоль южного склона Большого Кавказа его связь с поверхностными структурами была опосредствована еще более сложными зависимостями, то в пределах Ахалкалакского нагорья этот разлом ориентирован поперечно к складчатым и разрывным нарушениям верхних структурных этажей, как это видно на приведенной выше схеме (рис. 5), сопоставленной по данным П. Д. Гамкрелидзе и К. Н. Паффенгольца.

С другой стороны, в случае поверхностного расположения сейсмических очагов прямая связь их с молодыми тектоническими структурами верхних структурных этажей устанавливается достаточно отчетливо.

Из всего этого следует, что расшифровка глубинной тектоники, основанная исключительно на использовании сведений о геологическом строении доступных непосредственному наблюдению структурных этажей, без широкого привлечения сейсмических данных не может претендовать на достаточную полноту. В тоже время использование сейсмических данных требует проведения тщательного, кропотливого и критического анализа.

Мне кажется, что изложенный фактический материал свидетельствует в пользу перспективности такого подхода. В тоже время я, конечно, далек от мысли считать полученные выводы бесспорными и окончательными и не сомневаюсь, что в дальнейшем в них возможно придется внести существенные коррективы. Тем не менее основные сейсмически активные линии, как мне кажется, намечены правильно.

В этой связи я позволю себе напомнить выступление Г. П. Горшкова на состоявшейся у нас здесь в Тбилиси несколько лет тому назад Сессии Всесоюзного Сейсмологического Совета. Тогда Георгий Петрович говорил, что карта эпицентров напоминает ему звездное небо, где телескоп времени открывает все новые созвездия, которые постепенно покрывают ее целиком. Из этого сравнения естественно следует вывод о том, что мы вряд ли окажемся в состоянии достаточно успешно намечать возможные места появления новых созвездий, зная местоположение уже открытых.

Мне думается, что на этот вопрос следует смотреть значительно более оптимистично — и карту эпицентров было бы правильнее сравнить с чрезвычайно медленно проявляющейся фотопластинкой, в уже намечившихся линиях которой угадываются в общих чертах истинные контуры запечатленного ею изображения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бюс Е. И., Сейсмические условия Закавказья, ч. I, Хронология землетрясений Закавказья, Тбилиси, 1948.
2. Бюс Е. И., Сейсмические условия Закавказья, ч. II, Сейсмические условия сейсмогеографии Закавказья, Тбилиси, 1952.

3. Бюс Е. И. и Рубинштейн М. М., Новые данные о июньском рою землетрясений 1941 г. в Западной Грузии, Сообщ. АН ГССР, XIII, № 9, 1952.
4. Бюс Е. И. и Рубинштейн М. М., Новые данные о Табацурском землетрясении 7—8 мая 1940 г. Сообщ. АН ГССР, XIV, № 2, 1953.
5. Варданянц Л. А., Сейсмотектоника Кавказа, Труды Сейсмол. Ин-та АН СССР, № 64, 1935.
6. Вебер, В. Н., О землетрясении в Ахалкалакском уезде. 19. XII 1899. г. Изв. Кавк. Отд. Росс. геогр. об-ва, XIII, № 5, 1900.
7. Вебер В. П., Шемахинское землетрясение 31 января 1902 г. Тр. Геол. Ком., нов. серия, 9, 1903.
8. Джанелидзе А. И., Геологические наблюдения в Окриба, Тбилиси, 1940.
9. Джанелидзе А. И., К вопросу о геол. строении центр. части Мегрелии, Сообщ. АН ГССР, II, 3, 1941.
10. Лебедева Т. М., Амбролаурское землетрясение 26.IX.1940 г., Кварт. сейсм. бюлл. Тбил. сейсм. станции, XI, № 3, 1941.
11. Мушкетов И. В., Материалы по Ахалкалакскому землетрясению 19/XII 1899 г., Труды Геол. Ком., Нов. серия, 1, 1903.
12. Паффенгольд К. Н., Сейсмотектоника Армении и прилегающих частей Мало-го Кавказа, Ереван, 1946.
13. Пейве А. В., Глубинные разломы в геосинклинальных областях, Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1945.
14. Растворова В. А. и Нерсесов И. Л., Варташенское землетрясение 1953 г., Изв. АН СССР, сер. геог., № 1, 1955.
15. Рубинштейн М. М., Некоторые вопросы сейсмотектоники Грузии, Труды Совещания по тектонике альпийской геосинклинальной области Юга СССР, Баку, 1956.

И. Р. КАХАДЗЕ, А. Л. ЦАГАРЕЛИ, К. Ш. НУЦУБИДZE И В. И. ЗЕСАШВИЛИ

НИЖНЕ- И СРЕДНЕЮРСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА И ИХ СОПОСТАВЛЕНИЕ С АНАЛОГИЧ- НЫМИ ОТЛОЖЕНИЯМИ ГРУЗИИ

В течение трех летних сезонов 1952—54 гг. Клухорская экспедиция Института геологии и минералогии АН ГССР в составе чл.-корр. АН ГССР проф. И. Р. Кахадзе, докт. н. проф. А. Л. Цагарели, канд. н. К. Ш. Нуцубидзе и канд. н. В. И. Зесашвили производила работы по изучению ниже- и среднеюрских отложений западной части Северного Кавказа. Исследованиями экспедиции была охвачена площадь свыше 5000 км² между бассейнами рек Малки и Большого Зеленчука. Основной задачей наших исследований являлось изучение геологического строения полосы юрских угленосных отложений.

Исследованная площадь, несмотря на практический интерес, обусловленный ее угленосностью, до сих пор такому детальному и планомерному изучению не подвергалась. Отдельные участки были исследованы в разное время А. П. Герасимовым (долина Малки), Н. И. Цибовским (бассейн Малки и части бассейнов Кубани и Баксана), М. В. Муратовым (долины Эпшакона, Хасаута и Малки), Г. Е. Пилюченко (долины Урупа, Зеленчуков, Теберды и Кубани), Г. Е. Пилюченко и Н. И. Погребновым (бассейны Теберды, Кубани и Малки), Г. А. Герсамия, В. А. Мельниковым и А. Л. Цагарели (бассейн Урупа, обоих Зеленчуков, Теберды и Кубани), а также и другими. Хотя названными исследователями в целом была охвачена вся площадь наших работ, в их взглядах имеются большие расхождения по вопросам стратиграфии нижеюрских отложений. В частности, это касается главным образом вопроса о возрасте угленосной свиты, относимой одними авторами к тоару, а другими к плинсбаху. Так, например, А. П. Герасимов в бассейне Малки на основании определений ископаемой флоры относил данную свиту, правда условно, к тоару. Такого же мнения придерживались М. В. Муратов, а также и В. В. Мокринский, который опирался в основном на параллелизацию с угленосными отложениями Баксана, в которых отмечается тоарская фауна. С другой стороны, Г. Е. Пилюченко с самого начала на основании фауны и стратиграфического положения определял возраст угленосной свиты как плинсбах в бассейнах Урупа, Зеленчуков и Кубани. Чтобы примирить эти противоречия, некоторые исследователи на конкретных участках района приходили к компромиссному решению. Так, в области Кубано-Малкинского водораздела Н. И. Цибовский, а также Г. Е. Пилюченко и Н. И. Погребнов нижнюю часть угленосной свиты, занимающую глубокие части ущелий, относили к плинсбаху, а верхнюю часть, слагающую гребни хребтов, без всякого основания датировали тоаром. Другой пример такого же необоснованного компромиссного решения дают В. Д. Голубятников

и Г. Я. Крымгольц, которые еще более искусственно делили угленосную свиту долин Теберды и Кубани на две части: в районе Хумаринского месторождения относили ее к тоару, а южнее — к плинсбаху.

Наряду с этим слишком упрощенно изображалась и тектоника большей части района. За пределами Хумаринского месторождения, с особенной детальностью исследованного Г. Е. Пилюченко и другими, многочисленными и в ряде случаев крупные разрывы, характеризующие тектоническое строение исследованного района, за некоторыми исключениями остались незамеченными прежними исследователями.

Прежние исследователи, кроме Г. А. Герсамия, В. А. Мельникова и А. Л. Цагарели, не затрагивали также и вопросы о фациальном характере угленосной свиты.

Все перечисленные вопросы нами изучались специально.

Кроме этого, на основании богатых литологических и палеонтологических материалов, нами уточнен также ряд других вопросов стратиграфии нижне- и среднеюрских отложений, которых мы здесь не будем касаться, поскольку нам придется подробнее задержаться на них ниже.

Наиболее правильная стратиграфическая схема нижне- и среднеюрских отложений исследованного района, проверенная и принятая нами за основу, была предложена Г. Е. Пилюченко. Им выделяются следующие стратиграфические единицы: а) свита нижних песчаников (угленосная) — плинсбах, б) сланцевая свита—домер, в) вулканогенная свита—домер-тоар, г) свита верхних песчаников—нижний тоар, д) песчано-сланцевая свита—верхний тоар, е) свита железистых песчаников—аален, ж) глинистая свита—доггер.

Но следует отметить, что Г. Е. Пилюченко не сумел надлежащим образом использовать свою схему и не всегда правильно прослеживает выделенные им свиты. В тектоническом отношении Г. Е. Пилюченко установил наличие пред- и послеааленских разрывов, выделив их в районе Хумаринского каменноугольного месторождения. К сожалению, он не сумел проследить их в других районах и, следовательно, не выяснил их относительное значение для всей области.

Богатые сборы нашей экспедиции позволили нам внести существенные уточнения в стратиграфию изученных образований. Нам удалось показать, что т. н. свита верхних песчаников, выделенная Г. Е. Пилюченко только в верховьях р. Мары (правого притока Кубани) и отнесенная к нижнему тоару на основании параллелизации с т. н. песчаниками хр. Ахызырта бассейнов Б. и М. Лаб, в действительности бесспорно относится к угленосной свите плинсбаха и самостоятельного стратиграфического горизонта не представляет. Основанием для такого вывода послужило наличие в них пластовых интрузий андезитов нижнетоарского возраста, которые характеризуют только плинсбах. Т. о. во всем исследованном районе свита верхних песчаников отсутствует. По нашим представлениям она замещается вулканогенной свитой.

Таким образом, нам удалось установить, что своеобразные глинистые отложения верховьев р. Мары, подстилающие вышеупомянутые песчаники, и отнесенные Г. Е. Пилюченко к домеру, относятся опять-таки к плинсбаху. Главным доводом в пользу этого мнения является анализ материалов бурения, показывающих, что эти глинистые сланцы залегают среди плинсбахских песчаников в виде мощной неправильной линзы, занимающей часть нормальной мощности плинсбаха.

Нами среди нижне- и среднеюрских отложений выделяются следующие стратиграфические единицы:

а) Углиносная свита. Она налегает с резким угловым несогласием на дислоцированный палеозой и часто начинается конгломератом, заполняющим неровности субстрата, отчетливо наблюдающиеся в некоторых местах. Углиносная свита в ряде прекрасных, почти сплошных обнажений хорошо прослеживается по всем долинам главных рек и их притоков от бассейна Урупа до бассейна Малки, и представлена в основном кварцевыми песчаниками и сланцами. Песчаники в большинстве случаев образуют мощные (до 10 и более м) пласты, в которых часто наблюдается косяя слоистость. Последняя в восточной части района, а именно восточнее р. Аксаута, характеризуется односторонним падением в западные румбы, что указывает на речной тип косой слоистости. Западнее р. Аксаута наблюдается, наряду с вышеотмеченным типом, также косяя слоистость с разносторонними падениями, что указывает на морской тип, а западнее Б. Зеленчука косяя слоистость вообще уже неизвестна.

Часто наблюдаются асимметричные следы ряби. Эти песчаники местами переходят в конгломераты с гальками жильного кварца и разнообразных палеозойских пород. Такие переходы хорошо наблюдаются всюду, но особенно часты они в восточной (Малка), северной (Подкумок) и южной (предгорья Передового хребта) частях исследованной полосы.

Сланцы образуют или прослои между пластами песчаников, или же слагают отдельные пачки (до 20 м) в чередовании с тонкослоистыми кварцевыми песчаниками и алевролитами. Сланцы часто содержат углестое вещество и переходят в углистые сланцы и уголь.

Восточнее Б. Зеленчука углиносная свита отчетливо подразделяется на три части, названные нами подпродуктивной, продуктивной и надпродуктивной. Подпродуктивная часть слагается массивными и толстослоистыми песчаниками, с которыми чередуются пачки сланцев, алевролитов и тонкослоистых песчаников. Местами (Культюбе, Джаланкол) в ней наблюдаются 1—2 пласта угля.

Продуктивная часть представлена главным образом тонкослоистыми сланцами, алевролитами и песчаниками. Сравнительно редко наблюдаются отдельные прослои мощных песчаников (3—5 м). К этой части приурочены все главные каменноугольные месторождения района (Хумара, Мзыса, Буруш-сырт, Индыш, Подкумок, Эшкакон и др.). Пластов угля много, но большинство из них не превышает мощности 10—20 см. Однако, интересно, что даже самые тонкие из них выдерживаются на значительных расстояниях. Это обстоятельство, наряду с тем, что подошвой для них всегда являются сланцы, говорит об их аутохтонном происхождении.

Надпродуктивная часть представлена в основном массивными песчаниками с тонкими прослоями и редкими маломощными пачками сланцев. Уголь в этой части не отмечается.

Западнее Б. Зеленчука углиносная свита делается более однообразной и представлена равномерным чередованием толстослоистых песчаников и тонкослоистых пачек.

Общая мощность углиносной свиты достигает 700 м.

В ряде мест (Индыш, Мара, Худес, Бечасынское плато) в верхней части углиносной свиты выделяется горизонт вулканогенных пород кислого состава, сложенный кварцпорфировыми и альбитофировыми покровами, туфоконгломератами и туфобрекчиями. Мощность его достигает нескольких десятков метров.

Возрастом углиносной свиты интересовались многие исследователи, начиная с Г. Абиха. Последний относил ее к рэтскому ярусу. Позже А. Н. Криштофович на основании изучения флоры пришел к выводу о среднеюрском возрасте углиносной свиты.

В дальнейшем, когда Г. П. Агалиным был установлен ааленский возраст свиты железистых песчаников, трансгрессивно налегающих на угленосную свиту, стало ясно, что последняя должна быть древнее аалена. После этого ее стали относить то к тоару, то к плинсбаху, о чем уже было сказано выше. Правильное определение возраста дал Г. Е. Пилюченко, который в бассейнах Кяфара и Урупа обнаружил в ней морскую фауну: *Rhynchonella persinuata* Rau, *Spiriferina haueri* Suess, *Beaniceras* cf. *costatum* Buckm. (Уруп, низы свиты), *Pinna sepioformis* Dum., *Zeilleria mutabilis* Geyer, *Spiriferina* ex gr. *alpina* Opp. (Бежгон, левый приток Кяфара, верхи свиты) и др. Эта фауна в общем относится к среднему лейасу, а аммонит *B.* cf. *costatum* Buckm. указывает на плинсбах.

Восточнее, по Кубани на Хумаринском месторождении в угленосной свите отмечались брахиоподы с одной стороны, и пресноводные пеллециподы с другой, но без каких-либо определений.

Фауна в данной свите была найдена и нами: по Бежгону мы имеем *Pentacrinus* cf. *goniogenos* Romp., *Spiriferina* ex gr. *alpina* Opp. и др., в районе с. Верхняя Ермоловка (Зеленчук-Кяфарский водораздел) *Leda* (*Dacryomya*) *graphica* Tate, *Pentacrinus* cf. *laevisutus* Romp., а на Хумаринском месторождении *Terebratula punctata* Sow. и пеллециподы пресноводного типа, к сожалению, оставшиеся неопределенными. Наши сборы тоже указывают в общем на средний лейас. Однако, исходя из возраста выше лежащей свиты мы имеем возможность относить угленосную свиту именно к плинсбаху.

Таким образом наши выводы совпадают с выводами Г. Е. Пилюченко.

Наши материалы позволяют нам сделать интересные выводы о фациальном характере угленосной свиты. К востоку от Кубани и Теберды названная свита представляет собой несомненную континентальную фацию, на что указывают угленакопления, остатки флоры, косая слоистость речного типа и отсутствие морских ископаемых. Западнее Б. Зеленчука свита уже несомненно морского происхождения, т. к. в ней имеется морская фауна, отсутствует уголь и она характеризуется равномерной слоистостью. В интервале между Кубанью и Б. Зеленчуком по нашему представлению свита имеет смешанный характер с уменьшением роли морских прослоев к востоку, а континентальных прослоев — к западу. В этой зоне наблюдается косая слоистость как речного, так и морского типа.

Восстанавливая палеогеографию плинсбахского века мы полагаем, что между Малкой и Кубанью простиралась аккумулятивная болотистая речная равнина. Преобладание западных падений косой слоистости указывает на течение рек (т. е. наклон равнины) на запад. С севера равнина была ограничена Ставропольской возвышенностью, по направлению к которой угленосная свита выклинивается (Эшкакон, Аликоновка). С юга эта же равнина ограничена киммерийским сооружением, возникшим в области Большого Кавказа. В связи с этим интересно отметить, что область Передового хребта, по-видимому, перекрывалась этими отложениями (судя по останкам плинсбаха на палеозойских породах Передового хребта), чем, по-видимому, объясняется незначительная роль продуктов размыва палеозойских пород в угленосной свите. Материал этой последней в основном гранитный, и области сноса должны были располагаться на границах Ставрополья и Большого Кавказа.

К западу эта межгорная равнина погружалась понемногу под уровень моря. Все позднейшие юрские трансгрессии развивались по этой равнине в продольном направлении.

б) На угленосной свите в западной части исследованного района (западнее Кяфара) согласно залегает т. н. сибельдинская или сланцевая свита, мощность которой не превышает 200 м (предыдущие исследователи давали слишком преувеличенную цифру — 800 м). Это довольно однообразная свита сланцев с тонкими прослоями песчаников, и с сидеритовыми стяжениями. В самых низах данной свиты нами найдены аммониты *Androgynoceras Oblongum* Quenst., характеризующие самые верхи плинсбах, а чуть выше—домерский белемнит *Mesoteuthis paxillosus* Schloth. Значительно западнее, в бассейне М. Лабы, еще в 1955 г. в этой свите нами найдена руководящая для домера форма *Paltopleuroceras spinatus* Bruguière.

в) В бассейнах Кубани, Подкумка, Эшкакона и на Кубано-Малкинском водоразделе на угленосной свите трансгрессивно, с явными признаками размыва залегает вулканогенная свита, сложенная андезитовыми и базальтовыми, реже дацитовыми покровами, туфобрекчиями, туфоконгломератами и туфопесчаниками. Максимальная мощность достигает 300 м. Породы большей частью массивные, но часто наблюдается четко выраженная слоистость, указывающая на морское происхождение свиты. Вулканогенная свита нигде не соприкасается со сланцевой свитой домера и их взаимоотношения непосредственными наблюдениями не выясняются. Но учитывая трансгрессивность первой, естественнее будет считать ее моложе сланцевой свиты. К сожалению, отсутствие фауны не позволяет определять возраст вулканогенной свиты, для чего приходится прибегать к сопоставлениям. Г. Е. Пилюченко относил вулканогенную свиту к домеру-тоару, причем ее положение в схеме этого автора осложнялось тем, что в ней, как мы уже видели, независимо от вулканогенной свиты фигурируют домер, н. тоар и в. тоар. По нашим данным песчаники, относимые Г. Е. Пилюченко к н. тоару, на самом деле являются плинсбахскими, о чем мы уже говорили выше. Т. о. положение вулканогенной свиты в нашей схеме более определенное—она займет место между домером и верхним тоаром. Кроме того, сопоставляя наш разрез с разрезом нижнеюрских отложений Северной Осетии, мы увидим, что и там развита вулканогенная фация, известная под названием кератофирового горизонта; положение этого горизонта в разрезе соответствует положению вулканогенной свиты Кубани, а возраст ее определяется на основании находки аммонитов (В. Пермяков) как н. тоарский. Все говорит за н. тоарский возраст и нашей вулканогенной свиты.

г) На все предыдущие свиты трансгрессивно налегает песчано-сланцевая свита, содержащая несомненную в. тоарскую фауну аммонитов и белемнитов. В западной части района в этой свите преобладают сланцы и ее трудно отличить от сланцевой свиты домера, на которую она налегает непосредственно. Западнее нашего района (Уруп, Б. и М. Лаба) эти две сходные свиты разделены свитой массивных кварцевых песчаников, относящихся к н.тоару. Кварцевые песчаники здесь являются, по-видимому, отзвуком перерыва между в. тоаром и домером нашего района.

Восточнее Кяфара песчано-сланцевая свита, вплоть до Кубано-Малкинского водораздела, налегает большей частью непосредственно на плинсбах, но следует отметить, что в бассейне Кубани сама интенсивно размывается трансгрессией аалена. Фация в. тоара в восточном направле-

нии делается более песчанистой. Он обогащается мелкозернистыми тонко-слоистыми кварцево-слюдястыми песчаниками, а с другой стороны цемент песчаников становится железистым.

В среднем мощность в. тоара около 100 м.

д) За песчано-сланцевой свитой следуют богатые фауной ааленские железистые песчаники, местами обогащенные оолитовыми железняками, а местами сланцами. Обычно эту свиту описывали как трансгрессивную во всем районе. Нашими наблюдениями установлено, что трансгрессия свиты железистых песчаников существует только между Тебердой и Кубанью на западе и Кубано-Малкинским водоразделом на востоке. Вне этой области всюду аален следует согласно за в. тоаром. Это доказывается постепенными переходами между ними, а также и палеонтологическими данными. В ааленских отложениях богатая фауна позволила нам выделить все четыре классические зоны аалена: 1) *Dumortieria pseudoradiosa*, 2) *Leioceras opalinum*, 3) *Ludwigia murchisonae* и 4) *Ludwigia concava*, и всюду, где аален налегает согласно на в. тоар, в хороших разрезах аален начинается нижней зоной, а тоар кончается верхней зоной.

До наших исследований фауна и стратиграфия аалена между Кубанью и Урупом была подробно изучена Е. Е. Мигачевой. Она тоже выделила четыре классические зоны, но пришла к ошибочному выводу, что нижний аален отсутствует на Кубани и по Кардоннику (правый приток Аксаута). Нами же присутствие н. аалена фаунистически установлено на всем исследованном пространстве.

Максимальная мощность аалена 90—100 м.

е) Выше, за ааленом следует свита глин и аргиллитов мощностью до 800 м, которая еще Затворницким была отнесена к средней юре на основании байосской и батской фаун, найденных им у сс. Красногорская (байос) и Кардоникская (бат). Граница между средней юрой и ааленом в полевых условиях хорошо отбивается благодаря наличию своеобразного «пограничного» слоя, а местами и пачки известкового песчаника, часто переполненного брахиоподами, члениками лилий, а также и головоногими. Этот слой решительно всеми прежними исследователями относился к аалену.

Богатая фауна, собранная нами в этом «пограничном» слое и в самой глинистой свите дала нам возможность выяснить, что взаимоотношения аалена и средней юры на С.-З. Кавказе неправильно понимались прежними авторами. Начнем прежде всего с «пограничного» слоя. Фауна этого слоя не относится к какому либо определенному горизонту, а смешанная. В них встречаются головоногие разных зон аалена, часто даже нижних. Поэтому часто получается ложное впечатление повторения зоны в вертикальном разрезе (напр. зона *opalinum* над зоной *concava*). Брахиоподы этого слоя ничего общего не имеют с лейасскими брахиоподами.

Далее, весьма интересно, что «пограничный» слой не занимает одного определенного положения в разрезах. Нами совершенно бесспорно установлено, что он налегает на разные зоны аалена от первой до четвертой.

Наконец, фауна, собранная нами в свите глин и аргиллитов, в первых же слоях над «пограничным» слоем, относится к верхнему байосу (что отмечалось еще Затворницким), а нижний байос определенно отсутствует. Все приведенные факты говорят в пользу перерыва между ааленом и байосом, в свете чего «пограничный» слой следует рассматривать как

базальное образование байоса со смешанной, частично переотложенной фауной.

Затворницкий за неимением данных о «пограничном» слое и об аалене не смог прийти к такому же выводу, хотя он ближе подошел к нему, чем современные исследования.

Батская фауна в среднеюрских отложениях нами не была обнаружена, но материалы Затворницкого не вызывают сомнения в наличии бата в данной свите.

Средняя юра трансгрессивно перекрывается келловеем, переходящим к востоку и на более древние отложения вплоть до плинсбаха, и даже палеозоя.

ж) Чтобы закончить рассмотрение стратиграфии следует в нескольких словах остановиться на интрузивных телах андезитов, дацитов и базальтов, секущих угленосную свиту.

Эти образования развиты главным образом в верховьях Эшкакона и Подкумка, Мары и в бассейнах Кубани и Теберды. В названных районах они даже целиком замещают угленосную свиту. Западнее Кубани они полностью отсутствуют, а восточнее, кроме упомянутых районов, встречаются также их отдельные выходы. В большинстве случаев эти тела представлены пластовыми жилами, но часто встречаются также штоки, лакколиты и дайки. По своему петрографическому составу породы эти, как это было установлено Л. А. Варданянцем и нами, являются андезитами, базальтами и дацитами, вполне аналогичными породам вулканогенной свиты. В виду этого мы, как это думал и Л. А. Варданянец, считаем их корнями (субвулканами) вулканогенной свиты. Такой вывод подтверждается и совпадением площадей их развития. При этом очевидно, что главные области или центры извержений нижнетюрского века располагались в районах максимального развития субвулканов, упомянутых вначале.

Перейдем к тектонике исследованного района. Как мы уже писали, тектоника юрских отложений изображалась слишком упрощенно на большей части территории. Нашими исследованиями установлено большое развитие дьюзьюнктивных дислокаций во всей полосе от бассейна Малки до бассейна Кяфара. В тектоническом отношении район состоит из двух этажей:

а) складчатого, разбитого сбросами, прорванного гранитными интрузиями, и вследствие этого стабильного палеозойского фундамента, который обнажается по долинам Кяфара, Б. Зеленчука, Маруха, Аксаута, Теберды, Кубани, Эшкакона и Малки, и б) покрывающих его юрских отложений. Последние слагают моноклираль с пологим падением в северные румбы со слабыми проявлениями складчатости и преобладанием разрывов. Моноклираль юрских отложений с юга ограничена региональным поднятием Передового хребта, сложенного палеозойскими породами и имеющего характер взброса на большом протяжении. В пределах моноклинали отчетливо устанавливается наличие предааленских (донецких), предкелловейских (чегемских) и молодых (позднетретичных или предбаккинских) разрывов. Предааленские разрывы развиты в области между долиной р. Кубани и Кубано-Малкинским водоразделом, т. е. в области, где устанавливается ааленская трансгрессия. Предкелловейские разрывы встречаются во всем районе от р. Кяфара до р. Малки. Молодые разрывы приурочены к прифронтальной полосе Передового хребта. Среди последних выделяется региональный взброс Передового хребта, уходящий на востоке за пределы исследованного района и доходящий на западе до долины р. Теберды. Здесь он уходит вглубь Передового хребта, а граница

моноклинали отодвигается на север, проходя по взбросу, тянущемуся между Тебердинско-Аксаугским и Марух-Зеленчукским водоразделами. Западнее молодое тектоническое поднятие Передового хребта выражено только высоким рельефом и крутыми падениями лейаса на его северном склоне.

Таково в общих чертах геологическое строение исследованного района.

Сравнение изученных ниже- и среднеюрских образований западной части Северного Кавказа с аналогичными образованиями южного склона Большого Кавказа и вообще Грузии позволяет выявить ряд общих признаков и различий. Различия в основном обусловлены геотектоническими факторами. На южном склоне ниже- и среднеюрские образования представлены мощными, типично геосинклинальными, интенсивно складчатými морскими фациями: сланцами лейаса и порфиритовой свитой байоса. Континентально-пресноводная угленосная фация появляется только в бате (Бзыби, Ткварчели, Магана) в результате мощной батской фазы. Даже в области Грузинской глыбы, где лейас представлен платформенноидными фациями, континентально-пресноводная фация появляется в бате (Ткибули).

На северном склоне Большого Кавказа развиты типичные платформенные отложения, нескладчатые, покоящиеся на жестком палеозойском фундаменте, которые подвергались только разрывным дислокациям. Вместе с тем, как одно из основных различий следует указать, что континентально-пресноводная фация на Северном Кавказе начинает разрез нижней и средней юры, а выше следуют мелководные морские фации с богатой фауной и с частыми, иногда местными (аален) перерывами. Предкелловейская фаза не приводит к образованию континентальных фаций.

Наряду с такими различиями имеются и некоторые черты сходства. К таковым относятся: а) Повсеместный предьюрский перерыв, бесспорно установленный на северном склоне и фиксируемый в Грузии всюду, где вскрывается подошва лейаса. б) Проявление донецкой орофазы, вызывающей местные перерывы между лейасом и порфиритовой свитой в Грузии и перерывы и образование разрывов на Северном Кавказе. в) Проявление батской фазы на обоих склонах Большого Кавказа, которая вызывает значительную складчатость и консолидацию структур в Грузии и появление большого количества разрывов на Северном Кавказе. г) Как еще одно сходство следует отметить, что в Грузии после батской фазы интенсивные орогенетические движения проявляются только в конце палеогена и в неогене. То же самое наблюдается и на Северном Кавказе, где в течение верхней юры, мела и палеогена никакие дислокации не отмечаются вплоть до образования молодых разрывов в зоне Передового хребта.

Несомненно, что в отношении сопоставления ниже- и среднеюрских отложений северного и южного склонов Большого Кавказа не все еще сделано. В частности, в виде первоочередных задач, следует проследить исследованную полосу на запад до бассейна р. Белой, где с ней увязывается вторая интенсивно дислоцированная полоса геосинклинальных лейасских отложений, проходящая через осевую зону Большого Кавказа. Названная полоса приобретает исключительное значение для сопоставления юры Северного Кавказа и Грузии, как промежуточное звено между фациями обоих склонов.

Следует также подвергнуть специальному изучению богатые ископаемой фауной ниже- и среднеюрские отложения Дагестана.

ЛИТЕРАТУРА

1. Агалин Г. П., Краткий геологический очерк центральной части Большого Карачая. Предв. отч. о работах 1927 г. на Сев. Кавказе. ИГК, т. XLVIII, № 4, 1929.
2. Варданянц Л. А., Нижнеюрские интрузии и эффузии, Геология СССР, т. IX, 1947.
3. Герасимов А. П., Геологический очерк бассейна верхней Малки, Труды ЦНИГРИ, вып. 62, 1936.
4. Герасимов А. П., Обзор геологического строения северного склона Главного Кавказского хребта в бассейнах рек Малки и Кумы, Труды ЦНИГРИ, вып. 123, 1940.
5. Голубятников В. Д. и Крымгольц Г. Я., Нижне- и среднеюрские отложения, Геология СССР, т. IX, 1947.
6. Затворницкий А. Я., Среднеюрские глины по р. Кубани. ИГК, т. XXXIII, № 5, 1914.
7. Мигачева Е. Е., Стратиграфия и фауна отложений ааленского яруса северного склона западной части Кавказа, Автореферат кандидатской диссертации, ЛГУ им. А. А. Жданова, 1949.
8. Муратов М. В., Юрские порфириновые интрузивы в верховьях рек Хасаута и Эшкакона (Сев. Кавказ). ИАН СССР, сер. геол. № 3, 1945.
9. Муратов М. В., Очерк геологического строения северного склона Кавказа (в районе к югу от Кавказских Минеральных вод), Труды МГРИ, т. XXIII, 1948.
10. Пермяков Вадим, К стратиграфии нижнеюрских отложений Дигории, БМОИП. Отд. геологии, т. XXIX (4), 1954.
11. Пилюченко Г. Е., К стратиграфии юрских и четвертичных отложений бассейнов рр. Урупа и Кубани на Северном Кавказе, Сборник «Новые данные по стратиграфии и гидрогеологии Северного Кавказа», Ессентуки, 1946.
12. Старостина Э. М., К вопросу о стратиграфическом положении юрской угленосной толщи реки Кубани, ДАН СССР, новая сер., т. XXXV, № 5, 1952.

М. С. ЭРИСТАВИ

СОПОСТАВЛЕНИЕ НИЖНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ГРУЗИИ И СОСЕДНИХ ОБЛАСТЕЙ

В течение ряда лет Геологическим институтом Академии наук Грузинской ССР изучалась стратиграфия нижнемеловых отложений Грузии; в результате работ ряда грузинских геологов и моих личных наблюдений, нижний мел Грузии расчленен на горизонты и зоны.

В последние годы Геологический институт АН Грузинской ССР приступил к сопоставлению стратиграфии нижнемеловых отложений Грузии и соседних областей Крыма, Северного Кавказа, Дагестана, Азербайджана и Армении. Целью этой работы является сравнение подразделений нижнего мела Грузии и соседних областей, прослеживание выделенных в Грузии зон и горизонтов, выяснение изменения характера фауны и фаций по горизонтали, чтобы иметь материал для разрешения ряда вопросов стратиграфии, палеобиогеографии, геологической истории и развития фаун в нижнемеловое время в Грузии.

За ограниченностью времени, я лишь вкратце задержусь на стратиграфии нижнего мела Грузии и соседних областей, и большую часть моего доклада посвящу сравнениям.

В Грузии нижний мел согласно налегает на титон лишь в геосинклинали Южного склона и местами в Западной Абхазии—на окраине Грузинской глыбы, на остальной же части Грузинской глыбы нижний мел залегает трансгрессивно на породах разного возраста до байоса включительно.

По характеру осадков нижнемеловые отложения Грузии могут быть разделены на три типа:

1) отложения геосинклинали Южного склона, очень мощные и почти без фауны. В этой зоне валанжин представлен свитой чередующихся между собой известняков и мергелей—карбонатным флишем, а готерив, баррем, апт и альб—терригенным флишем, именно чередованием глинистых и мергелистых сланцев, мергелей, глин и песчаников. Мощность отложений велика—до 2 км. Подразделение этих отложений было дано В. П. Ренгартеном; оно основано, главным образом, на литологических принципах и региональных соображениях, и не может быть доведено до такой дробности, как на Грузинской глыбе;

2) отложения полосы, переходной между геосинклиналью и Грузинской глыбой—нижнемеловые отложения Западной Абхазии и правобережья р. Риони в Раче. Валанжин в этой зоне складывается известняками с плеченогими, экзогирами и редкими головоногими. Готерив, баррем и апт представлены мергелистыми, иногда слабо кремнистыми известняками, в верхних горизонтах чередуются мергелистые известняки и мергели; фауна в этих ярусах разнообразная и богатая, особенно головоногие.

Альб слагается мергелистыми глинами с ауцеллинами и сравнительно редкими головоногими. Богатая фауна допускает выделение в каждом подъярусе по 2—3 зоны (см. таблицу). Мощность отложений в несколько раз меньше, чем в геосинклинальной зоне;

3) на большей же части Грузинской глыбы валанжин и готерив слагаются известняками иногда с неринейями, иногда доломитизированными; в основании валанжина часто выделяется горизонт кварцево-аркозовых песчаников. На южной и восточной перифериях Дзирульского массива валанжин и готерив отсутствуют и начинается нижний мел барремом. Баррем повсюду представлен зоогенными известняками с хамидами, сменяющимися в восходящем разрезе горизонтом мергелистых известняков с экзогирами. Апт слагается мергелями и мергелистыми известняками, альб—мергелистыми глинами, в южных районах б. ч. глауконитовыми песчаниками и туфогенными породами. Фауна того же типа, что и в Абхазии и в Раче. Валанжин и готерив бедны фауной и их разграничение затруднительно; баррем не удается пока еще расчленить на более мелкие горизонты, в апте и альбе выделяются те же зоны, что и в Абхазско-Рачинской зоне. Мощность отложений приблизительно та же, что и в последней, местами же меньше.

Нижнемеловая фауна Грузии определенно средиземноморского типа, хотя можно отметить присутствие среднеевропейских и поволжских элементов; однако последние не играют большой роли в составе фауны. Многочисленны местные элементы (род *Colchidites*, многие виды *Апсулюсерас*). Средиземноморский характер нижнемеловой фауны Грузии подчеркивается присутствием хамид и ряда родов аммонитов, приуроченных к средиземноморскому бассейну.

На таблице приведено подразделение нижнемеловых отложений Крыма, Северного Кавказа, Дагестана, Азербайджана и Армении. Эта таблица составлена, главным образом, по литературным материалам, в основном по работам Ренгартена, Лупшова, Муратова, Дробышева, Мордвилко и Халилова, дополненных моими наблюдениями.

В Крыму, в южной полосе валанжин представлен глинисто-мергелистой фауной с головоногими—сравнительно более глубоководными осадками, чем доломитизированные известняки с неринейями и экзогирами, распространенные в Грузии.

В более северной полосе в Крыму осадки мелководные, но разнообразные—глинистые и известковистые песчаники и известняки с разнообразной фауной. Вообще, в связи с фациальным характером, фауна валанжина Крыма богаче грузинской, в ее составе, кроме плеченогих, нериней и экзогир большую роль играют головоногие и морские ежи, редкие в Грузии. Однако, несмотря на подобное фациальное различие, общий характер фаун сходен; ряд форм является общим для обеих областей, а среди ауцелл и брюхоногих встречаются формы, известные лишь в Грузии и в Крыму.

Валанжин Крыма расчленяется на два горизонта, причем нижний из них охарактеризован присутствием *Negrelliceras negreli* Math., *Berriassella pontica* Ret., *B. subchaperi* Ret., *B. subrichteri* Ret., а верхний—*Thurmannites thurmanni* Pict. et. Camp.—видами, характерными для соответствующих горизонтов валанжина Грузии и Северного Кавказа, что позволяет параллелизовать их (см. таблицу).

На Северо-Западном Кавказе отложения валанжина похожи на крымский глубоководный валанжин, они тоже представлены глинами и

мергелями и отличаются лишь большей — до нескольких сот м — мощностью отложений и наличием пачек глыбовых конгломератов в основании валанжина в осевой зоне хребта. Это геосинклинальные осадки, но не флишевые, как в геосинклинали Южного склона, от которых они отличаются также более терригенным характером.

Фауна валанжина этой области, состоящая, в основном, из головоногих, также похожа на крымскую и теми же чертами фациального характера отличается от грузинской.

Подразделяется валанжин Северо-Западного Кавказа на те же два горизонта, что и в Грузии и в Крыму; присутствие в нижнем из них *Berriassella pontica* Ret., *B. subchaperi* Ret., а в верхнем *Kilianella pexiptycha* Uhl., позволяет видеть в них эквивалент выделяющихся в Грузии и в Крыму горизонтов валанжина.

Во всем Центральном и Восточном Предкавказье мощные отложения валанжина представлены в иной фации, расчленяющейся на два горизонта; нижний горизонт валанжина здесь представлен песчанистыми мергелями с фауной плеченогих, двустворчатых и реже головоногих с большей примесью песчано-глинистого материала. Верхний горизонт слагается псевдо-оолитовыми, иногда доломитизованными известняками с брюхоногими, плеченогими, двустворчатыми и местами с хамидами; эти отложения, хотя и близки к валанжину Грузинской глыбы, но все же отличаются от него наличием псевдо-оолитовых известняков.

Верхний горизонт шире распространен, чем нижний, что вызывает предположение о трансгрессивном залегании его в долине р. Кубани и Кисловодском районе, однако не исключена возможность фациального замещения по простиранию песчанистых мергелей известняками; признаки подобного замещения наблюдаются в долинах рр. Гунделен и Малки.

Фауна нижнего горизонта валанжина хотя и похожа на грузинскую, но отличается от нее более богатыми и разнообразными двустворчатыми и головоногими, среди которых чаще встречаются среднерусские и среднеевропейские формы (*Rjasanites*).

Широкое распространение брюхоногих в фауне верхнего валанжина Предкавказья подчеркивает ее сходство с грузинской, но в то же время на Северном Кавказе отмечают хамид, неизвестных в соответствующих отложениях Грузии.

В нижнем горизонте встречаются *Berriassella subchaperi* Ret., *Negreliceras negreli* Math., *Protacanthodiscus transfigurabilis* Bogos., дающие возможность параллелизовать его с нижним валанжином Грузии, Крыма и Северо-Западного Кавказа. Верхний-же горизонт, по его стратиграфическому положению, соответствует среднему и верхнему валанжину, т. е. эквивалентен верхнему горизонту валанжина Грузии, Крыма и Северо-Западного Кавказа.

Те же два горизонта валанжина выделяются и в бассейне р. Белой, где весь валанжин представлен маломощной пачкой известняков.

В Дагестане же валанжин представлен пачкой известняков с брюхоногими — т. е. в фации, близкой к отложениям валанжина Грузинской глыбы и Предкавказья.

В Южном Дагестане фации меняются и у юго-восточного окончания Главного хребта в системе Дибрара валанжин представлен уже флишевыми осадками — мергелистыми и песчанистыми известняками, мергелями, мергелистыми глинами, известковатыми песчаниками и местами кон-

гломератами; это типичный флиш, но от флиша геосинклинали Южного склона он отличается большим количеством терригенного материала и большими мощностями.

Фауна бедная, лишь в нижнем горизонте встречены аммониты (*Berriassella*, *Sriticeras*), очень близкие к нижневаланжинским аммонитам Феодосии. Таким образом, можно считать, что в системе Дибрара имеется тот же нижний горизонт валанжина, что и в Грузии, в Крыму и на Северном Кавказе.

В Северном Азербайджане, в геосинклинали Южного склона, валанжин представлен в той же фации, что и в соответствующей зоне в Грузии, и является его непосредственным продолжением.

На Малом Кавказе—на его северном склоне в Иджеванском и Таузском районах и южнее в Кафанском районе—валанжин, а также готерив почти не содержат фауны и представлены туфогенными свитами, чем резко отличаются от валанжина и готерива Грузии.

Готерив в Крыму в южной зоне представлен глинами, а севернее мелководными осадками—известковистыми песчаниками и песчанистыми известняками, местами встречаются линзы конгломератов. Как видно, готерив Крыма фациально сильно отличается от готерива Грузинской глыбы и геосинклинали Южного склона. Фауна крымского готерива богаче и разнообразнее, чем фауна готерива Грузии; в составе крымской фауны, кроме многочисленных видов плеченогих, двустворчатых и головоногих, большую роль играют также морские ежи и кораллы, почти неизвестные в Грузии. Это различие вызвано вышеозначенным различием фаций. Однако, имеются и сходства; почти все встречающиеся в Грузии плеченогие и двустворчатые известны и в Крыму; часты общие формы и среди головоногих.

Готерив в Крыму подразделяется на две зоны. Верхняя из них охарактеризована *Crioceratites duvali* Lev.—той же формой, что и верхний горизонт готерива Грузии. Нижнюю зону крымского готерива с *Leopoldia leopoldi* d'Orb., *Acanthodiscus vaccki* Uhl. можно сопоставить с нижним горизонтом готерива Грузии с *Leopoldia bargamensis* Kil.

На Северо-Западном Кавказе готерив представлен очень мощной свитой глин; в верхней части готерива с глинами чередуются песчаники; это геосинклинальные отложения, но не флиш; по своему характеру они сильно отличаются от готерива Грузии. Фауна готерива состоит почти исключительно из аммонитов, большинство которых известны в Крыму или близки к ним, некоторые виды встречаются и в Грузии. Фауна того же средиземноморского типа, что и в Грузии и в Крыму, но отличается от них, в связи с фациальным характером отложений, преобладанием головоногих в ее составе. Готерив здесь подразделяется на нижний с *Acanthodiscus stenosus* Baum. и верхний с *Crioceratites duvali* Lev.

В Центральном и Восточном Предкавказье и в Дагестане готерив представлен мергелистыми песчаниками, чередующимися с прослоями известняков и известковистых песчаников; в некоторых районах — в долине реки Кумы и окрестностях Кисловодска распространены глины с прослоями известняков. В Дагестане в готериве большую роль играют известняки. Мощность отложений иногда значительная. Фауна состоит в основном из двустворчатых, а также из плеченогих. Готерив Предкавказья фациально сильно отличается от готерива Грузии, это мелководная обломочная фация с двустворчатыми.

Среди двусторчатых и более редких плеченогих встречаются общие с Грузией формы, вернее почти все известные в готериве Грузии двусторчатые отмечаются и на Северном Кавказе. Большое сходство обнаруживают также и плеченогие. Среди довольно редких головоногих, белемниты представлены формами б. ч. общими с Грузией; в том числе имеется несколько местных кавказских видов. Аммониты на Северном Кавказе шире распространены, чем в Грузии. Среди северокавказских аммонитов часты среднеевропейские и бореальные формы; средиземноморские же играют меньшую роль, чем в Грузии.

В течение готеривского века, из-за меняющихся связей с другими бассейнами и путей миграций, менялся характер аммонитовой фауны, что имело большое значение для подразделения готерива Предкавказья.

Подразделить готерив удастся лишь в Кисловодском и Нальчикском районах; в последнем районе В. П. Ренгартен выделяет шесть зон, однако можно считать, что правильнее две нижние зоны объединять с третьей и, следовательно, в этих районах готерив расчленяется на четыре зоны, из которых две — с *Acantholiscus radiatus* Brug и *Leopoldia leopoldi* d'Orb. относятся к нижнему готериву, а зоны с *Crioceratites sablieri* Ast. и с *Simbirskites inversus* M. Pavl. — к верхнему. Расчленение нижнего готерива на две зоны вызвано более поздним появлением *Leopoldia leopoldi* в Предкавказье; причины же позднего появления этого аммонита палеогеографические, в частности наличие Кубанского поднятия, мешавшего иммиграции с запада. Нужно также учесть северный характер фауны зоны *Simbirskites inversus* в то время, когда в зонах *Leopoldia leopoldi* и *Crioceratites sablieri* не видно преобладания бореальных форм и шире распространены средиземноморские элементы; в конце же готерива среди головоногих преобладают бореальные *Simbirskites*.

Как видно, обусловленное иммиграциями головоногих, подразделение готерива Кисловодского и Нальчикского районов более дробное, чем в Грузии, Крыму и на Северо-Западном Кавказе.

В Северном Азербайджане, в геосинклинали Южного склона готерив, а также баррем, представлены теми же флишевыми фациями, что и в Грузии.

Баррем в Юго-Восточном Крыму представлен глинами с головоногиной фацией, резко отличающейся от баррема Грузии. Шире распространены в Крыму карбонатные и песчанистые осадки баррема. Среди карбонатных отложений выделяется фация глинистых известняков с головоногими, отличающаяся от аммонитовой фации баррема Грузии лишь большей примесью глинистого материала в породах. Другая карбонатная фация — зоогенные сростковые известняки, хотя и не является типичной ургонской фацией, но близка к ней; по сравнению с ургоном Грузии в сростковых известняках Крыма реже встречаются хамиды и чаще кораллы и брюхоногие. Песчанистые прибрежные отложения баррема с линзами грубообломочных конгломератов в Грузии не известны.

Интересно, что в Крыму известняки с аммонитами расположены между глубоководными глинами и зоогенными, мелководными известняками, точно так же, как в Грузии соответствующая фация расположена между геосинклинальным флишем и ургоном.

Фауна крымского баррема (в более глубоководных фациях) очень похожа на фауну баррема Абхазско-Рачинской зоны; в обоих районах в фауне преобладают головоногие, довольно часты плеченогие, большин-

ство видов общие для обеих стран, различия заключаются лишь в отсутствии в Крыму теплолюбивых *Pulchellia*. О сходствах и различиях фауны ургона Грузии и зоогенных известняков я уже говорил, сейчас лишь отмечу, что и здесь встречаются общие формы.

Совпадают также и подразделения крымского и грузинского баррема; в Крыму также выделяются три зоны; две нижние из них — зоны с *Pseudothurmannia angulicostata* и с *Holcodiscus caillaudi* те же, что и установленные в Грузии; верхняя зона с *Lytoceras taiganense* Kulg.—Vor. и *Barremites strettostoma* Uhl. охватывает весь верхний баррем и эквивалентна зоне *Imerites giraudi* Kil.

На Северо-Западном Кавказе баррем представлен мощной свитой глин и чередующимися с ними пачками песчаников. Как и готерив, это геосинклинальные отклонения, но не флиш геосинклинали Южного склона.

Фауна баррема С.—З. Кавказа состоит в основном из головоногих, среди которых преобладают гладкие аммониты. Частые в Грузии и Крыму *Holcodiscus* и *Crioceratites* здесь почти не встречаются, что, по-видимому, вызвано сравнительно глубоководным характером фаций.

Подразделяется баррем Северо-Западного Кавказа на три зоны; нижняя из них—зона с *Pseudothurmannia renevieri* Sar. является аналогом выделяющейся в Крыму и в Грузии зоны *Pseudothurmannia angulicostata*. Средняя зона с *Barremites tenuicinctus* Sar., *B. psilotatus* Uhl., *Holcodiscus* ex gr. *caillaudi* d'Orb. может считаться аналогом зоны *Holcodiscus caillaudi*, а верхняя с *Barremites hemiptychus* Kil. является эквивалентом верхнего баррема Грузии и Крыма.

В Центральном и Восточном Предкавказье баррем, так же как и готерив, слагается свитой мергелистых песчаников с прослоями известковистых песчаников и местами известняков-ракушечников. Это мелководная, но обломочная, а не карбонатная фация, вроде распространенного в Грузии ургона; как и в готериве, в фауне баррема в Предкавказье преобладают двустворчатые, нередко морские ежи, брюхоногие и плеченогие, но головоногие представлены лишь единичными экземплярами. Хотя среди двустворчатых много средневропейских форм, тем не менее все известные в Грузии двустворчатые, кроме хамид, встречаются и в Предкавказье. Среди фауны плеченогих сходство также сильное. Почти все известные в Предкавказье барремские белемниты и некоторые из аммонитов отмечаются в Грузии; правда, в барреме Предкавказья, особенно в нижнем, довольно часты бореальные формы—*Sibirskites* и *Craspedodiscus*, неизвестные в Грузии; в верхнем барреме отмечаются северные формы *Crioceratites*.

Подразделить баррем Предкавказья можно лишь на нижний и верхний, и то лишь в окрестностях Нальчика и Кисловодска. Нижний баррем эквивалентен зонам *Pseudothurmannia angulicostata* и *Holcodiscus caillaudi*, но разграничить эти зоны невозможно, ибо хотя *Ps. angulicostata* и встречается в Предкавказье, в более высоких горизонтах нижнего баррема отсутствуют характерные головоногие. В верхнем барреме, наряду с другими аммонитами, отмечаются *Heteroceras astieri* d'Orb. и *Imerites giraudi* Kil., облегчающие параллелизацию верхнего баррема Грузии, Крыма и Предкавказья.

В Дагестане баррем представлен двумя фациями; нижний горизонт — известняками, в которых в южном Дагестане встречаются хамиды; верхняя же часть баррема Дагестана слагается мергелистыми и реже — глауконитовыми песчаниками. Южнодагестанская фация известняков близка к ургону Грузии. Фауна дагестанского баррема состоит из двустворчатых и плеченогих и не дает основания для его подразделения.

В зоне г. Шахдаг весь баррем представлен известняками.

В Армении, в Кафанском районе баррем залегает трансгрессивно, представлен же этот ярус зоогенными и кремнистыми известняками. Зоогенные известняки Кафана с хамидами ничем не отличаются от ургона Грузии, а кремнистые известняки с аммонитами очень сходны с соответствующей фацией баррема Грузии.

Фауна кафанского баррема, состоящая в основном из хамид и плеченогих, и в меньшем количестве из аммонитов и брюхоногих, обнаруживает очень большое сходство с фауной грузинского баррема; большинство форм являются общими для обеих областей; различия состоят лишь в преобладании в Кафане среди аммонитов гладких форм и отсутствии *Holcodiscus* и *Crioceratit* s.

Иначе говоря, состав аммонитовой фауны кафанского баррема очень близок к фауне Северо-Западного Кавказа, что можно объяснить лишь принадлежностью кафанских известняков баррема с аммонитами к относительно глубоководной фации, но не терригенной, как на Северо-Западном Кавказе, а карбонатной.

Апт в Крыму слагается глинами, отчасти мергелистыми, с фауной головоногих. Эта фация похожа на фации переходной зоны Абхазии, выделяющиеся в ущельях рр. Мзымты и Псоу между геосинклинальными отложениями и осадками Абхазско-Рачинской зоны. В составе фауны преобладают гладкие аммониты и белемниты, другие же группы играют незначительную роль. Характер отложений и фауны указывает на глубоководную фацию. Фациальными причинами нужно объяснить и различия между аптскими фаунами Грузии и Крыма, а именно отсутствие в Крыму богато орнаментированных и развернутых аммонитов, редкость двустворчатых и плеченогих. Но среди распространенных в Крыму групп очень много общих с Грузией форм, в частности нужно отметить присутствие некоторых видов *Neohibolites*, известных лишь в Грузии.

Отсутствие в Крыму богато орнаментированных и развернутых аммонитов затрудняет подразделение апта; имеется возможность выделить лишь нижний и верхний подъярусы, выделить же зоны пока еще не удалось.

На Северо-Западном Кавказе апт представлен сидеритовыми глинами и песчаниками значительной мощности, фацией переходной к флишу и резко отличающийся от мергелистой фации апта Грузии. Фауна состоит в основном из головоногих и плеченогих, нередко также и двустворчатые. Наряду с гладкими аммонитами встречаются также формы с богатой скульптурой (*Chelonicerias*, *Deshayesites*) и реже развернутые (*Ancylocerias*). Среди аммонитов, белемнитов и плеченогих большинство видов общие с Грузией, а некоторые, как например *Chelonicerias sporadicum* Rouch. и *Imerites faurei* Rouch., кроме Северо-Западного Кавказа и Грузии нигде не известны. Встречаются также, правда, некоторые более северные формы.

На Северо-Западном Кавказе апт расчленяется на бедульский и гартазский подъярусы, причем в первом выделяются два горизонта — нижний с *Matheronites ridzewski* Kar., *Imerites faurei* Rouch. и верхний с *Deshaye-*

sites deshayesi Leum., соответствующие выделяющимся в Грузии зонам нижнего апта. Гаргазский позтырус же разбивается на три горизонта: 1) с *Cheloniceras subnodoscostatum* Sinz., *Ch. tschernychevi* Sinz., *Colombiceras* ex gr. *crassicosatum* d'Orb., 2) с *Parahoplites melchioris* Anth., 3) с *Acanthoplites aschiltaensis* Anth., т. е. на Северо-Западном Кавказе верхний апт расчленяется подробнее, чем в Грузии.

В Центральном и Восточном Предкавказье и в Дагестане апт представлен алевролитами и глинами с прослоями песчаников и ракушечников, почти целиком состоящих из двустворчатых. Это мелководная терригенная фация, резко отличающаяся от фаций апта Грузии. Лишь местами—в Осетии и Южном Дагестане преобладают песчанистые мергели и мергелистые глины с головоногими, т. е. фации более приближающиеся к типу апта Грузии и отличающиеся от последнего большой примесью глинисто-песчанистого материала.

Фауна апта Предкавказья и Дагестана характеризуется резким преобладанием двустворчатых, по сравнению с которыми головоногие играют второстепенную роль, а остальные группы очень слабо представлены. Комплекс двустворчатых очень разнообразен и намного богаче, чем в Грузии; в его составе встречаются почти все двустворчатые апта Грузии. Неизвестные же в Грузии аптские двустворчатые Северного Кавказа в основном являются формами, характерными для среднеевропейской провинции, многие из них известны из Болгарии.

Головоногие хотя и уступают по числу экземпляров двустворчатым, но все же довольно многочисленны. Большинство аммонитов встречается и в Грузии. Различия между аммонитовыми фациями апта Грузии и Предкавказья заключается в широком развитии в Грузии родов *Ancyloteges*, *Heteroteges* и *Cochlidites*. Эти роды известны и в Предкавказье и Дагестане, но представлены здесь слабее. В то же время в апте Предкавказья и Дагестана чаще встречаются формы общие с Южной Англией, Северной Германией и Поволжьем. Что же касается белемнитов, то их фауна почти тождественна грузинской.

Подразделяется апт Дагестана и Предкавказья на нижний и верхний, а каждый из них можно разбить, в свою очередь, на несколько зон. Нижняя зона нижнего апта с *Matheronites ridzewski* Kar и *Imerites densecostatus* Reppg. легко параллелизуется с соответствующими зонами апта Грузии и Северо-Западного Кавказа. Выше выделяется зона с *Deshayesites deshayesi* Leum., *D. dechyi* Parr., параллелизуемая с соответствующей зоной апта Грузии. На границе между нижним и верхним аптом выделяются в некоторых разрезах слои с *Dufrenoyia furcata* Sow., *D. dufrenoyi* d'Orb., *D. subfurcata* Kav.; эти слои В. П. Ренгартен считает за зону, помещая ее в верхах нижнего апта. Однако возможно, что зона *Dufrenoyia furcata* относится уже к верхнему апту, ибо этот аммонит в Западной Европе считается руководящей верхнеаптской формой, а единичные находки в этих слоях нижеаптских форм не являются решающим фактором.

Что же касается верхнего апта, в котором выделяются зоны: 1) с *Colombiceras crassicosatum* d'Orb., 2) с *Parahoplites melchioris* Anth. и 3) с *Acanthoplites aschiltaensis* Anth., то он расчленяется подробнее, чем в Грузии. Однако, нужно отметить, что местами две последние зоны не

удается разграничить и правильное будет считать их за подзоны, выделяющиеся лишь в отдельных разрезах.

В зоне г. Шахдаг апт размыт, а южнее в Кабристане представлен алевролитого-глинистым флишем, отличающимся от флиша геосинклинали Южного склона Грузии лишь присутствием довольно редких белемнитов; эта фация отчасти похожа на отложения апта переходной зоны в долинах рр. Псоу и Мзытмы.

На Малом Кавказе хорошо охарактеризованный апт известен в Кафанском районе. Здесь он представлен песчаниками, часто туфогенными, и чередующимися с ними, песчанистыми мергелями. Мощность отложений довольно значительная. От апта Грузии они отличаются преобладанием терригенного материала, а также значительной примесью туфогенного. Фауна состоит из головоногих и более редко двустворчатых и плеченогих, она значительно беднее, чем грузинская и северо-кавказская, но почти все встреченные в Армении аптские ископаемые известны в Грузии и на Северном Кавказе.

Подразделяется апт Кафанского района на нижний и верхний, причем в нижнем выделяются два горизонта — нижний с *Colchidites longus* Bouch. и верхний с *Deshayesites deshayesi* Leym., тождественные выделяющимся в Грузии зонам. Верхний апт расчленяется на зоны с *Colombiceras caassicostatum* d'Orb. и с *Acanthoplites aschiltlaensis* Anth.

Альб в Крыму представлен несколькими фациями: глинами с ауцеллинами, песчаниками, часто известковистыми и глауконитовыми и конгломератами. Первая фация близка к распространенной в альбе Грузии. Песчаники же напоминают сеноманские отложения Дзиркульского массива, а связанные с предверхнеальбской эмерсией конгломераты не имеют аналогов в альбе Грузии.

Характерной чертой альбского века в Крыму является предверхнеальбский перерыв, фиксирующийся хорошо в юго-западном Крыму. Эта эмерсия и вызывает трансгрессивное залегание верхнего альба в ряде районов.

В фауне альба Крыма преобладают двустворчатые, реже встречаются головоногие и морские ежи. Из двустворчатых наиболее часты ауцеллины, представленные теми же видами, что и в Грузии. Кроме ауцеллин, приуроченных к глинистой фации, в песчанистой фации крымского альба часты экзогирь, совершенно отсутствующие в альбе Грузии. Из головоногих белемниты те же самые, что и в Грузии; общим для Грузии и Крыма является также и ряд аммонитов, хотя в Крыму отмечается неизвестная в Грузии группа *Hoplites dentatus* Sow.

Подразделяется альб Крыма на три подъяруса, соответствующих выделяющимся в Грузии. Отсутствие аммонитов в нижнем альбе Крыма исключает возможность выделения установленных в Грузии зон.

На Северо-Западном Кавказе нижний альб представлен глинистыми песками и песчаниками; в очень сходной фации — мергелистыми и глауконитовыми песчаниками и иногда алевролитами и мергелисто-песчанистыми глинами представлен этот подъярус в Центральном и Восточном Предкавказье и в Дагестане. Средний и верхний альб повсюду на Северном Кавказе слагается глинами, иногда мергелистыми, с которыми местами чередуются глинистые мергели. Мелководные обломочные фации нижнего альба сильно отличаются от нижнего альба Грузии, в котором преобладают глинистые мергели и мергелистые глины, а глауконитовые песчаники и туфогенные породы реже распространены.

Фации же среднего и верхнего альба очень близки к фациям альба Грузии, отличаясь от них отсутствием глауконитовых песчаников, что вызвано слабым вулканизмом Северного Кавказа.

Фауна альба Северного Кавказа также похожа на грузинскую. Как и в Грузии, она состоит, в основном, из двустворчатых и в меньшей мере из головоногих. Среди двустворчатых ауцеллины и пликатулы те же самые, что и в Грузии; кроме этих родов, в нижнем альбе очень многочисленны представители других неизвестных в Грузии или слабо распространенных родов *Tetironia*, *Trigonia*, *Gervillia* и др., составляющих основную массу фауны нижнего альба. Это различие связано, в основном, с фаціальным характером отложений. Головоногие альба Северного Кавказа очень близки к грузинским; большинство форм являются общими для обоих краев; различия заключаются лишь в немного более богатой фауне *Parahoplitidae* нижнего альба Северного Кавказа и присутствии в среднем альбе *Hoplitidae*, неизвестных в Грузии. В то же время верхнеальбская фауна Северного Кавказа беднее грузинской.

Подразделение нижнего альба на зоны то же, что и в Грузии, что же касается подразделения среднего и верхнего альба, то они расчленяются дробнее. На Северном Кавказе в среднем альбе выделяются зоны: 1) с *Douvilleiceras mammillatum* Schloth.; 2) с *Hoplites dentatus* Sow., 3) с *Anahoplites daghestanensis* Glas.; в верхнем: 1) с *Hystoceras orbigny* Spath и 2) с *Pervinquieria inflata* Sow.; из них зоны с *D. mammillatum* и *H. orbigny* возможно тоже устанавливаются в Грузии; зона с *H. dentatus* соответствует зоне *Kossmatella rencurelensis* Грузии, а выделение зоны с *A. daghestanensis* вызвано появлением в Дагестане манглышлякских форм рода *Anahoplites*; зона *P. inflata* соответствует выделяющейся в Грузии зоне.

На крайнем юго-восточном окончании Большого Кавказа в Кабристане нижний альб представлен той же флишевой фацией с редкими белемнитами, что и апт этого района. Средний и верхний альб слагаются б. ч. флишем, местами же глинами, а в верхнем альбе в более южных выходах большую роль играют также эффузивы и туфы; как видно, фации альба близки к фациям геосинклинали южного склона Грузии, отличаясь от них лишь проявлением в верхнем альбе вулканизма, что вызывается сильной вулканической деятельностью в альбский век в соседней области Малого Кавказа.

На Малом Кавказе альб широко распространен. Б. ч. в этой области альб залегает трансгрессивно, лишь в Кафанском районе, по любезному сообщению А. Г. Халилова, переход от апта к альбу согласный. А. Г. Халиловым здесь установлен нижний альб с *Hypacanthoplites jacobi* Colv. *presculos* Glas. и *H. trautscholdi* Sim.

Местами трансгрессивен средний альб, местами верхний. Представлен альб глинами, мергелями, песчаниками, местами туфогенными породами; эти фации близки к фациям альба более южных районов Грузии.

Можно предполагать, что трансгрессивен местами и нижний альб, и, учитывая наблюдающееся обмеление альбского моря, в то же время расширявшего свои пределы, нужно предположить здесь трансгрессивное залегание регрессивной свиты.

Фауна альба Малого Кавказа очень близка к грузинской, она также состоит, в основном, из ауцеллин. Реже встречаются аммониты, представленные б. ч. теми же видами, что и в Грузии. Отличие в составе фау-

ны Малого Кавказа и Грузии заключается в присутствии в Малокавказском альбе *Echoguga*, *Trigonia* и некоторых других родов двустворчатых, приуроченных в песчанистой фации.

Из вышеизложенного видно, что многие отложения, распространенные в Крыму, на Северном Кавказе, и на Малом Кавказе, очень похожи на соответствующие осадки Грузии; другие же отличаются от них фациально.

Различия в характере фауны, главным образом, объясняются фациальными причинами и в меньшей мере миграциями из средневропейской и поволжской провинций, сильнее проявлявшимися на Северном Кавказе, чем в других областях. В разные века миграции из средневропейского и поволжского бассейнов были неодинаковыми и, в зависимости от количества видов, мигрировавших из этих областей, состав фауны был более или менее смешанным; в некоторых случаях эти миграции имели значение для выделения стратиграфических горизонтов.

Наиболее дробно подразделяются инфра- и эпинеритические фации с головоногими (напр., баррем и апт Грузии); в этих отложениях часто встречаются богато орнаментированные и развернутые аммониты, по которым и производится подразделение. Хуже расчленяются более глубоководные отложения с гладкими аммонитами, где не удается достигнуть той дробности расчленения отложений, как в двух предыдущих фациях (пример—баррем С.—З. Кавказа).

Еще хуже подразделяются мелководные осадки с фауной двустворчатых (готерив Дагестана, ургонские известняки Грузии). Здесь приходится довольствоваться лишь выделением ярусов, которые лишь иногда удается разбить на горизонты. Что же касается подразделения флиша, то оно, в основном, основано не на палеонтологических данных, а на литологических признаках и стратиграфических соображениях.

Сравнивая все схемы подразделения нижнемеловых отложений разных областей Кавказа и Крыма, можно прийти к выводу, что все выделенные в Грузии зоны выделяются также и в них — в тех случаях, где допускают подобное подразделение фауны; иногда эта схема усложняется в результате средневропейских и поволжских форм, приводящих к выделению некоторых местных горизонтов. Верхний апт, не подразделенный в Грузии, может быть расчленен на две зоны—нижнюю с *Colombiceras crassicostatum* d'Orb. и верхнюю с *Acanthoplites aschilkaensis* Anth. (см. таблицу).

ЛИТЕРАТУРА

1. Гамкрелидзе П. Д., Геологическое описание части долины рек Дзирулы и Черимелы, Бюлл. Геол. Ин-та Грузии, т. I, в. 2, 1932.
2. Джанелидзе А. И., Геологические наблюдения в Окрибе и смежных частях Рачи и Лечхуми, Тбилиси, 1940.
3. Дробышев Д. В., Предварительный отчет о геологических работах 1925—27 гг. по Дагестанскому пересечению Кавказского хребта, Изв. Геол. Ком., т. 48, № 7, 1929.
4. Луппов Н. П. Нижнемеловые отложения Северо-Западного Кавказа и их фауна. Гостоптехиздат, 1952.
5. Мишунина Э. А. К стратиграфии меловых отложений Северного Кавказа. Тр. НГРИ, сер. Б., в. 14, 1932.
6. Мишунина Э. А., Очерк стратиграфии меловых отложений района Халтан-Лягич. Тр. НГРИ, сер. I, в. 127, 1939.

7. Моисеев А. С., Вебер Г. Ф., Пчелинцев В. Ф., Путеводитель экскурсии XVII международного геологического конгресса, Крымская АССР, 1937.
8. Мордвилко Т. А., К стратиграфии нижнемеловых отложений в Кисловодском районе на Северном Кавказе, Зап. Всерос. Мин. Об-ва, сер. II, ч. 68, № 1, 1939.
9. Муратов М. В., Геологический очерк Крыма. Тр. МГРИ, в. 14, 1938.
10. Муратов М. В., Тектоника и история развития Альпийской геосинклинальной области юга Европейской части СССР и сопредельных стран, Тектоника СССР, т. II, 1949.
11. Ренгартен В. П., Нижний мел. Геология СССР, т. IX, Северный Кавказ, 1947.
12. Ренгартен В. П., Палеонтологическое обоснование стратиграфии нижнего мела Большого Кавказа, Сборник памяти Архангельского, 1951.
13. Ренгартен В. П., К стратиграфии меловых отложений северной зоны Малого Кавказа, Труды ИГН АН СССР, в. 149, геол. сер., 1953.
14. Хаин В. Е., Разрез и фации мезозоя юго-восточного Кавказа по данным новейших исследований, Труды Инст. геол. им. Губкина АН Азерб. ССР, т. XIII, 1947.
15. Эристави М. С., Грузинская глыба в нижнемеловое время, Тр. Геолог. Ин-та АН ГССР, т. VI (XI), 1952.
16. Эристави М. С., О подразделении нижнемеловых отложений Крыма, Доклады АН СССР, н. с., т. 101, № 4, 1955.
17. Эристави М. С., Егоян В. А., Новые данные по стратиграфии нижнемеловых отложений Армянской ССР, Доклады АН АССР, т. XX, № 3, 1955.

И. В. КАЧАРАВА

СОПОСТАВЛЕНИЕ ПАЛЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ГРУЗИИ, АЗЕРБАЙДЖАНА И АРМЕНИИ

Изучение палеогена Закавказских республик настолько продвинулось вперед, что в настоящее время представляется возможным установление единой стратиграфической схемы этих отложений.

Первая попытка в деле расчленения палеогена Закавказья принадлежит Г. В. Абиху, который, как известно, свои исследования на Кавказе производил во второй половине XIX века. Этот исследователь в течение тридцати лет занимался изучением геологического строения Кавказа вообще и Закавказья в частности. В его многочисленных работах, касающихся геологии Закавказья, мы находим выводы и по стратиграфии палеогена Грузии, Армении и Азербайджана. Некоторые из этих выводов до настоящего времени не утратили своего значения.

После Абиха вплоть до наших дней, в особенности за Советский период, благодаря исследованиям, проводившимся геологами как всеююзных, так и республиканских геологических и геолого-разведочных учреждений, стратиграфия палеогена Азербайджана, Армении и Грузии достаточно хорошо разработана. Ниже предлагается единая стратиграфическая схема палеогена всего Закавказья, установленная на основе этих данных.

О возрасте датского яруса Закавказья. Разбор стратиграфии палеогена мы начинаем с датского яруса, ввиду того, что в настоящее время некоторые исследователи склонны рассматривать этот ярус как член палеогена. Однако, как будет показано ниже, существующие данные с этим выводом не согласуются. Мы имеем в виду материалы, опубликованные А. Д. Цагарели в его недавно вышедшей монографии — «Верхний мел Грузии». Этим исследователем установлено, что датские отложения Грузии охарактеризованы сравнительно богатой фауной эхирид и устриц. В пределах Грузинской плиты датский ярус представлен мергелями и известняками, а в геосинклинальных зонах — пестроцветными мергелями и глинами. В известняках обнаружены эхинокориды, среди которых много сенеокских видов, как например, *Echinocorys ovatus* Leske, *Ech. gibbus* Lamb. var. *costulata* Lamb., *Ech. dupontii* Lamb., *Ech. edhemi* Böhm; есть общие с маастрихтом виды, как *Ech. depressus* Eichw. и *Ech. cotteauxi* Lamb. Из рода *Coraster*, являющегося руководящим для датского яруса, *C. vilanovae* Cott. в Болгарии, Анатолии и Грузии отмечены и в маастрихте. То же самое можно сказать о датском

роде *Cyclaster*, появляющемся также в маастрихте. Что же касается такого характерного для сенона рода, как *Micraster*, то его последний представитель—*M. akkajensis* Web. заходит и в датский ярус.

Из устриц в датских отложениях Грузии отмечена *Gryphaea pitcheri* Mort., которая в Америке и Африке в основном распространена в сеномане; другие формы, как *Exogyra decussata* Goldf. и *Gryphaea similis* Pusch вообще являются сенонскими видами. Однако датский возраст отложений Грузии, вмещающих упомянутые ископаемые, не подлежит сомнению ввиду наличия в них руководящих датских форм—*Hercoglossa danica* Schloth., *Echinocorys sulcatus* Goldf., *Crania brattenburgensis* St. и др. Кроме этого установлено, что породы датского яруса Грузии в большом количестве содержат фауну мелких фораминифер, обнаруживающих больше сходства с микрофораминиферами сенона, нежели палеогена [5]. Таким образом меловой возраст датских отложений Грузии не должен вызвать возражений.

Фаунистически доказанный датский ярус в Армении не известен, в Азербайджане же к этому ярусу относятся слои ильхидага—белые мергели и песчаники с *Globigerina*, но без *Globotruncana*, и низы сумгаитской свиты, заключающие в себе *Globigerina triloculinoidea* Plum. и др.

Датские слои в Закавказье по сравнению со слоями маастрихта, с одной стороны, и палеоцена, с другой—пользуются незначительным распространением, при этом эти слои отграничены от отложений палеоцена несогласием.

Трансгрессия палеоцена на регрессивные осадки датского яруса хорошо наблюдается как в Грузии, так и в Армении и Азербайджане. С этим несогласием связывается смена фаун. Если под трансгрессией в датских отложениях в основном представлена меловая фауна, то выше несогласия в низах трансгрессивного палеоцена преобладают эоценовые формы. Так, например, в Аджаро-Триалетской складчатой системе в низах боржомского флиша палеоценового возраста впервые появляются нуммулиты, которые, как известно, по всей северной периферии Средиземноморской провинции отмечены только с палеоцена.

На основании вышеприведенных данных на наш взгляд, можно сделать только один правильный вывод, что датский ярус, по возрасту, является меловым.

Палеоцен. В палеоцене Западной Европы обычно выделяют три яруса: монский, танетский и спарнакский. Возможно, что в Парижском бассейне, где впервые был выделен последний ярус, он в горизонтальном направлении замещает морские отложения верхней части танетского яруса. В связи с этим нам кажется, что более правильно в палеоцене различать два яруса: монский и танетский, оба выраженные в морской фации. Но в последнее время некоторые исследователи отрицают самостоятельность и монского яруса. С этим выводом авторов вряд ли можно согласиться, так как разбор материалов, использованных ими для доказательства этого взгляда, приводит к противоположному заключению. Возьмем для примера разрезы отложений южного борта Аквитанского бассейна, где, как известно, в районе Малых Пиренеев выделяются отложения с фауной известняков монса Бельгии. На этом основании эти отложения отнесены к монскому ярусу, с чем нельзя не согласиться. Но в этих же отложениях находятся ежи, обнаруживающие сходство с верхнемеловыми формами («меловая колония» Леймери). На этом основании от-

рицается самостоятельность монского яруса. По мнению этих исследователей, монский ярус является фацией датского яруса. На наш взгляд, из приведенных данных нельзя сделать подобного заключения. Дело в том, что упомянутые выше ежи в Аквитанском бассейне отмечены как в меловых, так и в палеоценовых отложениях.

Другое дело, если б в монских отложениях Малых Пиренеев оказались руководящие формы датского яруса Дании, как, например, *Echinocorys sulcatus* Goldf. и *H. danica* Schloth. Эти формы в отложениях Аквитанского бассейна действительно отмечены, но они обнаружены в толще, залегающей ниже монского яруса. Это обстоятельство скорее говорит в пользу самостоятельности датского и монского ярусов, нежели об их одновозрастности.

В Закавказье в отложениях, лежащих над датским ярусом, хорошо различаются слои с танетской фауной. Это—белые известняки с танетскими формами Крыма, впервые отмеченные Швецовым в Абхазии, но впоследствии прослеженные на востоке до Лечхуми и Чиатура.

Что же касается монского яруса, то наличие его можно предположить в отложениях без фауны, занимающих место между датским ярусом и танетом. Такие слои всегда имеются в разрезах, где только отмечается постепенный переход от мела в палеоген.

В Восточной Грузии, в пределах Аджаро-Триалетского хребта выше датского яруса следует боржомский флиш. Здесь граница между мелом и палеоценом устанавливается довольно легко, как там, где флиш несогласно лежит на меле, так и там, где между ними наблюдается постепенный переход, так как верхи мела обычно выражены белыми и пестроцветными известняками и мергелями, а палеоцен—темно-серыми сланцами, песчаниками и мергелями. В этих последних породах отмечено наличие мелких оперкулин, мисцелланий, нуммулитов, в том числе и *N. cf. praecursor* de la Harpe. Этот нуммулит в Египте и Швейцарии известен только в палеоцене, причем в Египте он обнаружен вместе с *Numm. deserti* de la Harpe. *Numm. fraasi* de la Harpe и *N. solitarius* de la Harpe.

В Армении фаунистически доказанные датский, монский и танетский ярусы не известны. Весьма возможно, что датский ярус там совершенно отсутствует, а слои, несогласно залегающие на маастрихте и состоящие из туфогенно-терригенного флиша с фауной *Stensioina caucasica* Subb., *Globigerina edita* Subb., *Globorotalia membranacea* Cushman и др. являются палеоценовыми, поскольку эти формы в Грузии отмечены как в датских, так и палеоценовых осадках.

В Азербайджане, так же как и в Грузии и Армении, на границе мела и палеогена тоже имеют место мощные тектонические движения, обусловившие регрессию датского моря. Эти движения на Малом Кавказе вызвали в одних местах поднятия (Сомхитско-Карабахское и Арабатское), а в других опускания (Ереванское, Даралагезское, Ордубадское и др.). В этих прогибах, начиная с палеоцена, накапливались вулканогенно-терригенные отложения огромной мощности.

Наличие палеоцена в этих образованиях доказано микрофаунистически. Так, например, в Нахичевани в вулканогенной толще (650 м) выделяются два горизонта: горизонт с *Globorotalia angulata* (White) и горизонт *Globigerina velascoensis* Cushman. Первый из этих горизонтов, по-видимому, представляет собой монский ярус, а второй—танет. В Ленкорани палеоцену принадлежит астаринская свита—туффиты, алевролиты, туфопесчаники с *Globorotalia angulata* (White) и *Discocyclina*. В северных предгорьях

Малого Кавказа, в пределах Азербайджана, между сеномом и низами палеогена наблюдается угловое несогласие. Здесь на меле местами лежит палеоцен, местами же нижний эоцен, слагающиеся из серых, бурых, желтых и белесоватых мергелистых известняков и мергелистых глин с прослоями песчаников и микрофауной горизонта с *Globorotalia angulata* (White) (в низах толщи). Аналогичной фауной охарактеризован верхний сумгаит Прикаспийско-Кубанского района, Кобыстана и Апшерона. По всем данным, накопление осадков верхней части сумгаита знаменует собой начало палеогена. Низы сумгаита, как регрессивные отложения, следует рассматривать как датские, что подтверждается данными фауны, о чем было сказано выше.

Нижний эоцен (ипрский ярус). Этот ярус довольно легко выделяется как в Западной Европе, так и в северной части Африки, на Малоазиатском побережье Средиземного моря, в Крыму и в Закавказье, благодаря широкому распространению некоторых руководящих форм этого яруса, как, например, *Nutt. planulatus* Lam., *N. parvulus* H. Douv. и др.

В Грузии нижний эоцен представлен в верхней части боржомского флиша, где в отложениях местами обнаружены *N. planulatus* Lam., *N. globulus* Leym., *N. ataticus* Leym., а также мелкие формы фораминифер горизонта с *Globorotalia aragonensis*; в других же местах в верхней части флиша встречены *N. lucasi* d'Arch., *N. globulus* Leym., *N. ataticus* Leym. и микрофораминиферы горизонта с *Globorotalia aragonensis* Nutt.

Фауна горизонта с *Globorotalia aragonensis* Nutt. была найдена в мергелях Западной Грузии, залегающих под нуммулитовыми известняками среднего эоцена.

В Армении верхняя часть туфогенно-терригенного флиша Ереванского района охарактеризована *N. lucasi* d'Arch., *N. globulus* Leym. и мелкими фораминиферами горизонта с *Globorotalia aragonensis* Nutt. По данным А. А. Габриеляна и Н. А. Саакян, эти слои относятся к нижнему эоцену.

В северной части Азербайджана нижний эоцен представлен слоями с фораминиферами горизонта *Globorotalia aragonensis* Nutt. Это средняя часть нижнего коуна, выраженная в Кобыстане красно-бурными и серовато-зелеными глинами, а в Прикаспийско-Кубинском — темно-зелеными известковистыми глинами, мергелистыми известняками, мергелями и известковистыми песчаниками. По данным Д. М. Халилова, в Азербайджане фораминиферы горизонта *Globorotalia aragonensis* Nutt. заходят в средний эоцен.

Средний эоцен. В среднем эоцене нами объединены лютетский и овераский ярусы юга Западной Европы, как это принято в последнее время западно-европейскими геологами. Особенно богат средний эоцен нуммулитовой фауной, среди которой много крупных форм. В Западной Европе в большом количестве эти нуммулиты встречаются в нижней части среднего эоцена, т. е. в лютетских слоях, где для них особо характерными являются *N. laevigatus* Brug., *N. ioniensis* Heim и др.

Из лютетского яруса в оверз переходит только незначительная часть нуммулитов, но богаче слою оверза (*la Palaeoa, vila Marbella, Ронса*) моллюсками, основная часть которых настолько тесно связана с лютетскими формами, что нет никакого основания выделить вмещающие их отложения в самостоятельный оверзский ярус.

В Грузии *N. laevigatus* Brug. отмечен во всей толще среднего эоцена, так, что здесь нет отложений, которые можно было бы считать оверзскими. Выше залегает приабонский ярус.

Средний эоцен в Закавказье выражен в разных фациях. В южной части Закавказья он представлен в вулканогенной фации, мощность которой доходит до 5 км (Аджаро-Триалетская складчатая система); в этой толще отмечено наличие линз известняков с нуммулитидами и рифовыми кораллами.

В северной части Закавказья развит карбонатный (известняки, мергели) и песчано-глинистый средний эоцен. Первый обнажен в Западной Грузии, а второй вдоль южного склона Главного Кавказского хребта, в пределах Восточной Грузии и в северном Азербайджане.

Южные фации среднего эоцена Закавказья в большом количестве содержат фауну крупных гранулированных и негранулированных нуммулитов. В северном направлении отмечается обеднение нуммулитовой фауны вообще, а гранулированных форм в особенности. В северной части Закавказья представлены почти исключительно мелкие виды нуммулитов из группы негранулированных форм.

В Азербайджане, в северной его части нуммулиты вообще отсутствуют, взамен которых там много мелких фораминифер горизонта с *Globototalia crassaformis* G. et W., которые обильно представлены в среднеэоценовых отложениях как Грузии, так и Армении.

Верхняя часть среднего эоцена в Армении и в Южном Азербайджане выделена как оверзский ярус. С этим выводом авторов нельзя согласиться, так как эти отложения содержат обедненную среднеэоценовую фауну и на этом основании мы эти отложения принимаем за верхи среднего эоцена.

Верхний эоцен (приабонский ярус). Типично этот ярус представлен в Армении и Грузии.

В южной части Закавказья верхнеэоценовые отложения распространены в тех местах, где имеется средний эоцен и выражены они в фациях, сходных со среднеэоценовыми (Габриелян). Наиболее характерными формами верхнего эоцена из нуммулитов являются *N. jabianii* Prgv., *N. striatus* Brug. и др.

В Грузии приабонский ярус выражен в разных фациях. В Восточной Грузии это песчано-глинистая толща, а в Западной—мергельно-известняковая свита; в западной же половине Аджаро-Триалетской складчатой системы—адигенская вулканогенная толща. В Грузии верхний эоцен обычно начинается слоями горизонта *Lyrolepis caucasica* Rom. Выше расположены горизонты с *Globigerinoides conglobatus* (Brady) и *Bolivina*. Часто эоцен залегает несогласно на древних породах, начиная со среднего эоцена. Он местами богато охарактеризован нуммулитидами (Восточная Грузия), местами в верхнем эоцене больше моллюсков (толща Марды, Адигенская свита и др.).

В Западной Грузии в верхнеэоценовых мергелях содержатся почти исключительно мелкие фораминиферы горизонтов «планктонных фора-

минифер», *Globigerinoides conglobatus* Br. и *Bolivina*. **Nummulitei fabiani* Grey. встречен в Восточной Грузии в верхах верхнего эоцена, а севернее Дзирульского массива, в Верхней Раче и Юго-Осетии он обнаружен с самого основания верхнего эоцена.

В Азербайджане приабонский ярус охарактеризован только мелкими формами горизонтов: «планктонных фораминифер», *Globigerinoides conglobatus* (Brady) и *Bolivina*. Это—средний и верхний коун.

Приабонский ярус Грузии, как и средний и нижний эоцен, хорошо сопоставляется с эквивалентными отложениями Западной Европы благодаря наличию в них общих руководящих форм.

Однако в слоях приабонского яруса Ахалцихе, в отличие от верхнего эоцена Юго-западной Европы, обращает на себя внимание обилие олигоценых форм, что, по-видимому, дало повод Г. В. Абиху отнести отложения в районе сел. Схвилиси (Суфлис) к нижнему олигоцену. Но, как теперь хорошо известно, присутствие олигоценых форм в верхнем эоцене Средиземноморской провинции является характерным признаком этого яруса, только в Ахалцихе этих форм больше, чем в верхнем эоцене Италии, где установлен тип яруса. Однако детальное ознакомление с данными распределения олигоценых форм в верхнем эоцене северной периферии Средиземноморской провинции показало, что в восточном направлении количество этих форм возрастает, что подтверждает мнение некоторых геологов о возможности миграции этой фауны с востока.

Нижний олигоцен. Наличие олигодена в северной части Закавказья можно предположить только в верхней части однообразной майкопской фации, плохо охарактеризованной фаунистически.

Другое мы видим в южной части Закавказья. Так, например, в Армении нижний олигоцен выражен чередованием желтовато-серых и желтовато-бурых туфогенных песчаников и серых и светло-коричневых глин около 1 км мощностью. В Ереванском районе низы этих отложений, выделенных под названием шорбулахской свиты, содержат *Nummulites intermedium* d'Arch., *N. vascus* Joly et Leym., *Pecten arcuatus* Brocc., *Variamussium fallax* Korob., *Pycnodonta brongniarti* Bronn и др. К нижнему олигоцену следует отнести и отложения, развитые в окрестностях сел. Шагаплу с фауной, изученной П. Бонне и А. А. Габриеляном.

В Грузии и Азербайджане нижнеолигоценовыми являются хадумские слои и, по-видимому, слои с *V. fallax* Korob. Азербайджана с богатой фауной, изученной К. А. Ализаде и Н. Н. Аслановым.

К нижнему олигоцену мы относим горизонт Куратубани (Грузия), в прослоях глин которого была обнаружена микрофауна хадума северного склона Триалетского хребта.

По данным картирования геологов треста «Кавуглегеология», песчаники этого горизонта должны соответствовать слоям с *Ostrea queteleti* Nyst, *Pycnodonta brongniarti* Bronn, *Pecten arcuatus* Brocc. северной периферии Ахалцихской депрессии. Но, по мнению петрографов того же треста «Кавуглегеология», песчаники Куратубани являющиеся вулканогенными (sic!) образованиями, должны соответствовать слоям адигенской вулканогенной толщи верхнего эоцена. Однако этому выводу противоречит фауна песчаников Куратубани, указывающая определенно на олигоцен. В пользу верхнеэоценового возраста слоев с *Pecten arcuatus* Brocc., *Pycno-*

donta brongniarti Bron. и *Ostrea queteleti* Nyst. свидетельствует то обстоятельство, что в других районах Грузии (северный склон Триалети, Верхняя Рача, Юго-Осетия) эта фауна встречается в отложениях с *N. fabianii* Prev., залегающих под хадумским горизонтом.

По данным Б. Ф. Мефферта, слои с *Pecten arcuatus* Brocc. бассейна р. Борбало залегают между эоценовыми слоями; возраст горизонта с *Pecten arcuatus* Brocc. он определил как нижний олигоцен и на этом основании был вынужден отделить эти слои от эоцена разрывами, которые в природе не существуют.

Средний олигоцен. Фаунистически охарактеризованный средний олигоцен выделяется только в Армении. Это верхняя часть шорбулахской свиты с *Nummulites intermedius* d'Arb., *Pectunculus obovatus* Lam., *Crassatela tumida* Lam., *Meretrix villanovae* Desh., *Spondylus tenuispina* Sandb., *Natica crassatina* Lam., *Trochus lucasianus* Bron., *Cerithium meneguzzi* Fuchs, *C. carpenteri* Bast., *C. trinitense* Lam., *C. margaritaceum* Brocc., *Conus mercati* Brocc., кораллами и морскими ежами. На сходство этой фауны с фауной Кастель-Гомберто (средний олигоцен Италии) указывал еще Г. В. Абих.

В Азербайджане среднеолигоценовыми, по-видимому, являются слои с *Pectunculus obovatus* Lam. Кировабадского района (К. А. Адизаде). В этих отложениях кроме *P. obovatus* Lam. отмечены *Corbulomya nysti* Desh., *Corbulomya triangula* Nyst., *Ostrea callifera* Lam., *Natica nysti* d'Orb., *Latrunculus caronis* Bron., *Tiphys cuniculosus* Nyst., *Cassidaria buchi* Roll., *Plurotoma duchastelii* Nyst., *Pleurotoma* ex gr. *selysii* de Kon., *Calyptraea striatella* Nyst., *Tornatella simulata* Sol. и др.

В Грузии среднеолигоценовыми можно считать корбулевые слои Ахалцихе с *Cerithium margaritaceum* Brocc., *Cyrena semistriata* Desh. и другой фауной, залегающие выше горизонта Куратубани. Корбулевыми слои Ахалцихе состоят из нижних песчаников Цхрута—Цахана, лигнитовой толщи и верхних песчаников Цхрута—Цахана.

Верхний олигоцен. Фаунистически доказанный верхний олигоцен в Закавказье отсутствует. К верхнему олигоцену, по всем данным, следует отнести верхнюю часть майкопа, а также пестроцветную толщу Ахалцихе с *Cerithium margaritaceum* Brocc., залегающую между корбулевыми слоями и годердзской свитой.

По-видимому верхнеолигоценовой является красноцветная толща Ереванского района, лежащая под соленосными образованиями с сарматской фауной.

Сравнительно легко устанавливается верхняя граница олигоцена в Грузии там, где над майкопскими глинами выделяются квезанские слои и отложения сакараульско-коцахурского горизонта нижнего миоцена. В Азербайджане этим слоям соответствуют отложения с *Pectunculus* и *Milolinae*, обнаруженные в кровле майкопа (К. А. Адизаде).

Труднее обстоит дело там, где выше майкопа залегают тарханский горизонт, возраст которого не совсем ясен. На наш взгляд, еще нельзя считать окончательно решенным вопрос взаимоотношения между этим горизонтом и квезанско-онкофоровыми слоями Западной Грузии и сакараульско-коцахурскими отложениями Восточной Грузии. Выяснение этого вопроса — дело будущих исследований.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ализаде К. А., К находке латторфской фауны в Азербайджане. Изв. АН АзССР, № 2, 1947.
2. Ализаде К. А.; Халилов Д. М., Палеогеновые отложения Азербайджана, Тр. конф. по вопр. геолог. Закавказья, 1951 г.; Баку, 1952.
3. Габриелян А. А., Палеоген и неоген Армении, Тр. конф. по вопр. рег. геолог. Закавказья. 1951 г., 1952.
4. Габриелян А. А., Армения в третичный период, Геол. сб. Льв. геолог. общ. № 1, 1954.
5. Качарова М. В., О микрофауне и стратиграфии известняково-мергельной толщи Дзегви, Сообщ. АН ГССР, т. 3, № 3, 1943.
6. Качарова И. В., Новые данные по палеогену Грузии, Тр. конф. по вопр. рег. геологии Закавказья. 1951 г. Баку, 1952.
7. Халилов Д. М., Верхнеэоценовые отложения северо-восточных предгорий М. Кавказа, Докл. АН АзССР, т. 8, № 3, 1952.
8. Халилов Д. М., Палеоэоценовые отложения Шех-бузского района Нахичеванской АССР, Док. АН АзССР, т. VII, № 5, 1952.

სარჩევი—ОГЛАВЛЕНИЕ

1. ა. ცაგარელი. საქართველოს სსრ მეცნ. აკადემიის გეოლოგიური ინსტიტუტი ოქტომბრის სოციალისტური რევოლუციის 40 წლის- თაზე	5
2. ბ. დიასამიძე. საქართველოს სსრ მეცნიერებათა აკადემიის გეო- ლოგიური ინსტიტუტის გამოცემების ბიბლიოგრაფია, 1932—56წწ	23
3. Научная сессия Геологического института АН Грузинской ССР	51
4. А. И. Джanelidze. Направление тектонических исследований в Грузии	53
5. П. Д. Гамкrelidze. Основные черты тектонического строе- ния Грузии	69
6. А. Г. Лалиев. К вопросу геотектонической природы и истории геологического развития Колхидской низменности.	99
7. Д. А. Булейшвили и О. А. Сепашвили. К вопросу о тек- тоническом развитии Гаре-Кахетии и смежных с ней районов Картли и Западного Азербайджана	129
8. Н. И. Мревлишвили. Геологическое строение предгорий Большого Кавказа в Душетском районе	139
9. А. И. Джanelidze, М. М. Рубинштейн. Геологическое строение юго-восточной части Кахетинского хребта	149
10. Г. С. Дзоценидзе. Условия образования юрских углей Грузии, в связи с ее тектоническим развитием	157
11. Г. М. Заридзе. Магматизм Грузии в связи с ее тектоническим развитием	171
12. М. М. Рубинштейн. Опыт геологической интерпретации сей- смических данных по территории Грузии	181
13. <u>И. Р. Кахадзе</u> , А. Л. Цагарели, К. Ш. Нуцубидзе, В. И. Зесашвили. Нижне- и среднеюрские отложения запад- ной части Северного Кавказа и их сопоставление с аналогичными отложениями Грузии	197
14. М. С. Эристави. Сопоставление нижнемеловых отложений Грузии и соседних областей	207
15. И. В. Качаравა. Сопоставление палеогеновых отложений Гру- зии, Азербайджана и Армении	219

დაიბეჭდა საქართველოს სსრ მეცნიერებათა აკადემიის
სარედ.-ხაგაშორც. საშტოს დიდგუნილებით

რედაქტორები პ. გამყრელიძე
მ. რუბინშტეინი

გამომცემლობის რედაქტორი ე. ბათიაშვილი
ტიპრედაქტორი ა. თოდუა

გადაეცა წარმოებას 23.10.1957; ანაწყობის ზომა 7×12 ;
ხელმოწერილია დასაბეჭდად 1.2.1958; ქაღალდის ზომა $70 \times 108 \frac{1}{2}$ სმ.
ქაღალდის ფურცელი 8,7; საბეჭდი ფურცელი 22,11; სააგროო
ფურცელი 20,03; სააღრიცხვო-ხაგაშორცული ფურცელი 20,45;
შეკვეთა № 1853; უე 04754; ტირაჟი 500
ფასი 18 მან. 80 კაპ.

საქართველოს სსრ მეცნიერებათა აკადემიის გამომცემლობის სტამბა
თბილისი, ა. წერეთლის ქ. 3/5.

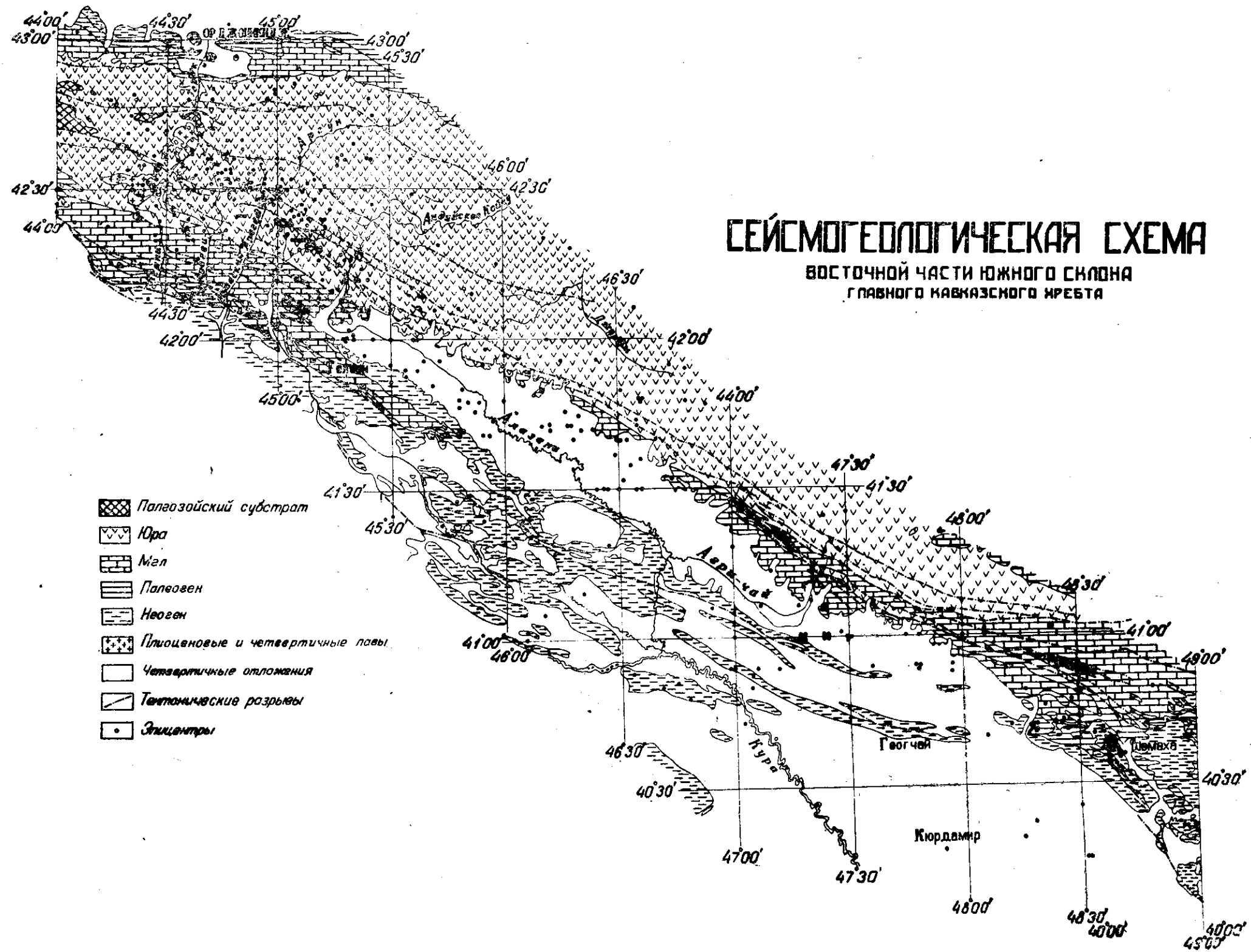


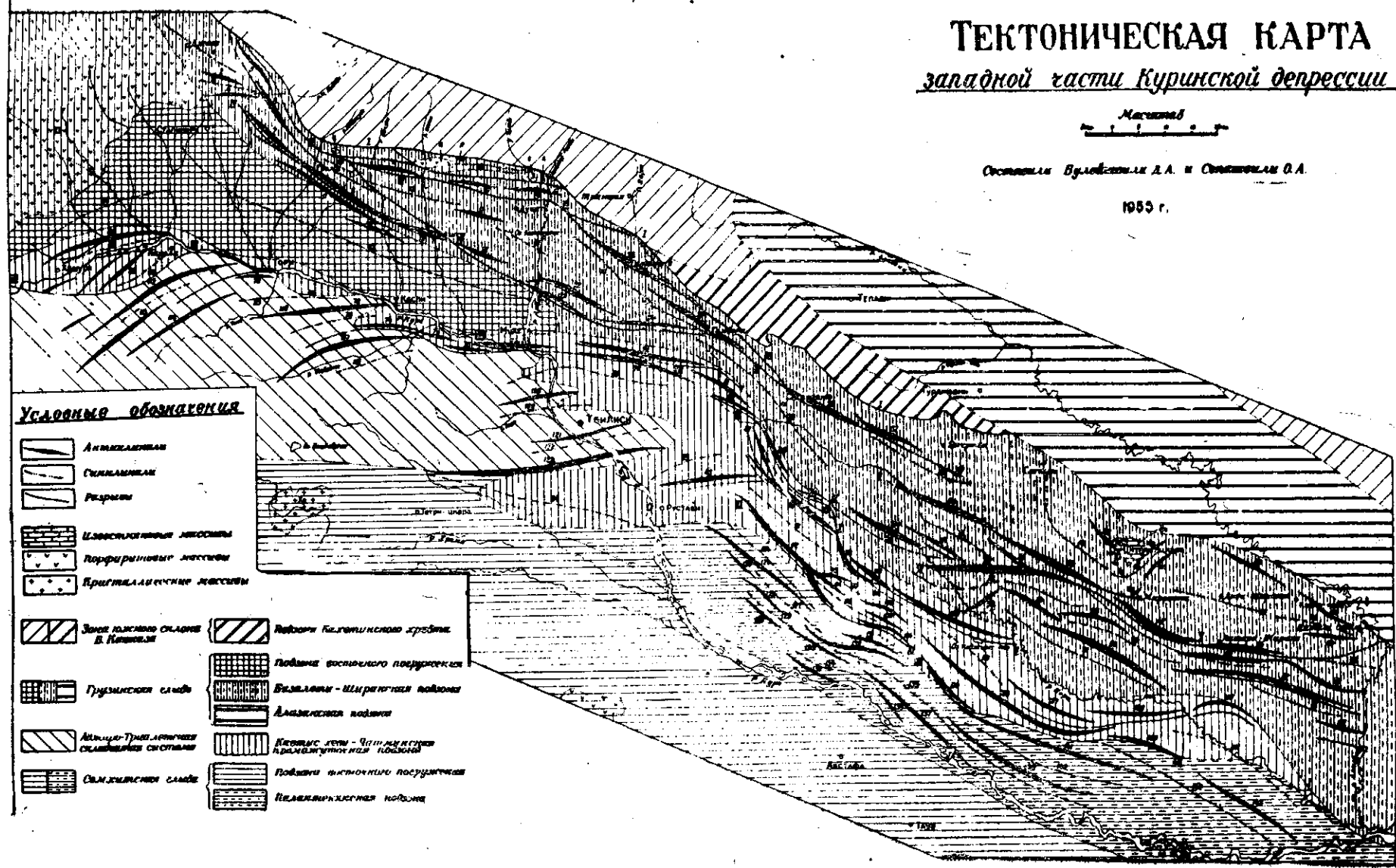
Рис. 4.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ КАРТА западной части Курильской депрессии

Масштаб
1:100,000

Основами Булюкеев Л.А. и Сивинский О.А.

1955 г.



Условные обозначения

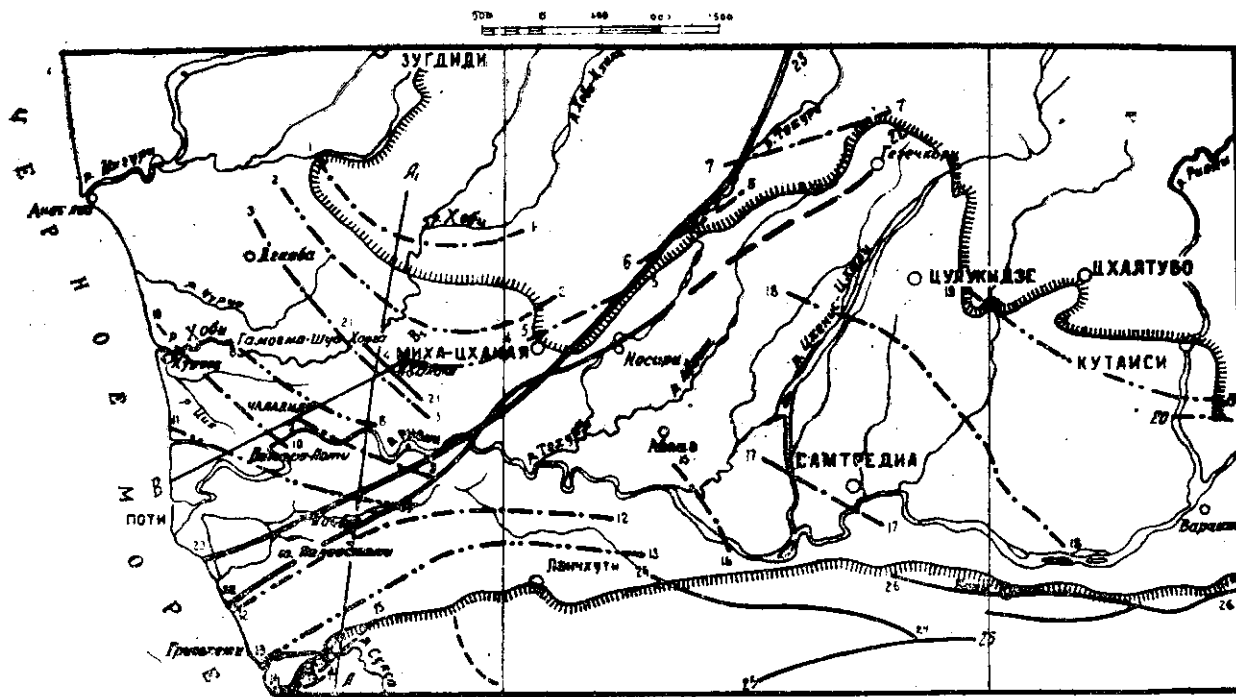
- | | | | |
|--|---|--|---|
| | Аннунгитан | | Площадь восточного побережья |
| | Силангитан | | Визьявы - Широтная пойма |
| | Рюкью | | Альпийская пойма |
| | Известняковые массивы | | Клоуис-Лей - Чин-Мунский параллельная пойма |
| | Порфировые массивы | | Площадь восточного побережья |
| | Протриллактитовые массивы | | Недальневосточная пойма |
| | Зона южного склона В. Курилы | | |
| | Курильские сланцы | | |
| | Альпийско-Триадатическая складчатая система | | |
| | Самбеленские сланцы | | |
| | | | |
| | | | |

А л ь б	Вег	<i>Hysteroceas orbigny</i> Spath	<i>N. subtilis</i> Krim.	<i>Hysteroceas varricosum</i> Sow. <i>tes subtilis</i> Krim.				<i>Hoplites dentatus</i> Sow., <i>Neohibolites minimus</i> List.	<i>Nucula pecteniuta</i> <i>Neohibolites stylic</i> Renng.
	Средний	<i>Kossmatella rencurelensis</i> Jac. <i>Douvilleiceras mammilatum</i> Schloth.	<i>Aucellina gryphaeoides</i> Sow., <i>Neohibolites stylioides</i> Renng., <i>N. minimus</i> List.	<i>Kossmatella agassiziana</i> Pict., <i>Hoplites dentatus</i> Sow., <i>H. interruptus</i> Sow., <i>Neohibolites minimus</i> List.		<i>Inoceramus concentricus</i> Park., <i>In. sulcatus</i> Park., <i>Neohibolites minimus</i> List.		<i>Douvilleiceras mammilatum</i> Sch., <i>Neohibolites minimus</i> List.	
Нижний		<i>Leymeriella tardefurcata</i> Leym.	<i>Aucellina caucasica</i> Buch; <i>Neohibolites minor</i> Stol.	<i>Aucellina caucasica</i> Buch, <i>Mesohibolites brevis</i> Schw., <i>Neohibolites minor</i> Stol., <i>N. wollemanni</i> Stol.	<i>Leymeriella tardefurcata</i> Leym.	<i>Hypacanthoplites ex gr. jacobii</i> Col.	<i>Thetironia minor</i> Sow.	<i>Leymeriella tardefurcata</i> Leym., <i>L. regularis</i> Br.	<i>Aucellina caucasica</i> Buch, <i>Thetironia caucasica</i> F.
		<i>Hypacanthoplites Jacobi</i> Col.						<i>Hypacanthoplites jacobii</i> Col., <i>H. nolani-formis</i> Glasun.	
Верхний		<i>Acanthoplites aschiltaensis</i> Anth., <i>Neohibolites inflexus</i> Stol., <i>N. semicanaliculatus</i> Bl.	<i>Aconecerases aptianum</i> Sar., <i>A. nisum</i> d'Orb., <i>Puzosia emerici</i> Rasp., <i>Neohibolites inflexus</i> Stol., <i>N. semicanaliculatus</i> Bl.	<i>Cicatriles hokodzensis</i> Lup., <i>Acanthoplites aschiltaensis</i> Anth.	<i>Parahoplites melchioris</i> Anth., <i>Colombiceras tobleri</i> Jac.	<i>Chelonicerases tschernyschewi</i> Sinz., <i>C. subnodosocostatum</i> Sinz., <i>Colombiceras ex gr. crassicostratum</i> d'Orb.	<i>Acanthoplites aschiltaensis</i> Anth., <i>A. evolutus</i> Sinz., <i>Patet maximus</i> Sinz.	<i>Parahoplites melchioris</i> Anth., <i>P. multicostatus</i> Sinz., <i>campichei</i> Sinz., <i>Chelonicerases martini</i> d'Orb., <i>Neohibolites</i> Kil., <i>N. inflexus</i> Stol.	<i>Neohibolites</i> Stol.; <i>N. ewaldissimilis</i> Stol.
		<i>Puzosia emerici</i> Rasp., <i>Aconecerases nisum</i> d'Orb., <i>Chelonicerases martini</i> d'Orb. v. <i>orientalis</i> Jac., <i>Ch. subnodosocostatum</i> Sinz., <i>Ch. tschernyschewi</i> Sinz., <i>Neohibolites inflexus</i> Stol., <i>N. semicanaliculatus</i> Bl.						<i>Chelonicerases martini</i> d'Orb., <i>C. subnodosocostatum</i> Sinz., <i>Ch. tschernyschewi</i> Sinz., <i>Colombiceras crassicostratum</i> d'Orb., <i>gasense</i> d'Orb., <i>Neohibolites inflexus</i> Stol.	
Нижний		<i>Deshayesites deshayesi</i> Leym., <i>D. dechy</i> Pap., <i>Chelonicerases seminodosum</i> Sinz., <i>C. cornuelli</i> d'Orb., <i>Neohibolites clava</i> Stol., <i>N. ewaldissimilis</i> Stol.	<i>Neohibolites clava</i> Stol., <i>N. ewaldissimilis</i> Stol., <i>N. bsi-biensis</i> Rouch., <i>N. horeschaensis</i> Rouch.	<i>Deshayesites deshayesi</i> Leym., <i>D. dechy</i> Pap., <i>Chelonicerases cornuelli</i> d'Orb.	<i>Matheronites cf. ridzewskii</i> Kar., <i>Hemicrioceras rude</i> Koen., <i>Imerites favrei</i> Rouch.	<i>Dufrenoyia furcata</i> Sow., <i>D. subfurcata</i> Kas., <i>Deshayesites schensis</i> Kas.	<i>Deshayesites dechy</i> Pap., <i>D. deshayesi</i> Leym., <i>D. lavaschensis</i> Kas., <i>Chelonicerases seminodosum</i> Sinz.	<i>Dufrenoyia furcata</i> Sow., <i>D. subfurcata</i> Kas., <i>Deshayesites schensis</i> Kas.	<i>Matheronites ridzewskii</i> Kar., <i>Tropaeum hilisi</i> Sow., <i>Imerites densecostatus</i> Renng.
	<i>Deshayesites weissii</i> N. et Uhl., <i>Colchidites microcostatus</i> Rouch., <i>C. securiformis</i> Sim., <i>Imerites densecostatus</i> Renng., <i>Im. favrei</i> Rouch., <i>Neohibolites clava</i> Stol., <i>N. ewaldissimilis</i> Stol., <i>N. bsi-biensis</i> Rouch., <i>N. horeschaensis</i> Rouch.	<i>Matheronites ridzewskii</i> Kar., <i>Tropaeum hilisi</i> Sow., <i>Imerites densecostatus</i> Renng.							
Баррем	Верхний	<i>Barremites difficilis</i> d'Orb., <i>B. strettostoma</i> Uhl., <i>Heteroceras leonhardi</i> Kil., <i>Imerites giraudi</i> Kil.	<i>Exogyra subsinuata</i> Leym. <i>Requienia ammonia</i> Goldf., <i>R. gryphoides</i> Math.	<i>Lytoceras taiganensis</i> K. — V., <i>Barremites difficilis</i> d'Orb., <i>B. strettostoma</i> Uhl.	<i>Diasopyxis marcourt</i> d'Orb.; <i>Nerinea vogti</i> Pchel., <i>Requienia</i> sp.	<i>Barremites subdifficilis</i> Kar., <i>B. hemiptychus</i> Kil., <i>Saynella davydowi</i> Tr.	<i>Trigonia inguschensis</i> Renng., <i>T. subdaedalea</i> Renng., <i>Ceras astieri</i> d'Orb., <i>Imerites giraudi</i> Kil., <i>Barremites</i> Sayn.	<i>Barremites difficilis</i> d'Orb., <i>Holcodiscus caillaudi</i> d'Orb., <i>Crioceratites emerici</i> Lev., <i>Pulchelia compressissima</i> d'Orb.	<i>Desmoceras renevieri</i> Sayn., <i>Pseudothurmannia angulicostata</i> Craspedodiscus caucasicus Renng., <i>Cr. ex gr. discofalcatus</i>
	Нижний	<i>Barremites difficilis</i> d'Orb., <i>B. cassidoides</i> N. et Uhl., <i>Pseudothurmannia angulicostata</i> d'Orb.							
Готерив	Верхний	<i>Crioceratites duvali</i> Lev.	<i>Exogyra subsinuata</i> Leym. v. <i>falciformis</i> Leym., <i>Hibolites longior</i> Schw., <i>Oxyteuthis cf. jasicowi</i> Lah.	<i>Crioceratites duvali</i> Lev., <i>Cr. nolani</i> Kil. v. <i>biassalensis</i> Lup.	<i>Lamellaptychus angulicostatus</i> Lor.	<i>Speetonicerases inostranzewi</i> Kar., <i>Sp. auerbachi</i> Eichw., <i>Crioceratites duvali</i> Lev., <i>Cr. nolani</i> Pict. v. <i>biassalensis</i> Lup.	<i>Speetonicerases inversus</i> M. Pavl., <i>S. subinversus</i> M. Pavl.	<i>Crioceratites duvali</i> Lev., <i>Cr. nolani</i> Pict. v. <i>biassalensis</i> Lup.	<i>Trigonia Agass., Exsinuata</i> La <i>falciformis</i>
	Нижний	<i>Astieria jeannoti</i> d'Orb., <i>Lyticoceras amblygonius</i> N. et Uhl., <i>Leopoldia bargamensis</i> Baum. v. <i>dubisiensis</i> Kil., <i>Hibolites prodromus</i> Schw.						<i>Astieria psilostoma</i> Uhl., <i>Acanthodiscus vaccequi</i> Uhl., <i>Leopoldia leopoldi</i> d'Orb.	
Валажнин	Средний и верхний	<i>Thurmannites thurmanni</i> Pict. et Camp., <i>Th. camplytoxus</i> Uhl., <i>Neocomites trezanensis</i> Lory.	<i>Negrelicerases negreli</i> Math., <i>Protacanthodiscus transfigurabilis</i> Bogos., <i>Berriassella pontica</i> Ret.	<i>Thurmannites thurmanni</i> Pict., <i>Neocomites trezanensis</i> Lory., <i>Kilianella roubaudiana</i> d'Orb., <i>K. pexiptycha</i> Uhl., <i>K. paquieri</i> Sayn., <i>Lamellaptychus didayi</i> Coq.	<i>Aucella volgensis</i> Lah., <i>Protacanthodiscus transfigurabilis</i> Bogos., <i>Berriassella subrichteri</i> Ret., <i>B. subchaperi</i> Ret., <i>Rjasanites aff. rjasanensis</i> Nik.	<i>Aucella weerthi</i> Pavl., <i>A. nuciformis</i> Pavl., <i>Kilianella cf. pexiptycha</i> Uh., <i>Lamellaptychus didayi</i> Coq.	<i>Toxaster granosus</i> d'Orb., <i>Lima etaloni</i> Pict. et Campnia gerassimovi Mordv., <i>Harpagodes desori</i> Pict. et Cammannites cf. <i>thurmanni</i> Pict.	<i>Rhynchonella kwezanensis</i> Nutz., <i>Zeilleria abchazica</i> Nutz., <i>Negrelicerases negreli</i> Math., <i>Protacanthodiscus transfigurabilis</i> Bogos., <i>Berriassella pontica</i> Ret.	<i>Aucella volgensis</i> Lah., <i>A. crassicolis</i> Keys., <i>Lima etaloni</i> Pict., <i>Berriassella boissieri</i> Pict., <i>Rjasanites rjasanensis</i> Protacanthodiscus transfigurabilis Bogos., <i>Negrelicerases negreli</i> Math.
	Нижний	<i>Rhynchonella kwezanensis</i> Nutz., <i>Zeilleria abchazica</i> Nutz., <i>Negrelicerases negreli</i> Math., <i>Protacanthodiscus transfigurabilis</i> Bogos., <i>Berriassella pontica</i> Ret.							

ow. <i>tes subtilis</i> Krim.	<i>bolites styriacae</i> Koenig., IV. subsp. <i>...</i>	<i>Neohibolites subtilis</i> Krim.	Park., <i>In. sulcatus</i> Park., <i>Nucula pectenuta</i> Sow., <i>Neohibolites stylioides</i> Reng.	<i>Anahoplites daghestanensis</i> Glasun. <i>Hoplites dentatus</i> Sow., <i>Neohibolites minimus</i> List. Не выделяется	<i>oides</i> Sow., <i>Inoceramus concentricus</i> Park., <i>Neohibolites stylioides</i> Reng.	<i>Hoplites hexagonus</i> Lup., <i>Turrillites</i> d'Orb., <i>Neohibolites minimus</i> List.
ma Piet., <i>Hoplites dentatus</i> Sow., <i>Neohibolites minimus</i> List.	<i>Inoceramus concentricus</i> Park., <i>In. sulcatus</i> Park., <i>Neohibolites minimus</i> List.	<i>Dowvilleiceras mammilatum</i> Sch., <i>Neohibolites minimus</i> List.	<i>Leymeriella tardefurcata</i> Leym., <i>L. regularis</i> Br.	<i>Leymeriella tardefurcata</i> Leym.	<i>Nucula mariae</i> d'Orb., <i>Grammatodon carinatus</i> Sow., <i>Aucellina caucasica</i> Buch	<i>Acanthoplites multispinatus</i> Anth., <i>A. Sim.</i> , <i>Hypacanthoplites jacobi</i> Col. v. p.
Buch, <i>Mesohibolites brevis</i> Schw., tol., <i>N. wollemanni</i> Stol.	<i>Hypacanthoplites ex gr. jacobi</i> Col. <i>Acanthoplites nolani</i> Seun., <i>A. trautscholdi</i> Sim.	<i>Hypacanthoplites jacobi</i> Col., <i>H. nolani-formis</i> Glasun. <i>Acanthoplites aplanatus</i> Sinz., <i>A. multispinatus</i> Anth., <i>Ac. nolani</i> Seun., <i>Cheloniceraceras bigoureti</i> Seun.	<i>Aucellina caucasica</i> Buch, <i>Theironia caucasica</i> Eich.	<i>Hypacanthoplites jacobi</i> Col., <i>H. nolani-formis</i> Glasun. <i>Acanthoplites aplanatus</i> Sinz., <i>A. multispinatus</i> Anth., <i>A. nolani</i> Seun.		
	<i>Cicatrites kokodzensis</i> Lup., <i>Acanthoplites aschiltaensis</i> Anth. <i>Parahoplites melchioris</i> Anth., <i>Colombiceras tobleri</i> Jac. <i>Cheloniceraceras tschernyschewi</i> Sinz., <i>C. subnodosocostatum</i> Sinz., <i>Colombiceras ex gr. crassicos-tatum</i> d'Orb.	<i>Acanthoplites aschiltaensis</i> Anth., <i>A. evolutus</i> Sinz., <i>Parahoplites maximus</i> Sinz. <i>Parahoplites melchioris</i> Anth., <i>P. multicostatus</i> Sinz., <i>P. subcampichei</i> Sinz., <i>Cheloniceraceras martini</i> d'Orb., <i>Neohibolites aptiensis</i> Kil., <i>N. inflexus</i> Stol. <i>Cheloniceraceras martini</i> d'Orb., <i>C. subnodosocostatum</i> Sinz., <i>C. tschernyschewi</i> Sinz., <i>Colombiceras crassicos-tatum</i> d'Orb., <i>C. gargasense</i> d'Orb., <i>Neohibolites inflexus</i> Stol.	<i>Acanthoplites aschiltaensis</i> Anth., <i>A. evolutus</i> Sinz., <i>Parahoplites maximus</i> Sinz. <i>Parahoplites melchioris</i> Anth., <i>P. multicostatus</i> Sinz., <i>P. subcampichei</i> Sinz., <i>Cheloniceraceras martini</i> d'Orb., <i>Neohibolites aptiensis</i> Kil., <i>N. inflexus</i> Stol. <i>Cheloniceraceras martini</i> d'Orb., <i>C. subnodosocostatum</i> Sinz., <i>C. tschernyschewi</i> Sinz., <i>Colombiceras crassicos-tatum</i> d'Orb., <i>C. gargasense</i> d'Orb., <i>Neohibolites inflexus</i> Stol.	<i>Acanthoplites aschiltaensis</i> Anth., <i>A. evolutus</i> Sinz. <i>Parahoplites melchioris</i> Anth., <i>P. multicostatus</i> Sinz. <i>Cheloniceraceras martini</i> d'Orb., <i>C. subnodosocostatum</i> Sinz., <i>C. tschernyschewi</i> Sinz., <i>Colombiceras crassicos-tatum</i> d'Orb.		<i>Acanthoplites aschiltaensis</i> Anth., <i>Col-leri</i> Jac. <i>Colombiceras crassicos-tatum</i> d'Orb., (d'Orb. v. <i>aptiensis</i> Roch.
	<i>Deshayesites deshayesi</i> Leym., <i>D. dechy</i> Pap., <i>Cheloniceraceras cornuelli</i> d'Orb. <i>Matheronites cf. ridzewskii</i> Kar., <i>Hemicrioceras rude</i> Koen., <i>Imerites favrei</i> Rouch.	<i>Dufrenoya furcata</i> Sow., <i>D. subfurcata</i> Kas., <i>Deshayesites lavaschensis</i> Kas. <i>Deshayesites dechy</i> Pap., <i>D. deshayesi</i> Leym., <i>D. lavaschensis</i> Kas., <i>Cheloniceraceras seminodosum</i> Sinz. <i>Matheronites ridzewskii</i> Kar., <i>Tropaeum hilisi</i> Sow., <i>Imerites densecostatus</i> Reng.	<i>Dufrenoya furcata</i> Sow., <i>D. subfurcata</i> Kas., <i>Deshayesites lavaschensis</i> Kas. <i>Deshayesites dechy</i> Pap., <i>D. deshayesi</i> Leym., <i>D. lavaschensis</i> Kas., <i>Cheloniceraceras seminodosum</i> Sinz. <i>Matheronites ridzewskii</i> Kar., <i>Tropaeum hilisi</i> Sow., <i>Imerites densecostatus</i> Reng.	<i>Dufrenoya furcata</i> Sow., <i>Deshayesites dechy</i> Pap. <i>Deshayesites dechy</i> Pap., <i>D. latilobatus</i> Sinz., <i>D. consobrinus</i> d'Orb., <i>Cheloniceraceras seminodosum</i> Sinz. <i>Matheronites ridzewskii</i> Kar., <i>Acrioceras furcatum</i> Sow., <i>Imerites densecostatus</i> Reng.		<i>Deshayesites dechy</i> Pap., <i>Cheloniceraceras</i> Sinz. <i>Deshayesites weissii</i> N. et Uhl., <i>Col-</i> Rouch.
is K. — V., d'Orb.,	<i>Diasopyxis marcous</i> d'Orb.; <i>Nerinea vogti</i> Ptel., <i>Requienia</i> sp.	<i>Barremites subdifficis</i> Kar., <i>B. hemiptychus</i> Kil., <i>Saynella davydowi</i> Tr. <i>Barremites tenuicinctus</i> Sar., <i>B. psilotatus</i> Uh., <i>Holcodiscus ex gr. caillaudi</i> d'Orb. <i>Simbirskites ex gr. decheni</i> Roem., <i>Craspedodiscus discofalcatus</i> Semen., <i>Pseudothurmannia renevieri</i> Sar.	<i>Trigonia inguschensis</i> Reng., <i>T. subdaedalea</i> Reng., <i>Heteroceras astieri</i> d'Orb., <i>Imerites giraudi</i> Kil., <i>Barremites vocantium</i> Sayn. <i>Desmoceras renevieri</i> Sayn., <i>Pseudothurmannia angulicostata</i> d'Orb., <i>Craspedodiscus caucasicus</i> Reng., <i>Cr. ex gr. discofalcatus</i> Lah.	<i>Trigonia abichi</i> Anth., <i>Neithea atava</i> Roem., <i>Exogyra latissima</i> Lam., <i>Phylloceras ponticuli</i> Rous., <i>Costidiscus recticostatus</i> d'Orb. <i>Exogyra subsinuata</i> Leym., <i>Ex. tombecki</i> d'Orb., <i>Pseudothurmannia aff. stanislasi</i> Tol.		<i>Monopleura sulcata</i> Math., <i>Requienia Barremites strettostoma</i> Uhl. По-видимому отсутств
is d'Orb., udi d'Orb.						
angulicostata						
li Lev., <i>Cr. alensis</i> Lup.	<i>Lamellaptychus angulicostatus</i> Lor.	<i>Speetoniceraceras inostranzewi</i> Kar., <i>Sp. auerbachi</i> Eichw., <i>Crioceratites duvali</i> Lev., <i>Cr. nolani</i> Piet. v. <i>biasalensis</i> Lup. <i>Acant hodiscus cf. stenosis</i> Baum.	<i>Speetoniceraceras inversus</i> M. Pavl., <i>S. subinversus</i> M. Pavl. <i>Crioceras nolani</i> Kil., <i>C. sablieri</i> Ast. <i>Leopoldia leopoldi</i> d'Orb., <i>L. buxtorfi</i> Baum., <i>L. lorioli</i> Baum. <i>Acanthodiscus radiatus</i> Brug., <i>Liticoceras bifalcatum</i> Uh., <i>Astieria astieri</i> d'Orb., <i>Bidichotomites bidichotomus</i> Leym.	<i>Trigonia carinata</i> Agass., <i>Exogyra subsinuata</i> Leym. v. <i>falciformis</i> Leym.	Не подразделяется, фауна двустворчатых и плеченюгих	Не содержит характерной
Uhl., <i>Acant-</i> <i>l., Leopoldia</i>						
rmanni Piet., <i>Neocomites trezanensis</i> <i>ibaudiana</i> d'Orb., <i>K. pexiptycha</i> Uhl., <i>Lamellaptychus didayi</i> Coq.	<i>Aucella weerthi</i> Pavl., <i>A. nuciformis</i> Pavl., <i>Kilianella cf. pexiptycha</i> Uh., <i>Lamellaptychus didayi</i> Coq. <i>Aucella volgensis</i> Lah., <i>Protocanthodiscus transfigurabilis</i> Bogos., <i>Berriassella subrichteri</i> Ret., <i>B. subchaperi</i> Ret., <i>Rjasanites aff. rjasanensis</i> Nik.	<i>Toxaster granosus</i> d'Orb., <i>Lima etaloni</i> Piet. et Camp., <i>Trigonia gerassimovi</i> Mordv., <i>Harpagodes desori</i> Piet. et Camp., <i>Thurmannites cf. thurmanni</i> Piet. <i>Aucella volgensis</i> Lah., <i>A. crassicolis</i> Keys., <i>Lima dubisiensis</i> Piet., <i>Berriassella boissieri</i> Piet., <i>Rjasanites rjasanensis</i> Nik., <i>Protocanthodiscus transfigurabilis</i> Bogos., <i>Negreliceraceras negreli</i> Math.	<i>Toxaster granosus</i> d'Orb., <i>Lima etaloni</i> Piet. et Camp., <i>Trigonia gerassimovi</i> Mordv., <i>Harpagodes desori</i> Piet. et Camp., <i>Thurmannites cf. thurmanni</i> Piet. <i>Aucella volgensis</i> Lah., <i>A. crassicolis</i> Keys., <i>Lima dubisiensis</i> Piet., <i>Berriassella boissieri</i> Piet., <i>Rjasanites rjasanensis</i> Nik., <i>Protocanthodiscus transfigurabilis</i> Bogos., <i>Negreliceraceras negreli</i> Math.	<i>Harpagodes desori</i> Piet., <i>Modiola subsimplex</i> d'Orb., <i>Trigonia gerassimovi</i> Mordv.		Не содержит характерной
eli Math., <i>Berriassella pontica</i> Ret., t., <i>R. subrichteri</i> Ret.						

СХЕМА ТЕКТониКИ КОЛХИДСКОЙ НИЗМЕННОСТИ

Составил Лалиев А.Г.
по материалам Грузнефти, Грузнефтегеофизики, Геологического
Управления Грузии и Геологического Института А.Н. Груз.ССР



Условные обозначения

- | | | | |
|---------|------------------------------------|---------|--|
| А — А | Линия профиля | 14 — 14 | Антиклиналь Цхал-и-минда-Квишиани |
| — — — | Граница измененной части Колхиды | 15 — 15 | Сугса-Омперетская антиклиналь |
| — — — | Оси антиклиналей | 16 — 16 | Намеченные алексуровобразные (?) складки на |
| — — — | Оси синклиналей | 17 — 17 | Юго-Западном крыле Копитмарского антиклинория |
| 1 — 1 | Цоцхистая антиклиналь | 18 — 18 | Копитмарский антиклинорий |
| 2 — 2 | Хабская („буферная“) синклималь | 19 — 19 | Предпологаемый северно-западное продолжение |
| 3 — 3 | Кваланская антиклиналь | | Чолатрской синклинали |
| 4 — 4 | Наджижевская антиклиналь | 20 — 20 | Квизирская антиклиналь |
| 5 — 5 | Цханаевская „ — „ | 21 — 21 | Кваланский сброс |
| 6 — 6 | Накаланевская „ — „ | 22 — 22 | Колхидский Глубинный разлом (проеция плоскости |
| 7 — 7 | Абедатская „ — „ | | зоны) пересечения разлома с подрайбой низинной |
| 8 — 8 | Чалатрская (Коратская) синклималь | | мелка приподнятой части) |
| 9 — 9 | Чолатрская антиклиналь | 23 — 23 | Проекция меерельского глубинного разлома по |
| 10 — 10 | Кувельская антиклиналь | | сейсмическим данным для глубин очагов в ин- |
| 11 — 11 | Поти-Нобарская синклималь | | тервале 15-20 км. (по М.М. Рубинштейну) |
| 12 — 12 | Григалетско-Личорский антиклинорий | 24 — 24 | Линии главных тектонических нарушений |
| 13 — 13 | Сугса-Лавчхутский синклинорий | 25 — 25 | (надвигов) северной периферии Арджара- |
| | | 26 — 26 | Триалетский складчатой системы (по П.Д. Гиндрелидзе) |

Рис. 1.

ПРОФИЛЬ В-В

0 500 1000 1500 2000 2500

Сост. Лавров А.Г.
по состоянию изученности
на 1/1-54 г.

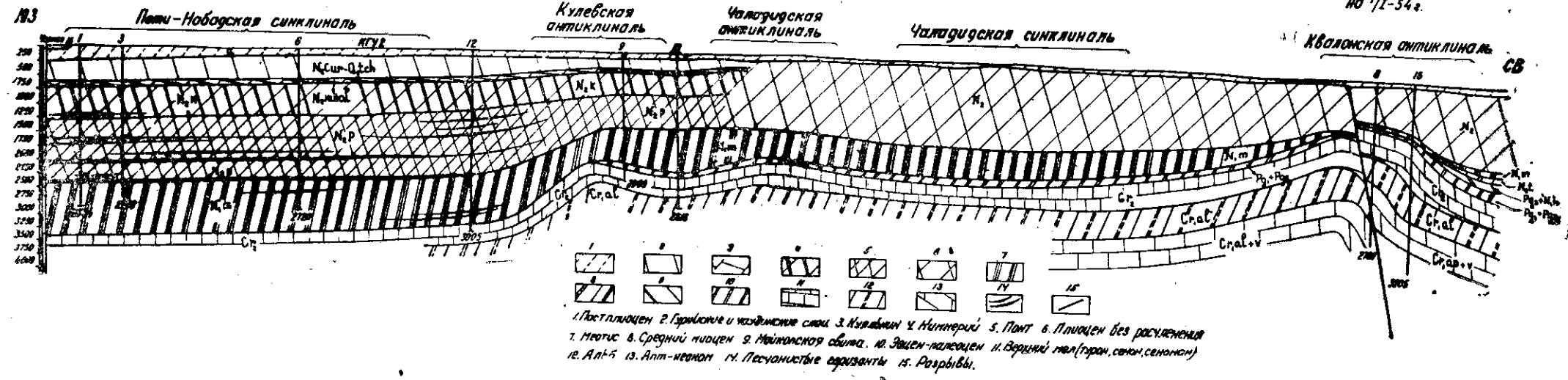


Рис. 4.

ПРОФИЛЬ А-А

0 100 200 300 400 500

Сост. Логин АГ.
по материалам изучения
на 1/2 1954г.

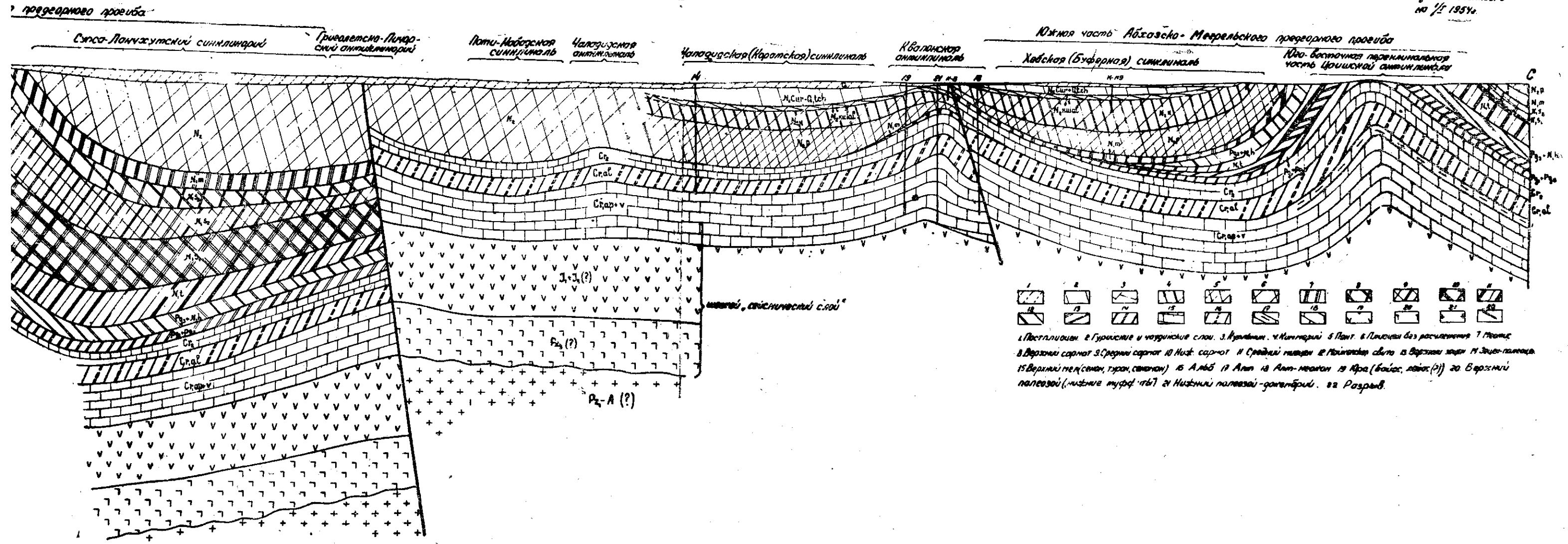


Рис. 3.

ПРОФИЛЬ А-А



Северная часть Гурисского предеального прогиба

Синто-Опартетская
антиклиналь

Синто-Лончхутский синклинали

Григалетско-Полар-
ский антиклиналь

Поти-Наборская
синклинали

Чалхидзская
антиклиналь

Чалхидзская (Наратская) синклинали

Квандисская
антиклиналь

Южная часть Абхазско-Мезрельского предеального прогиба

Хабская (буферная) синклинали

Юго-восточная часть Цришской ан...

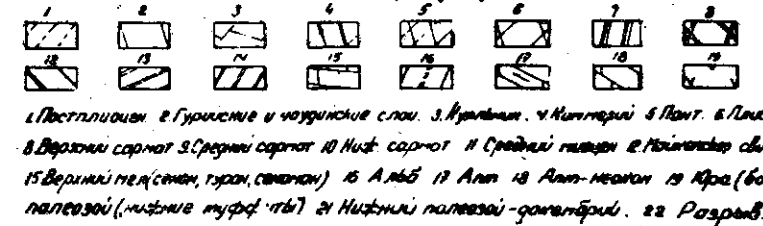
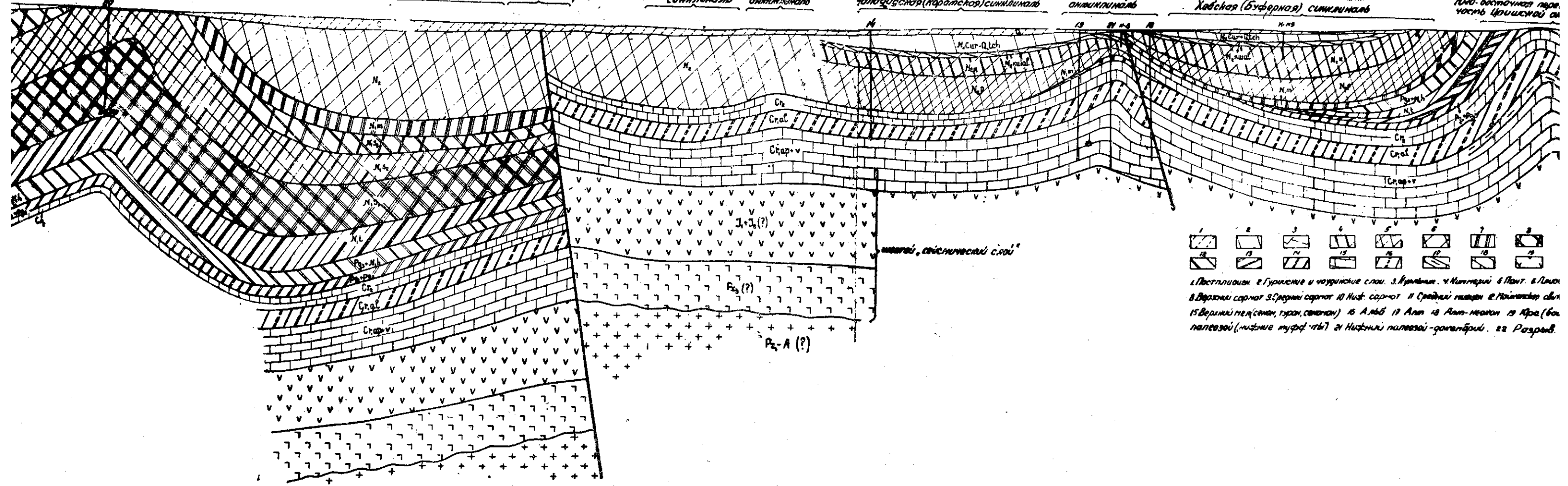


Рис. 3.

ПРОФИЛЬ А-А.

0 500 1000 1500 2000

Сост. Попов А. Г.
по составу и изученности
№ 1/1.542

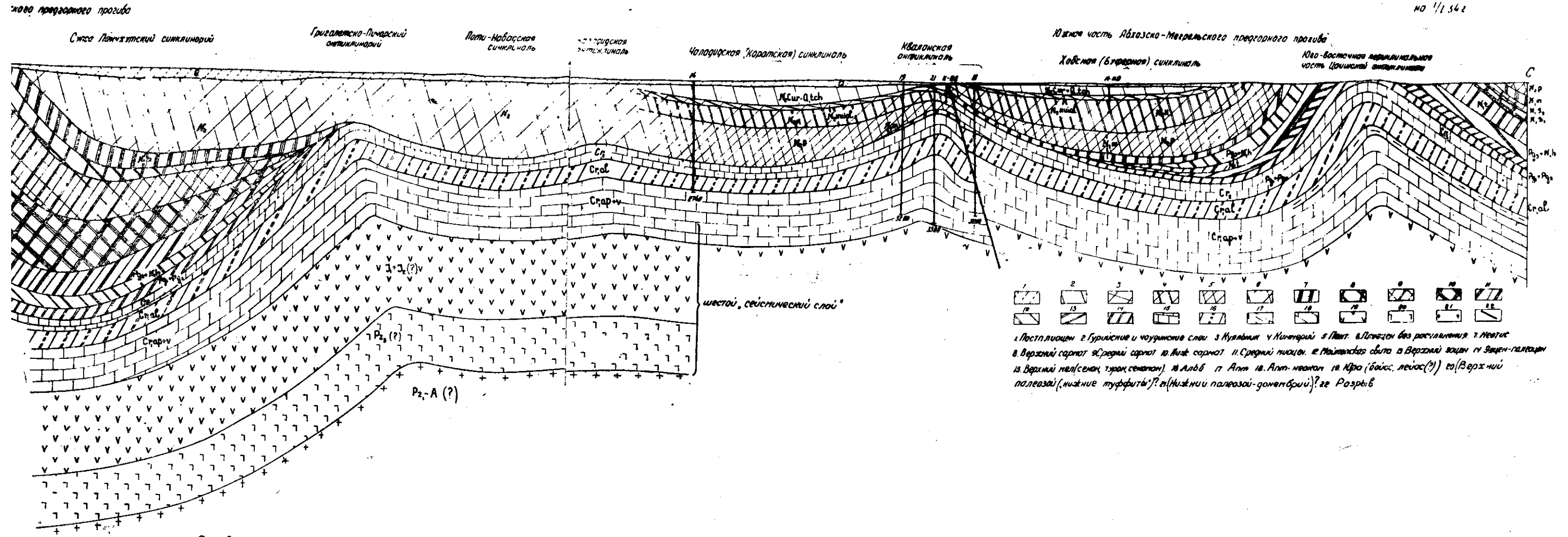


Рис. 2.

ПРОФИЛЬ А-А.

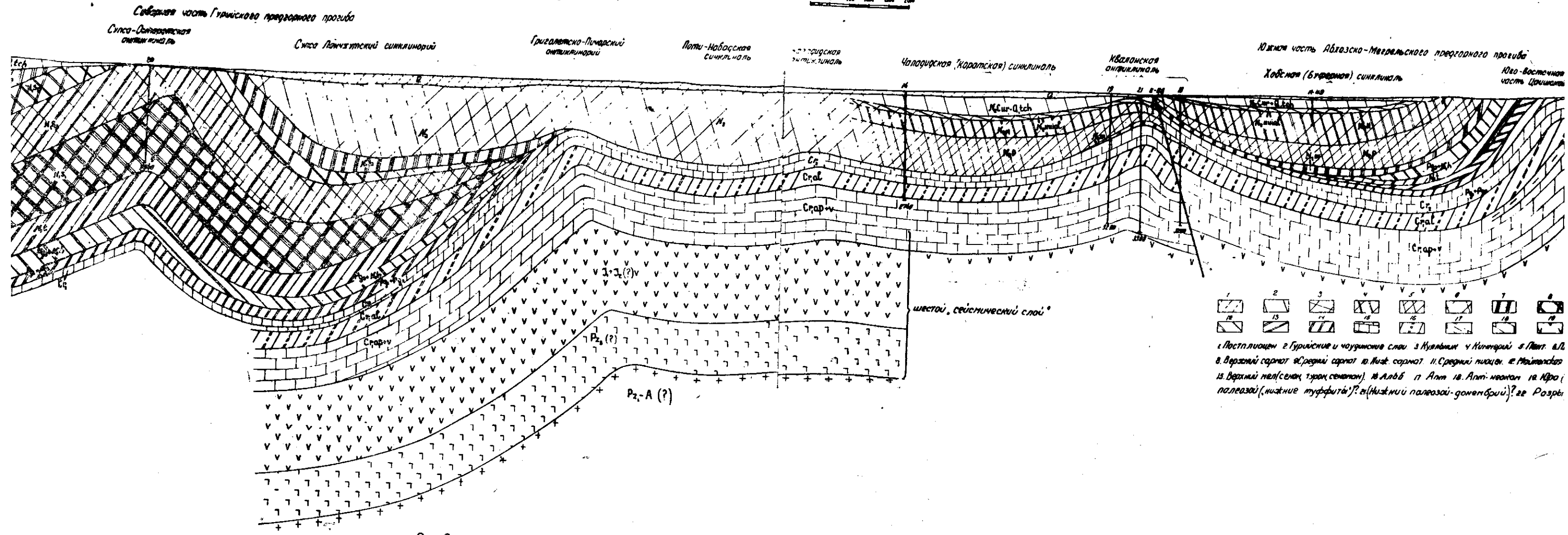
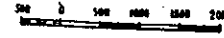
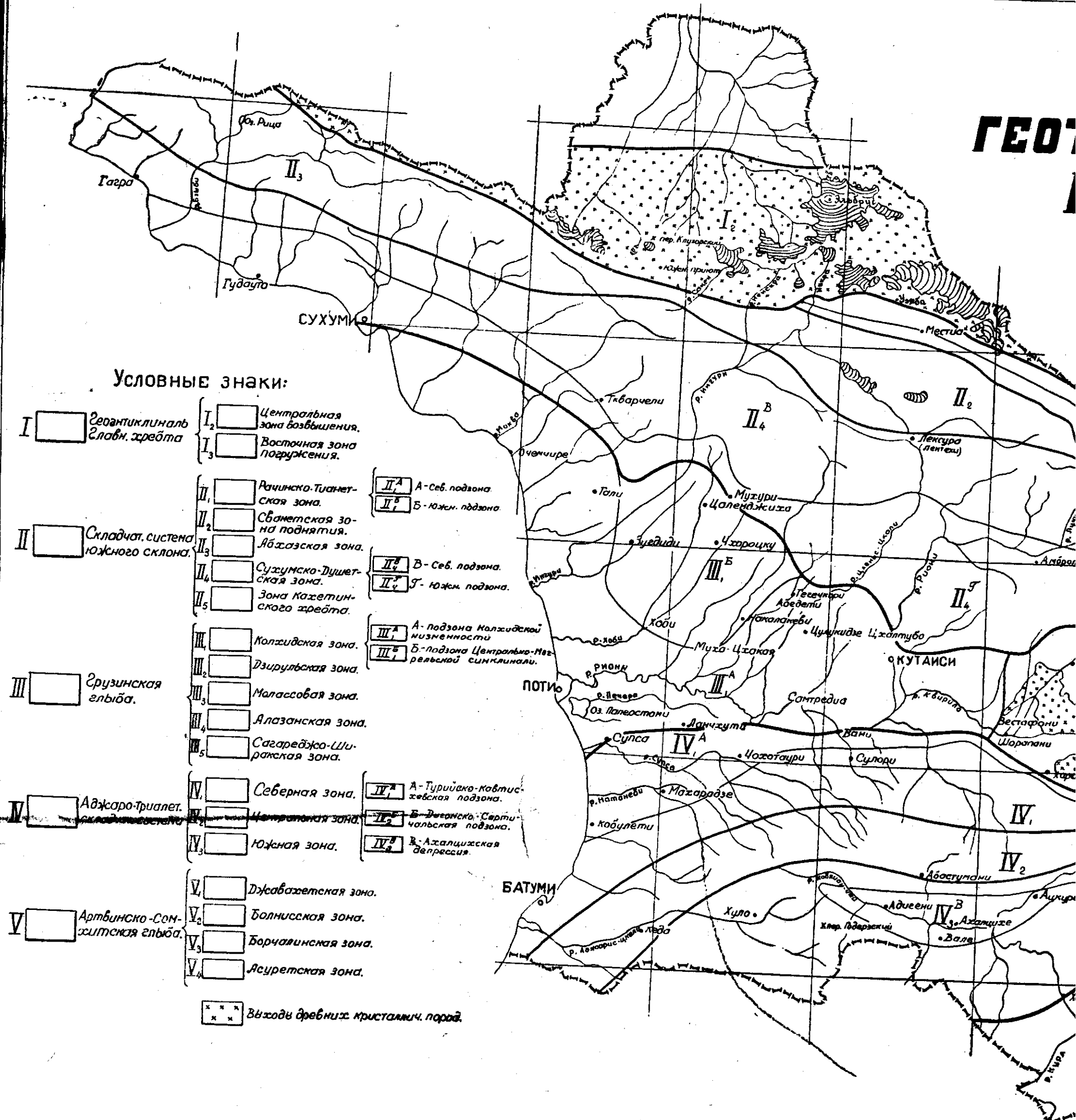


Рис. 2.

- | | | | | | | | |
|----|----|----|----|----|----|----|----|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
| 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 |
| 17 | 18 | | | | | | |
1. Пастбищен 2. Гурьские и чоларурские слои 3. Мульям 4. Кичмары 5. Пати-набар. в.п.
 6. Верхний сармат 7. Средний сармат 8. Ниж. сармат 9. Средний миоцен 10. Атлантический
 11. Верхний мел (сенок. тирак сенок.) 12. Алб 13. Алт 14. Алт-чхотан 15. Алт
 16. Палеозой (нижние туффины)? 17. Нижний палеозой-докембри? 18. Разры



Условные знаки:

- | | | | |
|-----|-----------------------------------|------------------|------------------------------|
| I | Геосинклиналь Главн. хребта | I ₂ | Центральная зона возвышения. |
| | | I ₃ | Восточная зона погружения. |
| | | | |
| II | Складчат. система южного склона. | II ₁ | Рачинско-Тшанетская зона. |
| | | II ₂ | Сванетская зона поднятия. |
| | | II ₃ | Абхазская зона. |
| | | II ₄ | Сухумско-Душетская зона. |
| | | II ₅ | Зона Кахетинского хребта. |
| III | Грузинская глыба. | III ₁ | Колхидская зона. |
| | | III ₂ | Дзиргульская зона. |
| | | III ₃ | Маласовская зона. |
| | | III ₄ | Алазанская зона. |
| | | III ₅ | Сагареджо-Ширакская зона. |
| IV | Аджаро-триалет. складчат. система | IV ₁ | Северная зона. |
| | | IV ₂ | Центральная зона. |
| | | IV ₃ | Южная зона. |
| V | Артвинско-Сомхитская глыба. | V ₁ | Джзавхетская зона. |
| | | V ₂ | Болнисская зона. |
| | | V ₃ | Борчалинская зона. |
| | | V ₄ | Асуретская зона. |

xxxxx Выходы древних кристаллич. пород.

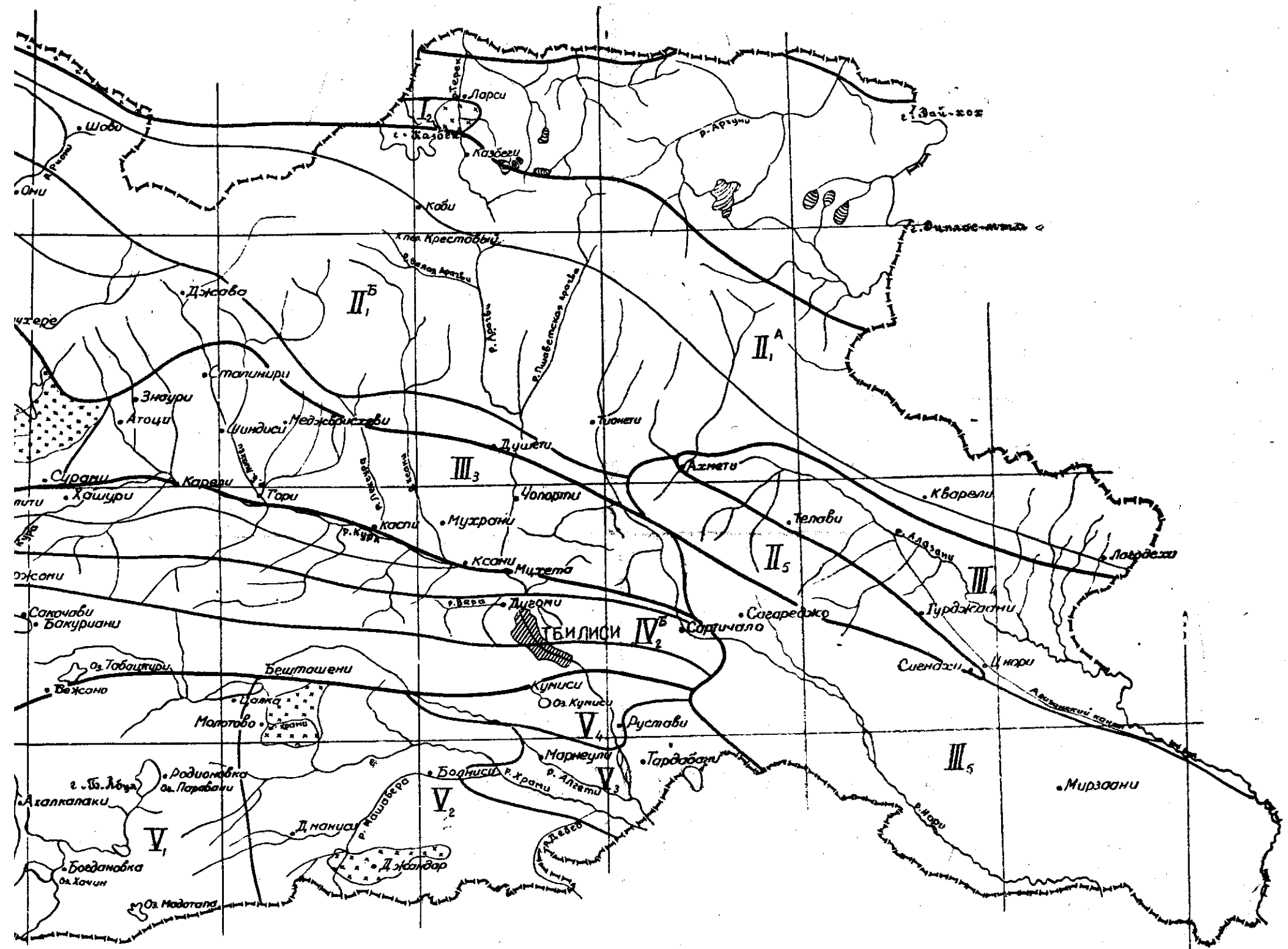
ТОПОНИЧЕСКАЯ КАРТА УЗБЕКСКОЙ ССР

Составил: П. Д. Гамкрелидзе

Масштаб

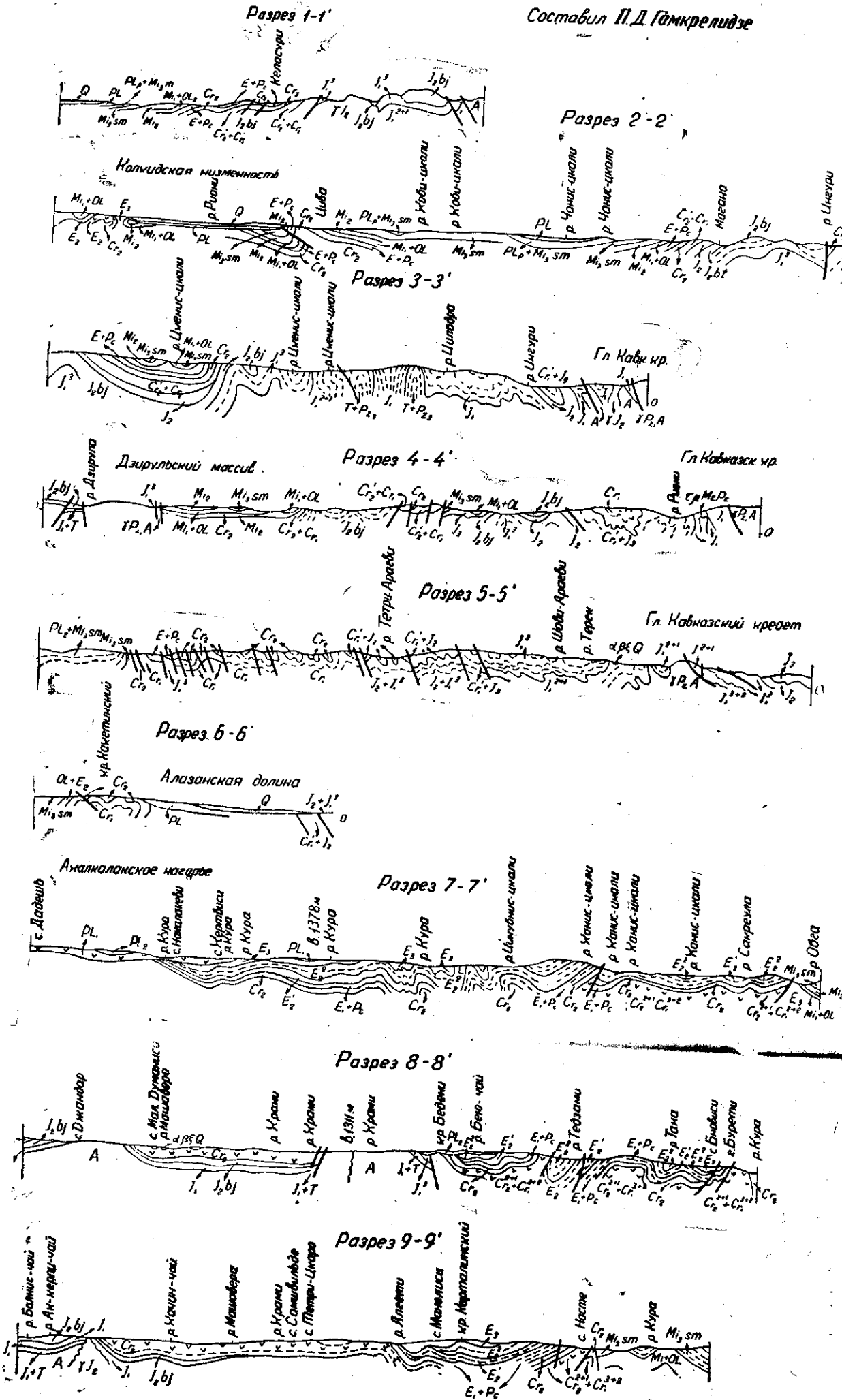


1954 г.



Схематические геологические разрезы

Масштаб 1:500000
Составил П.Д. Гамкредидзе



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ:

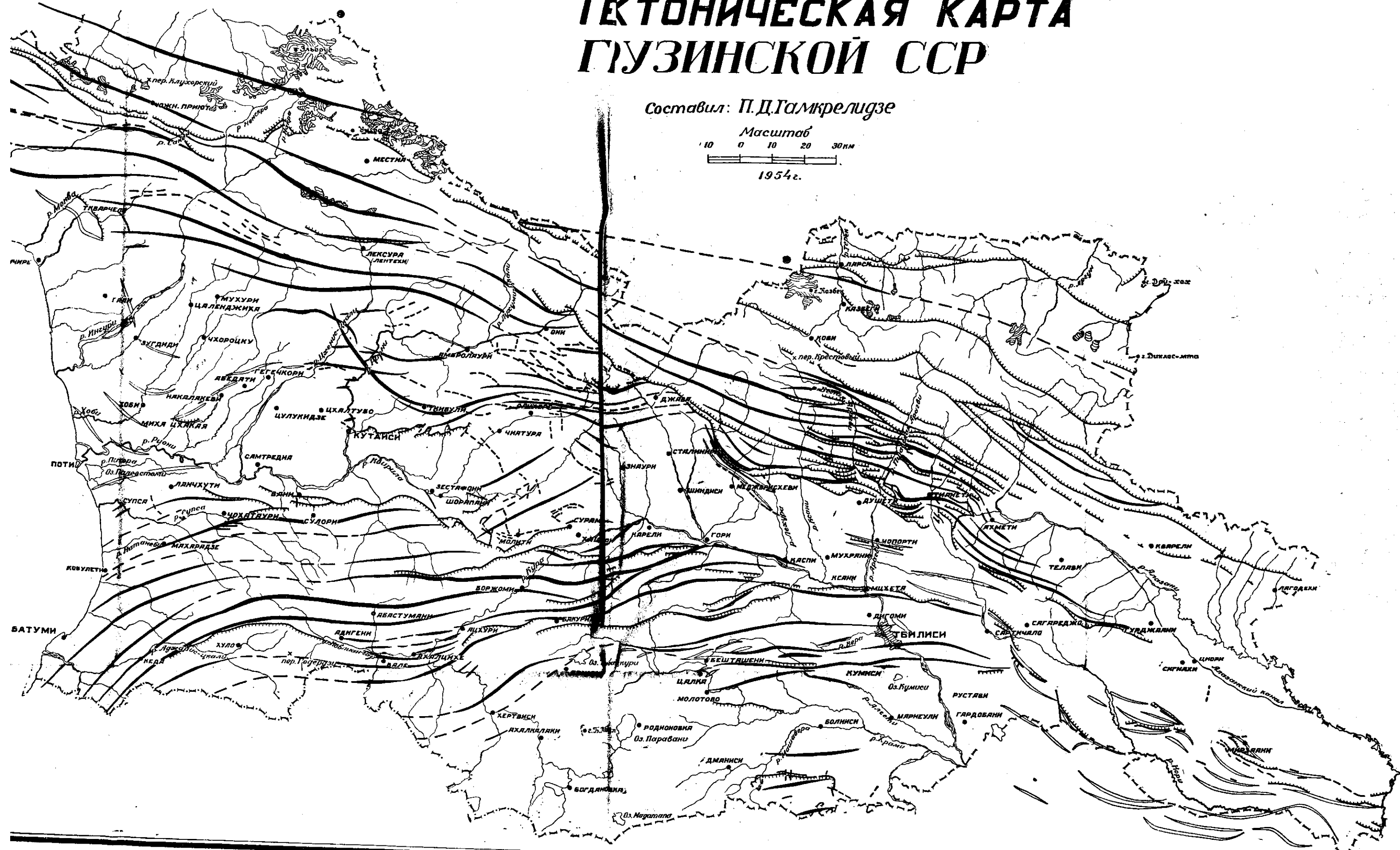
- Q Четвертичные отложения нерасчлененные.
- PL_2 Верхний плиоцен (Цалкско-Ахалколанская свита).
- PL_1 Нижний плиоцен (Кисайская свита).
- PL Плиоцен нерасчлененный.
- PL_2, M_1, M_2 Понти-меотис.
- M_1, sm Сармат.
- M_2 Средний миоцен.
- M_1, OL Нижний миоцен-олигоцен.
- OL, E_3 Олигоцен-верхний эоцен.
- E_3 Верхний эоцен.
- E_2^1 Средний эоцен (Верхняя свита).
- E_2^2 Средний эоцен (Нижняя свита).
- E_2^3 Средний эоцен.
- E, PL Эоцен-палеоцен.
- E, P_2 Нижний эоцен-палеоцен.
- C_2 Верхний мел.
- C_2^1, C_2^2 Нижний турон, сеноман частично апт.
- C_2^3, C_2^4 Сеноман, нижний мел.
- C_1 Нижний мел.
- C_1^1, J_2 Валанжин, верхняя юра.
- J_2 Верхняя юра.
- J_2, bt Бат.
- J_2, bj Байос.
- J_2 Средняя юра.
- J_2, J_1^3 Средняя юра, верхний лейас.
- J_1^3 Верхний лейас.
- J_1^{3-2} Верхний и средний лейас.
- J_1^{2-1} Средний и нижний лейас.
- J_1 Лейас нерасчлененный.
- J_1, T Лейас-триас.
- T, P_2 Триас-верхний палеозой.
- T, P_2, A Кристаллич. сланцы и гранитоиды нижнепалеозойские и архейские.
- A Архей.
- G_2 Гранитоиды среднеюрские.
- G_1 Гранитоиды третичные.
- T, P_2, P_1 Тешениты и порфириды мезозойские и верхнепалеозойские.
- ABQ Андезиты, базальты, долериты и дациты четвертичные.
- V, V Вулканоогенная фауна.
- ∇ Взросы и надвиги.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ КАРТА ГРУЗИНСКОЙ ССР

Составил: П. Д. Гамкрелидзе

Масштаб
10 0 10 20 30 км


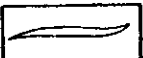
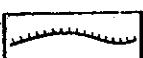
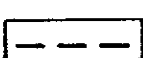
1954 г.



ТЕКТОНИЧЕСКАЯ КАРТА ГРУЗИНСКОЙ ССР

Составил: П. Д. Гамкрелидзе

Масштаб
10 0 10 20 30 км
1954г.

-  Осьевые линии линейного типа антиклинальных складок
-  Осьевые линии покровного типа антиклинальных складок
-  Взбросы и надвиги
-  Сбросы и сдвиги

