

Ф. Д. МАЙСАДЗЕ

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ
АБХАЗИИ
В ПАЛЕОГЕНОВОЕ
ВРЕМЯ

„МЕЦНИЕРЕБА“

АКАДЕМИЯ НАУК ГРУЗИНСКОЙ ССР
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ им. А. И. ДЖАНЕЛИДЗЕ

Труды, новая серия, вып. 92

Ф. Д. МАЙСАДЗЕ

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ АБХАЗИИ В ПАЛЕОГЕНОВОЕ ВРЕМЯ



ТБИЛИСИ
«МЕЦНИЕРЕБА»

1987

26. 323 (2 Г)
55I.87(479.224)
М 149

УДК 55I.87/479.224/

В работе рассматриваются палеогеография и основные этапы истории геологического развития Абхазии в палеогеновое время. В результате детального фациального и литологического изучения палеогеновых отложений выделяются три различающиеся друг от друга фациальные зоны: смешанная /выделяется впервые/, переходная и субплатформенная.

На территории Абхазии в палеогеновое время существовали два бассейна осадконакопления – Северный и Южный. Основные палеогеографические перестройки произошли во время новоприремейской фазы складчатости, проявившейся во второй половине позднего эоцена. В результате этого Северный бассейн прекращает свое существование, а в западной части Южного бассейна начинает возникать предгорный прогиб /восточное окончание Сочи-Адлерской депрессии/, где накапливаются мощные регрессивные отложения верхнего эоцена и олигоцена.

Редактор акад. АН ГССР А.Л.ЦАГАРЕЛИ

Рецензенты: чл.-кор. АН ГССР И.П.ГАМКРЕЛИДЗЕ
канд. геол.-мин. наук Д.Ю.ПАПАВА

М 1904020000 19-87 © Издательство "Мецниереба"
М 607(06)-87

І. В В Е Д Е Н И Е

Палеогеновые отложения на территории Абхазии в основном развиты в южной ее части, где они участвуют в строении депрессии, примыкающих к акватории Черного моря. Небольшие их выходы встречаются также в западной части Горной Абхазии, в верховьях рр. Псоу и Бзыбь.

В большинстве работ, посвященных геологии Абхазии, палеогеография и история геологического развития палеогена даются в общих чертах. Что же касается литологической изученности рассматриваемых отложений, то здесь следует отметить, что предметом специальных исследований являлись лишь отдельные их незначительные части.

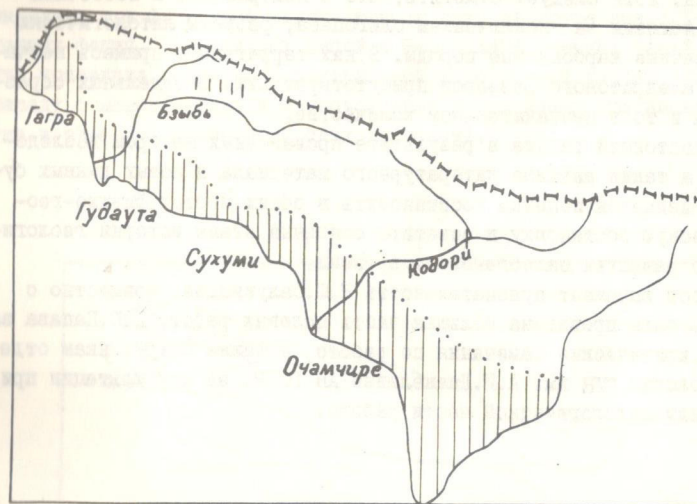


Рис.І. Обзорная карта Абхазии /заштрихована исследованная территория/.

В результате полевых работ составлены детальные литолого-стратиграфические и структурные разрезы. Под микроскопом просмотрены шлифы основной части палеогеновых пород, из которых отобраны и литологически изучены те, которые в значительном количестве содержат терригенную примесь в виде обломочного материала. В этом отношении наиболее интересной оказалась западная часть Абхазии, где палеогеновые образования характеризуются фациальным разнообразием /рис.І/.

Как известно, для правильного построения палеогеографических и фациальных схем необходима четкая корреляция отложений, по которым производятся эти построения, а именно достаточное обоснование их

принадлежности в различных пунктах изучаемой территории к одному и тому же стратиграфическому комплексу. Поэтому от степени изученности стратиграфии рассматриваемых отложений во многом зависит ценность всех последующих выводов.

Такие построения, помимо научного интереса, имеют и практическое значение при поисках полезных ископаемых.

Палеогеновые отложения, развитые в горной части Абхазии, являлись мало изученными. К тому же они фаунистически слабо охарактеризованы и отдельные вопросы, касающиеся их стратиграфии, возраста и литологии, требуют дальнейшего уточнения.

В то же время, палеогеновые образования остальных частей Абхазии фаунистически хорошо охарактеризованы и их детальное стратиграфическое расчленение и возраст /большой частью/ не вызывает сомнения. Хотя следует отметить, что в центральной и восточной частях Абхазии за исключением олигоцена, развиты литологически однообразные карбонатные породы. В них терригенная примесь песчаного и алевроитового размеров присутствует лишь в отдельных образцах, да и то в незначительном количестве.

В настоящей работе в результате проведенных автором исследований, а также анализа литературного материала и новых данных бурения, делается попытка восстановить в общих чертах физико-географическую обстановку и осветить основные этапы истории геологического развития палеогенового времени.

Автор выражает признательность Н.Ш.Салуквадзе, совместно с которым была проведена большая часть полевых работ, Д.Ю.Папава за ценные критические замечания по работе, а также сотрудникам отдела литологии ГИН им. А.И.Джанелидзе АН ГССР, за консультации при написании литологической части работы.

2. Т Е К Т О Н И К А

По схеме геотектонического районирования Грузии /Гамкрелидзе, 1966/ на территории Абхазии выделяются следующие зоны: I-антиклинарий Главного Кавказского хребта, 2-складчатая система Южного Склона Большого Кавказа, 3-Грузинская глыба. Палеогеновые отложения развиты в последних двух геотектонических единицах.

В пределах Гагрско-Джавской зоны /складчатая система Южного склона/ эти отложения представлены различными фациями. Севернее антиклинали Ахцу-Кацирха, в верхнем течении рр. Псоу и Бзыбь, развиты переходные фаии. Смешанные фаии развиты южнее и занимающие

большую часть Абхазской подзоны, слагают восточное окончание Сочи-Адлерской депрессии.

Среди исследователей нет единого мнения о геотектонической природе Абхазской подзоны. В частности М.С. Эристави Абхазскую подзону считал переходной от глыбы к геосинклинали, Е.Е.Милановский и В.Е.Хайль (1963) всю Адлерскую впадину рассматривают как периферический участок межгорной впадины, наложенный на мега-антиклинарий Большого Кавказа, Д.Ю.Папава ее полностью относит к складчатой системе Южного склона, Ш.А.Адамия /1977/- к Грузинской глыбе.

Не вдаваясь в подробности о принадлежности отдельных частей рассматриваемой территории к той или иной тектонической единице, отметим, что по палеогеновым отложениям, в пределах Абхазии можно выделить три фациально различающиеся друг от друга зоны: I-переходных фаии, 2-смешанных фаии и 3-субплатформенных фаии /рис.2/. Эти последние развиты в центральной и восточной частях Абхазии, наряду с мезозойскими и кайнозойскими отложениями, принимают участие в строении причерноморских депрессий.

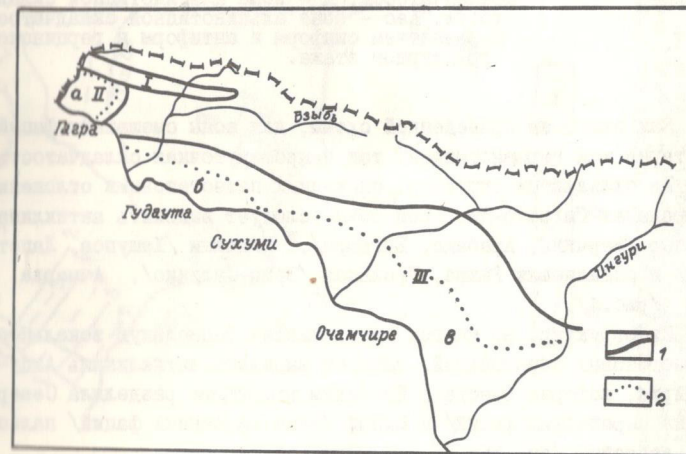


Рис.2. Схема фациальной зональности палеогеновых отложений: I-зона переходных фаии, II-зона смешанных фаии, III-зона субплатформенных фаии, а-восточное окончание Сочи-Адлерской депрессии, б-Гудаутская депрессия, в-Очамчирская /Самурзаканская/ депрессия. 1-граница между фациальными зонами, 2-современная граница депрессии.

По последней схеме тектонического районирования Абхазии /Адамия, 1977/ зона переходных фаций принадлежит к складчатой системе Южного склона Большого Кавказа, зона смешанных и субплатформенных фаций - к Грузинской глыбе.

По типам складчатости на рассматриваемой территории выделяют-ся три основные полосы общекавказского простираения /Адамия, 1977/, /рис.3/.

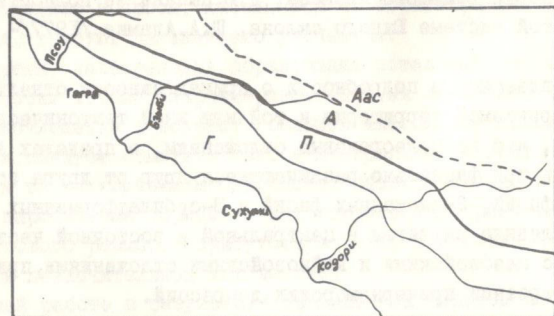


Рис.3. Схема зональности по типу /интенсивности/ складчатости. Г - зона германотипной складчатости, П - зона промежуточной /переходной/ складчатости, А - зона альпийского типа складчатости, Аас - зона альпийского типа складчатости с развитием синформ и антиформ в герцинском структурном этапе.

Как видно из приведенной схемы, для зоны смешанных фаций характерна как германотипная, так и промежуточная складчатость.

Из складчатых структур, сложенных палеогеновыми отложениями, в пределах Гагрско-Джавской зоны следует выделить антиклинали Ахштыр /Берчиль, Арабика, Багнари/,^х Клдiani /Хашупса, Лапстинская/ и синклинали Рихва, Троицкая /Земо-Салхино/, Ачмарда, Хашупса /рис.4/.

Из структур, во многом определивших фациальную зональность палеогеновых образований, следует выделить антиклиналь Ахцу-Кацирха, которая вместе с Бзыбским поднятием разделяла Северный /зона переходных фаций/ и Южный /зона смешанных фаций/ палеогеновые бассейны /см. рис.2/.

Синклиналь Рихва, развитая в северной полосе развития палеогеновых образований, характеризуется асимметричным строением и

^х Здесь и далее в скобках указываются названия тех же структур и населенных пунктов, встречающихся в литературе.

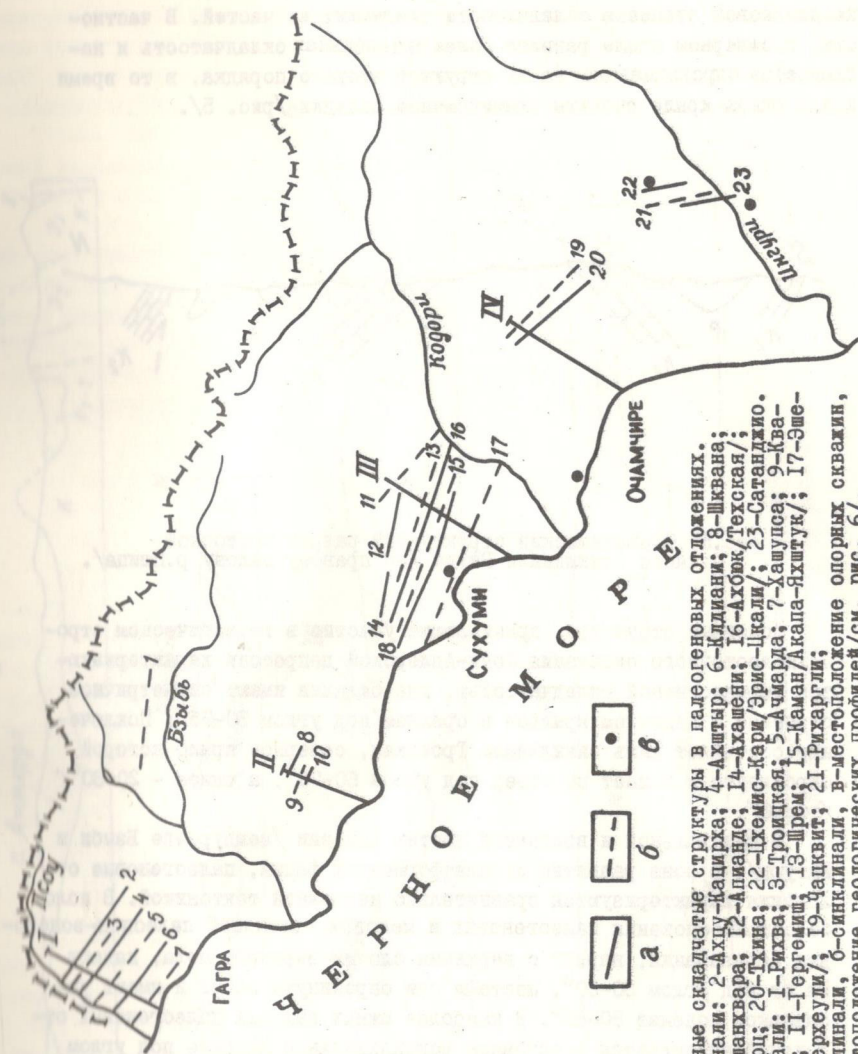


Рис. 4. Основные складчатые структуры в палеогеновых отложениях. Антиклинали: 2-Ахцу-Кацирха; 4-Ахштыр; 6-Клдiani; 8-Шквана; 10-Апшанхвара; 12-Алианде; 14-Акашени; 16-Ахобк /Техская/; 18-Бзыр; 20-Тхина; 22-Джемис-Кари /Эрис-Цкали/; 23-Саганджио. Синклинали: 1-Рихва; 3-Троицкая; 5-Ачмарда; 7-Хашупса; 9-Ква-напа; 11-Гергемиш; 13-Шрем; 15-Каман /Акапа-Ихштук/; 17-Эне-ра /Мерхеули/; 19-Чацкит; 21-Рихаргли; 2-антиклиналь, 6-синклиналь, в-местоположение опорных свайгин, 1-1-местоположение геологических профилей /см. рис. 6/.

неодинаковой степени складчатости слагающих ее частей. В частности, в северном крыле развита более интенсивная складчатость и наблюдается опрокидывание на юг структур второго порядка, в то время как в южном крыле развиты симметричные складки /рис. 5/.

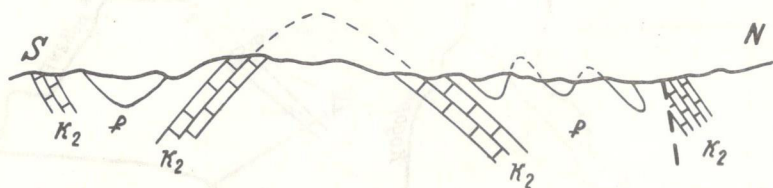


Рис. 5. Схематический структурный разрез восточной части синклинали Рихва /по правому склону р.Шица/.

Основные структуры, принимающие участие в геологическом строении восточного окончания Сочи-Адлерской депрессии характеризуются германотипной складчатостью, где складки имеют симметричное строение с падением крыльев в среднем под углом $30-35^{\circ}$. Исключение составляет лишь синклиналь Троицкая, северное крыло которой опрокинута и падает на север под углом $60-70^{\circ}$, а южное - $20-30^{\circ}$ /рис. 6/.

В центральной и восточной частях Абхазии /междуречье Бзыби и Ингури/, в зоне развития субплатформенных фаций, палеогеновые отложения характеризуются сравнительно несложной тектоникой. В полосе соприкосновения палеогеновых и меловых отложений палеоцен-эоценовые образования, наряду с верхними слоями верхнего мела, падают на юг под углом $50-60^{\circ}$, местами они опрокинута на юг и имеют уже северное падение $80-85^{\circ}$. В наиболее южных выходах палеогеновых отложений наблюдается в основном моноклиналиное падение под углом $30-40^{\circ}$.

Из складчатых структур, фиксируемых на рассматриваемой территории, основная часть приходится на Очамчирскую депрессию. Среди них следует отметить антиклинали Ахашени, Апианде, Ахбюк /Техская/, Бырц, Сатанджо, Цхемискари /Эрис-цкали/, Тхина и синклинали Гергемиди, Шрем, Каман /Акапа-Яхтурская/, Рихаргзу, Чацквит, Эшера /рис. 4/.

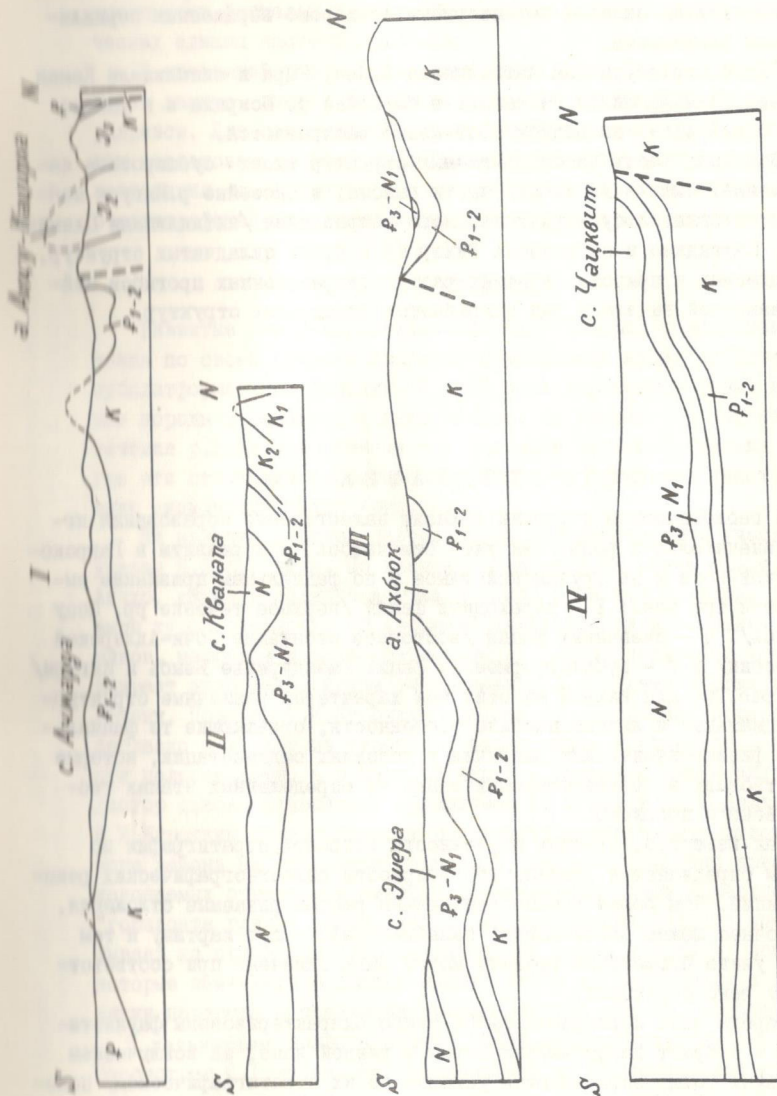


Рис. 6. Схематические тектонические профили (местоположение профилей см. на рис. 4).

Складки, развитые в северной части депрессии, характеризуются крутым и опрокинутым залеганием, в то время как в южной части они сравнительно слабо смяты и кулисообразно связаны между собой. Большая часть этих складок характеризуется хорошо выраженным периклинальным окончанием.

Такие структуры как антиклинали Ахбюк, Бирц и синклинали Камаи и Эшера, замыкающиеся на западе в бассейне р. Псирца и в районе кур. Новый-Афон, на восток постепенно раскрываются.

Основная часть рассматриваемых структур имеет субширотное направление. Лишь в восточной части района, в бассейне р. Ингури наблюдаются складки субмеридионального направления /антиклинали Цхемискари, Сатанджио и синклиналь Рихаргзу/. Кроме складчатых структур, наблюдаемых в природе, в южных частях депрессионных прогибов сейсморазведкой выявлены ряд погребенных складчатых структур.

3. СТРАТИГРАФИЯ

В геологическом строении Абхазии палеогеновые образования играют значительную роль. Как уже отмечалось, они развиты в Гагрско-Джавской зоне и на Грузинской глыбе и по фациальным признакам выделяются три зоны: I - переходных фаций /верхнее течение рр. Псоу и Бзыбь/, II - смешанных фаций /восточное окончание Сочи-Адлерской депрессии/ и III - субплатформенных фаций /междуречье Бзыбь и Ингури/ /см. рис.2/. Для каждой из этих зон характерны различные структурно-фациальные и литологические особенности, отражающие те фациальные и физико-химические различия в условиях седиментации, которые существовали в соответствующих зонах на определенных этапах геологического прошлого.

Как известно, степень изученности вопросов стратиграфии во многом определяет и степень достоверности палеогеографических реконструкций. Чем более дробно расчленены рассматриваемые отложения, тем точнее можно восстановить палеогеографическую картину и тем более узкие промежутки времени могут быть охвачены при соответствующих реконструкциях.

Породы зоны переходных фаций слабо охарактеризованы фаунистически и возраст палеогеновых пород в данной зоне, за исключением отдельных толщ, определяются условно по их стратиграфическому положению или по другим косвенным признакам.

Развитые южнее смешанные и субплатформенные фации, представлены всеми ярусами палеогена. Эти отложения, за исключением верхней части /олигоценая часть/ фаунистически хорошо охарактери-

зованы и их возраст палеонтологически, так и стратиграфически можно считать хорошо обоснованным.

Ввиду неодинаковой степени фаунистической охарактеризованности упомянутых фациальных зон, сопоставление их отдельных стратиграфических единиц часто затруднено.

В настоящей работе, для зоны переходных фаций, где получены новые данные, дается детальное описание структурно-литологических разрезов. Для зон смешанных и субплатформенных фаций, геологическим исследованиям которых посвящено множество работ, во избежание повторения, нами дается в основном общая характеристика отдельных стратиграфических единиц и описание характерных сводных разрезов.

ЗОНА ПЕРЕХОДНЫХ ФАЦИЙ

Развитые севернее антиклинали Ахцу-Кацирха палеогеновые отложения по своей природе являются переходными между субфлишевыми и субплатформенными фациями. В этой зоне переходных фаций палеогеновые породы обнажаются в двух местах: на западе - в районе верхнего течения р. Псоу и восточнее - в бассейне верхнего течения р. Бзыбь, где эти отложения развиты более широко и принимают участие в строении синклинали Рихва /рис.7/.

На наличие осадков палеогена на рассматриваемом участке впервые указал В.И. Курочкин. По данным последнего на южном склоне хребта Анчко, южнее западного истока р. Пшица и на южном склоне г. Лакорози, выше турон-сенонских образований залегает свита песчаников, известняков, мергелей и микроконтломератов. Автор попытался установить возраст этой свиты путем ее сравнения с осадками других районов Грузии. Позднее В.И. Курочкин отметил, что указанные образования несогласно залегают на туронских известняках и содержат в нижней части палеоценовую, а в верхней части - нижнеэоценовую микрофауну /автор списка ископаемых организмов не приводит/. В дальнейшем В.И. Курочкин сделал попытку расчленить палеогеновые отложения данного района на отдельные горизонты. Им было отмечено присутствие ископаемых организмов /мелкие фораминиферы/ лишь в верхней части "горизонта глин и песчаников". Эта ассоциация, по его мнению, указывает на принадлежность вмещающих их пород к нижнему эоцену. Некоторые замечания вызывает мнение этого исследователя о существовании перерыва в осадконакоплении внутри нижнего эоцена.

В дальнейшем вопросы стратиграфии интересующих нас отложений рассмотрел С.Г. Букия. На составленной им геологической карте рассматриваемые отложения полностью отнесены к верхнему эоцену-олигоцену и идентифицированы с мехадирской свитой Сочи-Адлерской депрессии. С мнением упомянутого исследователя трудно согласиться,

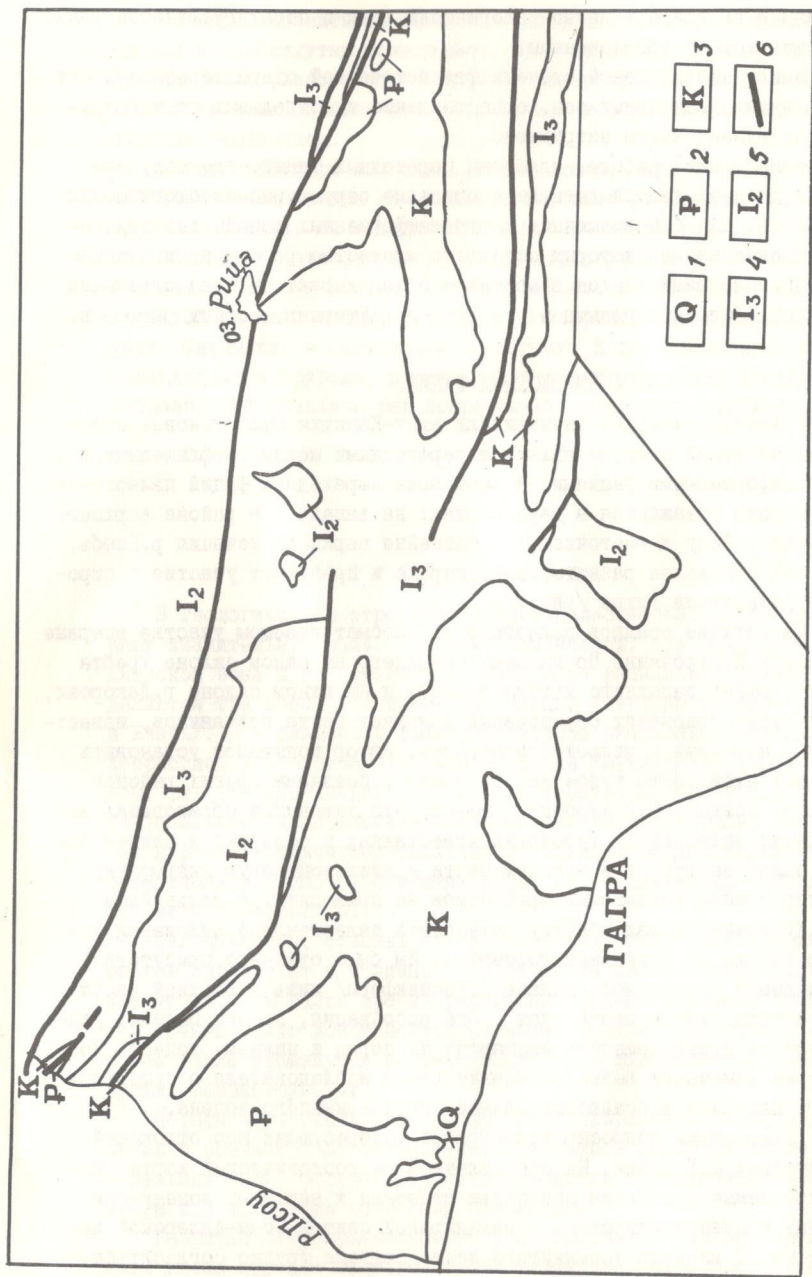


Рис. 7. Схематическая геологическая карта Западной Абхазии.
 1-современные отложения; морские отложения, аллювиальные отложения; 2-палеоген нерасчлененный; мергели, известняки, глины; 3-мел нерасчлененный; известняки, мергели; 4-верхняя яра; доломиты, брекчиевидные и рифогенные известняки; 5-средняя яра/байос/; порфириты, слидиты и их туфы, туфобрекчия и туфопесчанники; 6-разломы.

7. К. во-первых, породы некоторых палеогеновых пачек данного района по своим внешним признакам и составом заметно отличаются от пород, слагающих вышеуказанную свиту, а во-вторых, они как будет видно из дальнейшего изложения, занимают иное стратиграфическое положение.

Западный выход палеогеновых образований в зоне переходных фаций встречается на северном крыле антиклинали Ахцу-Кацирха, южнее впадения рр. Псоу и Арква, вдоль дороги Леселидзе-Аибга, на правом склоне ущелия р. Псоу, у высоты 330,0 м. Севернее верхнеюрских известняков следует слой зеленовато-серого аргиллита /0,1-0,15 м/, слой красновато-серого аргиллита с прослойками алевролитов /0,7 м/ и слой зеленовато-серого, местами с синеватым оттенком, аргиллита /0,5 м/. Все три слоя выклиниваются. Выше развиты темно-серые, серые, местами коричневатые и зеленовато-серые щепковидно-оскольчатые аргиллиты с прослоями и линзами аркозово-кварцевых алевролитов /местами песчаных/. Слои падают на север, под углом 35-45°. Затем на расстоянии 10-12 м обнажаются сильно смятые слои того же состава. За ними следуют темно-серые аргиллиты с прослоями /0,15-0,2 м/ аркозово-кварцевых мелкозернистых песчаников. Аз. падения 230-240°, угол падения 70-85°. Общая неполная мощность палеогеновых осадков здесь около 7-10 м.

Севернее описанного выхода палеогеновых отложений, в ущелье правого притока р. Арква вновь развиты верхнеюрские известняки, а затем с перерывом в обнажении следуют:

1. Щепковидно-оскольчатые темно-серые, серые, местами зеленовато и коричневатые аргиллиты с прослоями аркозово-кварцевых алевролитов и плотных алевролитовых аргиллитов. Иногда встречаются также прослои мелкозернистых аркозово-кварцевых песчаников. В аргиллитах часто наблюдается сферическое выветривание. Мощность прослоев песчаников и алевролитов от 0,1 до 0,6 м./рис. 8/.

Аз. падения 340-360°, угол падения 50-55° 14,0 м.

Перерыв в обнажении 3,0 м.

2. Те же породы. Местами наряду со слоями алевролитов встречаются и линзы. Аз. пад. 350°, угол пад. 50° 4,5 м.

3. Темно-серые и серые щепковидно-оскольчатые аргиллиты, 6,5 м.

4. Породы аналогичные п.1. Аз. пад. 345°, угол пад. 50°. 16,0 м.

5. Серые аркозово-кварцевые плитчатые алевролиты. В нижней части последние переходят в мелкозернистые аркозово-кварцевые песчаники. 2,0 м.

6. Чередование темно-серых щепковидно-оскольчатых аргиллитов и кварцево-слистистых алевролитов 4,5 м.



Рис.8. Щепковидно-оскольчатые аргиллиты с прослоями и линзами плотных алевролитов и аргиллитов.

7. Чередование темно-серых щепковидно-оскольчатых аргиллитов и серых плотных слюдиисто-кварцевых алевролитов. Встречаются слои карбонатных аргиллитов 3,5 м.

8. Чередование темно-серых и серых щепковидно-оскольчатых аргиллитов и серых слюдиисто-кварцевых алевролитов. Иногда наблюдаются прослой мергелей и мелкозернистых карбонатных аркозово-кварцевых песчаников /рис. 9/ 15,0 м.

Перерыв в обнажении 150-170 м.

9. Уже на левом склоне отмеченного притока обнажаются щепковидно-оскольчатые темно-серые сланцеватые аргиллиты с прослоями серых карбонатных слюдиисто-кварцевых алевролитов 8,0 м.

10. Чередование тех же аргиллитов и аркозово-кварцевых, местами песчаных алевролитов.

Аз. пад. 50°, угол пад. 40-50° 5,0 м.

11. Те же аргиллиты 4,0 м.

12. Щепковидно-оскольчатые темно-серые аргиллиты с прослоями и линзами слюдиисто-кварцевых песчаных /иногда карбонатных/ алевролитов /0,25-0,35 м/.

Аз. пад. 30°, угол пад. 40-50° 10-12 м.

13. Темно-серые, местами зеленовато-серые аргиллиты с прослоями и линзами слюдиисто-кварцевых алевролитов.

Аз. пад. 40°, угол пад. 50-60° 2,0-4,0 м.

14. Тектонически сильно смятые зеленовато-серые сланцеватые аргиллиты и мергели с прослоями серых слюдиисто-кварцевых алевролитов /0,05-0,1 м/ 4,0-6,0 м.



Рис.9. Щепковидно-оскольчатые аргиллиты с прослоями /0,7 м/ карбонатного аркозово-кварцевого песчанника.

15. Нижнемеловые известняки, находящиеся в четко выраженном тектоническом контакте с пачкой I4 /рис. 10/.

Следует заметить, что расчленить эти образования на отдельные стратиграфические единицы, ввиду скудности находок в них ископаемых организмов /при этом нередко обладающих плохой сохраненностью/, довольно трудно. В аргиллитах, развитых в ущелье вышеуказанного правого притока р.Псоу, был обнаружен комплекс мелких фораминифер^X: *Glomospira charoides* (P. et I.), *Nauphragmoides* sp., *Trochamminoides irregularis* Subb., характерных для датских и палеоценовых осадков. Южнее, вдоль дороги Леселидзе-Аибга, найден *Globigerinoides conglobatus* (Brady) встречающийся в верхней части среднего эоцена и в верхнем эоцене. Итак, описанные образования условно можно отнести к палеоцену-среднему эоцену.

^X Здесь и далее мелкие фораминиферы определены М.В.Качаравой, крупные фораминиферы - Н.Ш.Садуквадзе.

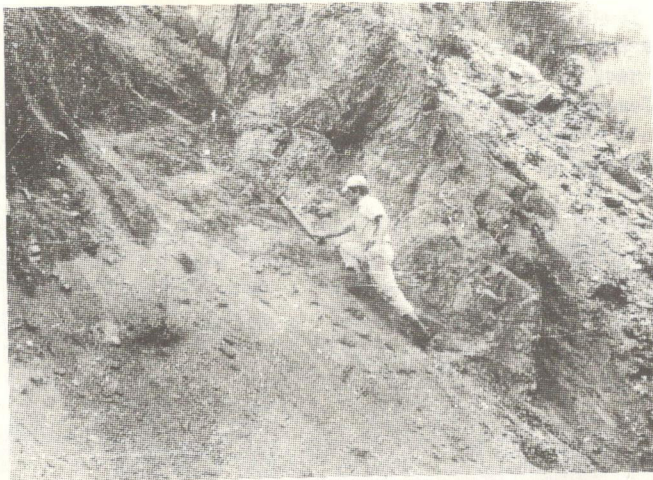


Рис.10. Тектонический контакт между эоценовыми аргиллитами и нижнемеловыми известняками.

В западном направлении описанные палеогеновые отложения протягиваются в виде узкой полосы, за пределами территории нашей республики. На водоразделе рр.Псоу и Мзымта имеются отдельные обнажения палеогеновых пород, представленных в несколько иной фации, чем в бассейне р.Арква.

В одном из таких обнажений за верхнемеловыми известняками, после небольшого перерыва, с юга на север следуют:

1. Чередование тонкослоистых аркозово-кварцевых песчаников, алевритовых мергелей и аргиллитов и мелкообломочных конгломерат-брекчий 60-80 м.
2. Мелко- и среднеобломочная конгломерат-брекчия, состоящая из обломков мергелей, известняков /0,01-0,03 м/, редко размер отдельных включений достигает 20-25 см в поперечнике 3 м.
3. Слоисто-кварцевый карбонатный алевролит 0,25 м.
4. Коричневато-серые алевритовые мергели с прослоями аркозово-кварцевых песчаников /0,20 м/ 3,5 м.
5. Мелкообломочная конгломерат-брекчия, аналогичная пачке 2, различие состоит в том, что здесь обломки характеризуются меньшими размерами, состоящая в среднем 0,01-0,02 м в поперечнике. Цемент представлен карбонатным пелитолитом 1,5 м.

В некоторых слоях данного разреза содержится фауна плохой сохранности, не пригодная для установления точного возраста. Эти образования, являясь западным продолжением вышеописанного схожего разреза бассейна р.Арква, нами также условно датируются палеоценом-средним эоценом.

Палеогеновые отложения, развитые на водоразделе рр.Псоу и Мзымта, заслуживают внимания присутствием в них слоев конгломерат-брекчия, которые в разрезе бассейна р.Арква не встречаются.

Второй участок развития палеогеновых отложений в зоне переходных фаций расположен в верхней части бассейна р.Пицца /правый приток р.Бзыбь/ и в истоках левого притока р.Юшара /южный склон хр. Анчхо/.

По данным В.И.Курочкина осадки палеогена обнажаются и несколько восточнее, на правом склоне ущелья р.Бзыбь/южнее г.Лакорози/, а также в окрестности ур.Кужба-Яшта. Однако присутствие палеогеновых образований в последнем пункте впоследствии никем не отмечалось.

На исследованной территории осадки палеогенового возраста более или менее хорошо представлены на водоразделе р.Пицца и левого притока р.Юшара, а также в истоке указанного притока у высоты 1926,8 м /рис. II/.

На отмеченном водоразделе, севернее нижнемеловых /барремских/ известняков, после перерыва в обнажении развиты серые аркозово-кварцевые карбонатные песчаники и алевролиты, серые и темно-серые, иногда коричневато-серые песчаные и алевритовые мергели и аргиллиты. В мергелях были обнаружены: *Acarinina bullbrookii* (Bolli), *Globigerina index* (Finlay), *Globigerina frontosa* Subb.

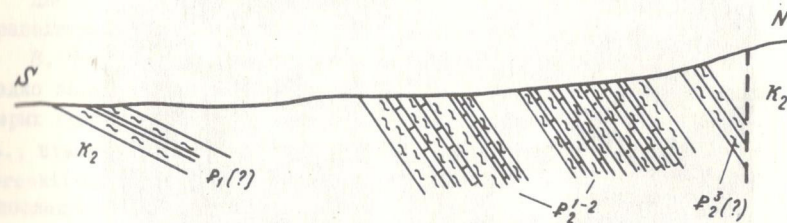


Рис.11. Схематический геологический профиль южнее хр.Анчхо /истоки левого притока р.Юшара/.

Эта ассоциация микрофораминифер дает возможность отнести вмещающие их слои условно к среднему эоцену. Определение точной мощности этой пачки из-за плохой обнаженности не представляется возможным.

Севернее этого участка у высоты 1926,8 м, в истоке левого притока р. Юшара с юга на север обнажены:

1. Темно-серые и серые, реже коричневатые-серые песчаные и алевроитовые мергели /1,0-5,0 м/ с прослоями /0,4-1,2 м/ серых, иногда зеленовато-серых карбонатных неравнозернистых граувакково-кварцевых песчаников. Последние встречаются также в виде тонких прослоев /0,02-0,1 м/. Они местами полосчатые. Мергели плитчатые мягкие, реже массивные. Попадают прожилки кальцита.

Аз. пад. 0-10°, угол пад. 60-80°. Видимая мощность 37,0 м.

Перерыв в обнажении /местами наблюдаются те же породы/, 25 м.

2. Серые, темно-серые и коричневатые-серые плотные алевроитовые мергели /2,6-5,0 м/ с прослойками /0,02-0,1 м/ серых и темно-серых граувакково-кварцевых песчаников. В верхней части наблюдается слой песчаника мощностью 0,9 м. В нижней части был встречен тонкий прослой /0,03 м/ алевроитового известняка. 17 м.

3. Чередование темно-серых и серых плотных алевроитовых мергелей и серых граувакково-кварцевых карбонатных неравнозернистых песчаников /0,05-0,15 м/. Последние иногда полосчатые - 12,0 м.

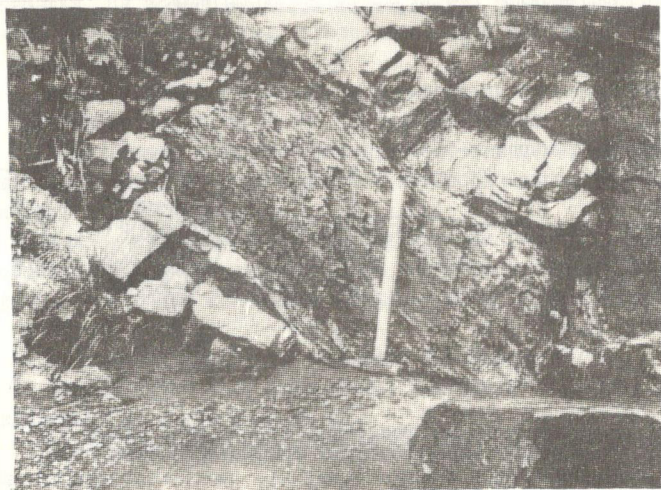


Рис.12. Чередование плотных мергелей и аркозово-кварцевых песчаников.

Перерыв в обнажении

8,0 м.

4. Чередование темно-серых, серых, коричневатых-серых мергелей, карбонатных аргиллитов /0,2-1,8 м/ и серых, редко темно-серых карбонатных, преимущественно аркозово-кварцевых мелкозернистых песчаников /0,1-0,6 м/. Встречаются также прослой песчаных и глинистых известняков. Мергели и аргиллиты часто плитчатые, они иногда алевроитовые, реже песчаные. Песчаники местами полосчатые. Наблюдаются прожилки кальцита. В песчаниках были найдены *Opreculina* sp., *Discocyclusina* sp. /рис. 12/.

Аз. пад. 0-10°, угол пад. 50-60° 12,5 м.

5. Чередование зеленовато-серых и серых мергелей /местами песчаных и алевроитовых/ и серых песчано-глинистых известняков /0,1-0,25 м/. Встречаются также прослой темно-серых, почти черных аргиллитов. Наблюдаются прожилки кальцита. Мергели содержат *Acarinina* cf. *bullbrookii* (Bolli.), *Acarinina* cf. *rotundimarginata* Sabb., *Globigerina frontosa* Subb., *Gl.* cf. *escaena* Gumb., *Globanomalina* cf. *micra* (Cole), а также переотложенные меловые *Globotruncana* sp.

Аз. пад. 10-30°, угол пад. 50-60° 7,0 м.

6. Чередование зеленовато-серых и серых мергелей /иногда алевроитовых/ и серых, местами с розоватым оттенком песчано-глинистых известняков /0,05-0,2 м, редко до 0,9 м/. Некоторые слои известняков по простиранию переходят в гравелиты. В известняках встречаются *Nummulites anomalus* de la Harpe, *N. distans* Desh., *N. globulus* Laum., *Discocyclusina* sp., *Opreculina* sp. /рис. 13/. 11,0 м.

7. Чередование щепковидно-оскольчатых серых, реже зеленовато-серых мергелей /0,2-2,5 м/ и серых, местами с зеленоватым оттенком глинисто-песчаных известняков /0,25-1,2 м/. Известняки содержат плохо сохранившуюся фауну: *Nummulites* sp., *Discocyclusina* sp., *Opreculina* sp. 6,5 м.

Два слоя серого карбонатного средне- и крупнообломочного гравелита с *Nummulites* sp. 1,6 м.

8. Чередование щепковидно-оскольчатых серых, темно-серых, редко зеленовато-серых мергелей /0,1-1,0 м/ и серых, иногда темно-серых граувакково-кварцевых песчаников /0,1-0,4 м/ с *Nummulites* sp., *Discocyclusina* sp. В мергелях были найдены *Acarinina* cf. *bullbrookii* (Bolli.), *Globorotalia lensiformis* Subb. *Globotruncana* sp. /последние две формы переотложенные/.

Аз. пад. 10°, угол пад. 50-60° 15-16 м.

9. Чередование зеленовато-серых, голубовато-серых и светло-серых плотных мергелей /0,1-0,5 м/ и серых и темно-серых местами с зеленоватым оттенком аргиллитов /0,3-0,9 м/. Встречаются прослой серых песчано-глинистых известняков /0,1-1,4 м/ и серых, иногда те-

мно-серых аркозово-кварцевых песчаников /0,1-1,1 м/. Здесь найдены: *Nammulites* sp., *Discosyclina* sp., *Orserculina* sp.

Видимая мощность 52,0 м.

Из приведенного выше описания разреза видно, что здесь отложения палеогена сравнительно бедны остатками организмов /они часто плохо сохранившиеся/, пригодных для биостратиграфии /это кстати касается и других обнажений района/. Последнее обстоятельство не дает возможности, с одной стороны, уверенно судить об уровне некоторых пачек, а с другой - убедительно сопоставить их с осадками смежных районов Абхазии и Сочи-Адлерской депрессии. Так установить точный возраст удастся лишь для зеленовато-серых мергелей и известняков /пачки 5 и 6/. По фораминиферам отмеченные образования должны относиться к среднему эоцену. Мергели и песчаники /пачки 1, 2, 3 и 4/ обнаруживают литологическое сходство с породами, развитыми на указанном выше водоразделе, возраст которых определяется условно как средний эоцен. Также условно к среднему эоцену относятся и щепковидно-оскольчатые мергели /пачки 7 и 8/.

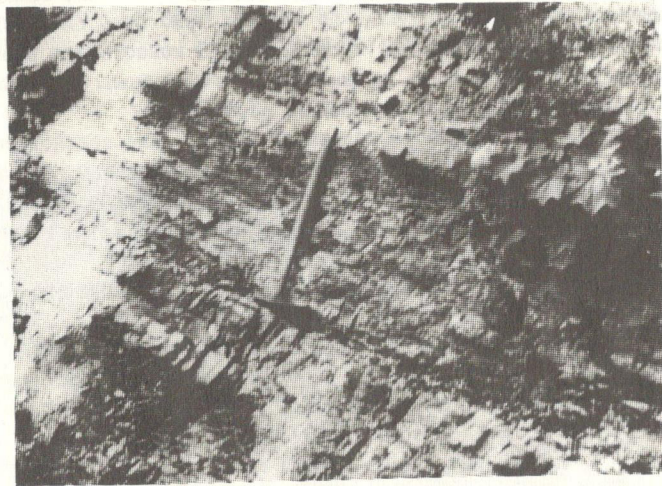


Рис.13. Чередование мергелей, песчаных известняков и гравелитов.

Палеогеновые осадки обнажаются также восточнее рассмотренного участка - на правом склоне ущелья р.Пища, вдоль дороги лесхоза. Здесь, в северной части полосы распространения палеогеновых образований, у высоты 1355,0 м стратиграфически выше известняков,

относящихся, очевидно, к верхнему мелу, следуют:

1. Конгломерат полимиктового состава, характеризующийся неравногалежной структурой. Из обломков пород, слагающих конгломерат, преобладают пелитоморфные известняки, темно и светло-серого цвета. В подчиненном количестве встречаются также обломки мергелей, слабокарбонатных глин и кремней. Обломки пелитолитов часто замещены гидроокислами железа. Размер обломков колеблется в пределах от 0,25 м до 0,01 м и меньше в поперечнике. Наблюдается уменьшение размера обломков от подошвы к кровле. Если в нижней части размер обломочного материала в среднем равен 0,1-0,15 м, то в верхней части равен 0,01-0,03 м.

Обломки пород в большинстве случаев характеризуются высокой степенью окатанности, иногда до сферической, хотя встречаются обломки и со слабо окатанными и угловатыми формами.

Цемент конгломератов представлен глинисто-карбонатным материалом, частично замещенным гидроокислами железа 5,0-5,5 м.

2. Пестроцветные /зеленовато-серые, красновато-серые и др./ мергели 2,0 м.

3. Зеленовато-серые мергели с прослоями алевритовых и песчаных известняков /0,05-0,2 м/. В верхней части наблюдаются прослойки слабокарбонатных аргиллитов.

Аз. пад. 30-35°, угол пад. 45-50° 35-40 м.

Перерыв в обнажении 38-40 м.

4. Чередование зеленовато-серых мергелей, алевритовых и песчаных известняков, аркозово-кварцевых и граувакково-кварцевых песчаников.

Аз. пад. 190°, угол пад. 55° 20-21 м.

Перерыв в обнажении 30-35 м.

5. Чередование светло-серых песчаных известняков /0,3-1,0 м/ и песчаных мергелей /0,07-0,1 м/. Известняки содержат плохо сохранившуюся фауну нуммулитид. В мергелях были найдены: *Globorotaria* cf. *aragonensis* Nutt., *Acarinina* cf. *acarinata* Subb., определяющие возраст вмещающих пород как нижний эоцен.

Аз. пад. 10°, угол пад. 45° 15-17 м.

6. Чередование тех же известняков и мергелей, в которых наблюдаются опрокинутая к югу антиклинальная складка.

Аз. пад. 190°, угол пад. 80-85° 4-5 м.

Перерыв в обнажении 40-50 м.

7. Чередование сильно песчаных известняков, песчаных мергелей и карбонатных аргиллитов, эти последние встречаются в подчиненном количестве.

Следует заметить, что эти породы /как и пачка 6/ смяты в мел-

кие складки, что наряду с плохой обнаженностью, весьма осложняет установление стратиграфической последовательности. 8-10 м.

Перерыв в обнажении 30-35 м.

8. Светло-серые и розоватые известняки с хорошо выраженной слоистостью. В них наблюдаются линзы кремней. Эти известняки /по-видимому, позднемергелового возраста/ слагают сводовую часть антиклинали.

Аз. пад. 10° , угол пад. $40-50^{\circ}$.

Перерыв в обнажении 300-350 м.

У высоты 1381,0 м /левый склон ущелья правого притока р.Пицца/ с севера на юг развиты:

9. Чередование зеленовато-серых мергелей и серых, иногда зеленовато-серых известняков /0,05-0,1 м/. В мергелях найден *Acarina cf. bullbrooki* (Bolli).

Аз. пад. 40° , угол пад. $60-65^{\circ}$. Видимая мощность 8 м.

10. Зеленовато-серые и розовато-серые мергели и темно-серые аргиллиты с прослоями аркозово-кварцевых карбонатных песчаников. Наблюдаются прослои светло-зеленых бентонитовых глин /0,05-0,1 м/. 8,5 м.

11. Темно-серые и серые, местами почти черные аргиллиты и в подчиненном количестве коричневатые мергели. Встречаются также прослои мелкозернистых аркозово-кварцевых карбонатных песчаников и песчаных известняков /0,1-0,2 м/.

Аз. пад. 50° , угол пад. 40° 10 м.

12. Далее спорадически обнажаются темно-серые, иногда почти черные или темно-коричневые, преимущественно слабокарбонатные аргиллиты с прослоями карбонатных алевролитов и мелкозернистых аркозово-кварцевых карбонатных песчаников.

Видимая мощность 60-75 м.

В приведенном разрезе пачка 9 с вышеуказанной формой относится условно к среднему эоцену.

В пространственном размещении палеогеновых образований восточной части зоны переходных фаций наблюдается определенная фациальная зональность, заключающаяся в том, что породы, содержащие крупнообломочный терригенный материал /гравелиты, песчаные известняки/, пространственно приурочены к северной полосе развития этих образований, в южной же части, преимущественно развиты пелитовые породы с прослоями песчаников.

Следует заметить, что восточнее описанного участка на южном склоне хр.Лакорози, по данным В.И.Курочкина, распространены карбонатные песчаники, песчаные известняки и темно-серые плотные мергели с редкими прослоями микроконгломератов. Автор указывает

на присутствие в этих породах нуммулитов и орбитоид /неопределенные/ и комплекса мелких фораминифер нижнеэоценового возраста. Здесь надо отметить, что возможно к палеоцену относятся и зеленые мергели, относимые указанным автором к датскому ярусу. Найденный в этих породах представитель мелких фораминифер не является, как думал В.И.Курочкин, руководящим видом упомянутого яруса. Эта форма встречается также в палеоцене и эоцене.

Итак, суммируя вышесказанное и учитывая данные В.И.Курочкина, можно заключить, что по всем имеющимся в настоящее время фактическим материалам, возраст изученных отложений определяется как нижний и средний эоцен, хотя не исключена возможность, что часть осадков является палеоценовым и верхнеэоценовым.

ЗОНА СМЕШАННЫХ ФАЦИЙ

Палеогеновые отложения, развитие южнее антиклинали Ахцу-Кацирха, в междуречье Псоу-Бзыбь, слагающие восточное окончание Сочи-Адлерской депрессии, по литологическим признакам разделяются на две части. Нижняя /палеоцен-низы верхнего эоцена/, представленная маломощной типично субплатформенной фацией, и верхняя /верхний эоцен-олигоцен/, представленная сравнительно мощной молассоидной фацией предгорного прогиба /рис. 14/.

Существующее различие в фациях и мощностях между зонами переходной и субплатформенной фации, с одной стороны, и отложениями, слагающими восточное окончание Сочи-Адлерской депрессии, с другой стороны, обусловило выделение рассматриваемых образований в самостоятельную единицу - зону смешанных фаций. Большая часть этих пород фаунистически хорошо охарактеризована.

Спорным оставался возраст верхней части палеогеновых образований /мацестинская и хостинская свиты/. В результате проведенных за последние годы работ /Папава и др., 1968; Салуквадзе, 1972/ удалось собрать новый фактический материал и уточнить отдельные вопросы стратиграфии. Для зоны смешанных фаций мы руководствовались стратиграфической схемой, предложенной Н.Ш.Салуквадзе /1972/, в которой стратиграфические единицы выделены по литологическим данным и по фораминиферам.

В полевых условиях хорошо выделяются литологические пачки, которые не всегда совпадают с биостратиграфическими единицами.

Учитывая вышесказанное и плохую обнаженность палеогеновых пород, затрудняющих составление полных разрезов, мы сочли более целесообразным в настоящей работе для зоны смешанных фаций дать краткую характеристику отдельных литологических толщ. Исключение

составляют лишь разрезы хостинской свиты и северного крыла синклинали Троицкая, Последний описывается впервые.

Н и ж н и е з е л е н ы е м е р г е л и

Самая нижняя часть палеогена в рассматриваемой зоне представлена зелеными мергелями, нижняя часть которых охватывает и датский ярус. Мергели в основном зеленовато-серые, серые, в нижней и средней части с красноватым и серовато-зеленым оттенком, с редкими прослоями известняков.

Контакт мергелей с нижележащими маастрихтскими известняками согласный. Особенно отчетливо этот переход виден в ущелье р. Мехадыр: здесь верхняя часть маастрихта представлена чередованием тонкослоистых известняков и мергелей /1,2 м/. Выше следуют зеленые мергели, в палеоценовой части которых наблюдаются прослой органических известняков мощностью 5-20 см. В редких случаях в мергелях присутствуют прожилки кальцита /1-2 см/.

Мощность палеоценовой части зеленых мергелей колеблется от 13 до 45 м, а общая мощность нижних зеленых мергелей - 40-75 м. В шлифах мергелей часто наблюдается детрит микрофауны.

Н и ж н и е п е с т р о ц в е т н ы е м е р г е л и

Нижние пестроцветные мергели совершенно постепенно сменяют вверх по разрезу вышеописанную пачку зеленых мергелей, ввиду чего проведение границы между этими литологическими единицами затруднено. Пачка состоит из чередования зеленовато-серых, коричневатых-серых и серых мергелей со слабо выраженной слоистостью. Имеются также редкие прослой песчаных известняков /20-30 см/ и прожилки кальцита.

Мергели содержат в значительном количестве микрофауну, на основании которой нижняя часть пестроцветных мергелей /20-25 м/ датируется как верхний палеоцен, а верхняя часть - нижний эоцен.

Мощность всей пачки пестроцветных мергелей колеблется в пределах 56-80 м, из которой основная верхняя часть приходится на нижний эоцен.

В е р х н и е з е л е н ы е м е р г е л и

Пестроцветные мергели также постепенно сменяются верхними зелеными мергелями. Граница между ними более или менее четкая. Макроскопически эти мергели похожи на нижние зеленые мергели и представлены в основном зеленовато-серыми, редко розовато-серыми мергелями. В них наблюдается слой более плотных мергелей. При выветривании эти породы часто становятся комковатыми, встречаются в них включения пирита.

В северном крыле синклинали Ачмарда, на водоразделе рр. Лапста и Мехадыр, в верхней части мергелей присутствует пачка /2,5-3 м/ сильно песчаных мергелей с прослоями мелкозернистых аркозово-кварцевых карбонатных песчаников /0,6 м/.

В отличие от раннеописанных литологических пачек, верхние пестроцветные мергели полностью соответствуют одному подотделу - среднему эоцену.

Мощность описанной пачки в рассматриваемой зоне меняется от 11 до 45 м.

Л и р о л е п и с о в ы е м е р г е л и

Над верхними зелеными мергелями согласно залегают лиролеписовые мергели, являющиеся в Абхазии маркирующим горизонтом, возраст которых соответствует самым низам верхнего эоцена.

Макроскопически лиролеписовые мергели легко отличаются от других осадков, слагающих палеоген. Они коричневатые-серые, коричневые почти черные, средние и тонко слоистые, плитчатые, битуминозные отложения, которые при выветривании становятся листоватыми. В них довольно часто встречаются чешуи рыб, включения пирита и лимонитизированные конкреции.

В южном крыле синклинали Троицкая, в окрестностях с. Михельриш, где мощность лиролеписовых мергелей составляет всего 4-5 м, среди последних имеются отдельные линзовидные или округлые включения известняков до 20 см в поперечнике.

Мощность лиролеписовых мергелей колеблется в пределах 20-35 м.

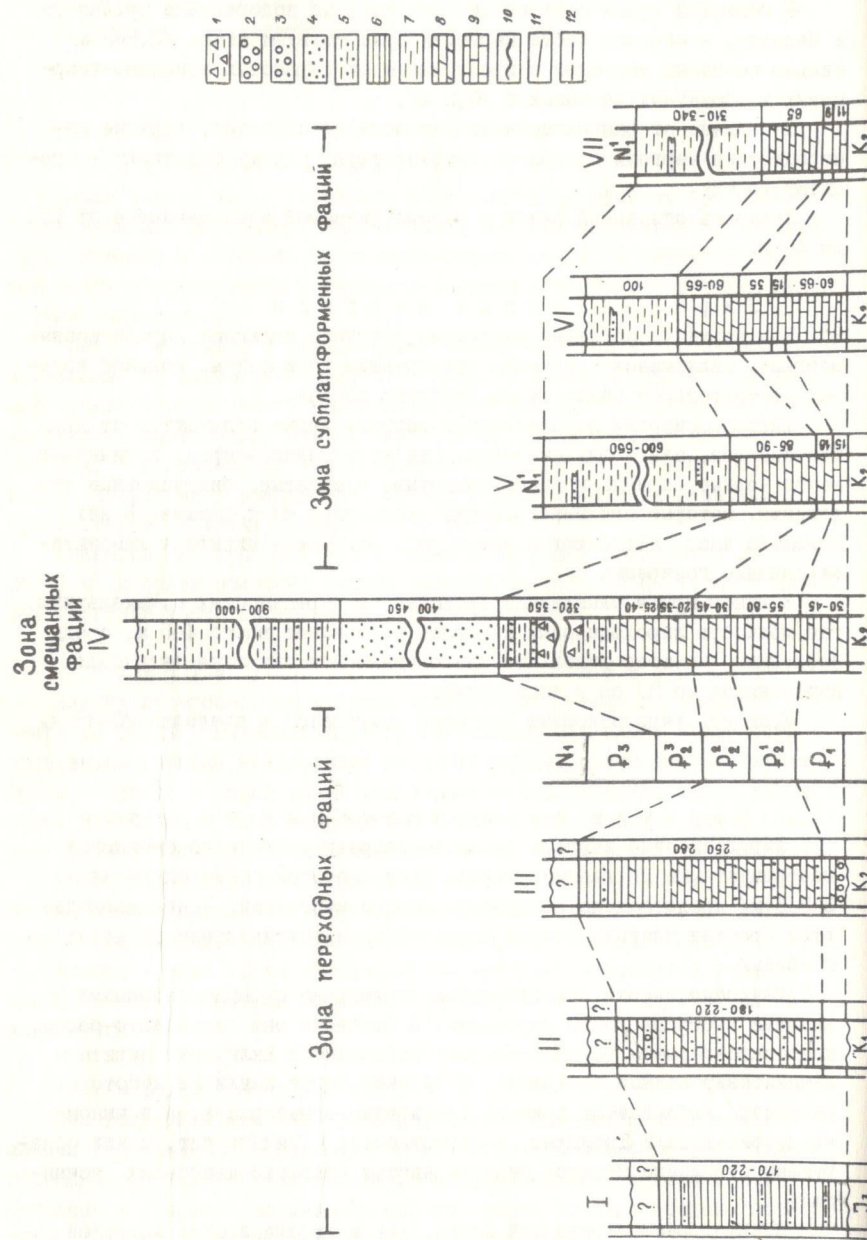
В е р х н и е п е с т р о ц в е т н ы е м е р г е л и

Лиролеписовые мергели вверх по разрезу постепенно сменяются пестроцветными мергелями, нижняя часть которых /переходные слои, 3-3,5 м/ представлена зеленовато-серыми мергелями. В них наблюдаются прослой плотных темных мергелей и лимонитизированных пород /3-5 см/.

Макроскопически эти отложения аналогичны с раннеописанными нижними пестроцветными мергелями. В основном они зеленовато-серые, желтовато-серые и розовато-серые; наблюдаются включения пирита и лимонитизированные конкреции. В верхней части пачки /в некоторых разрезах/ наблюдается примесь терригенного материала, а в южном крыле синклинали Троицкая, в окрестностях с. Михельриш, в них обнаружены отдельные прослой мелкозернистых аркозово-кварцевых песчаников.

Возраст рассматриваемой пачки, как и лиролеписовых мергелей, по фауне определяется как верхний эоцен.

Мощность верхних пестроцветных мергелей меняется от 22 до 40 м.



Мацестинская свита

Следующие над верхними пестроцветными мергелями регрессивные отложения, выделенные Б.М.Келлером и В.В.Меннером /1945/ под названием мацестинской свиты, играют важную роль в геологическом строении рассматриваемой зоны. Она расчленяется на три горизонта: нижний - песчано-глинистый, средний - "горизонт с включениями"/олистоотромы/ и верхний - глинисто-песчанистый.

Часть исследователей мацестинскую свиту относит к олигоцену /Келлер, Меннер, 1945; Гроссгейм, 1960/ или верхнему эоцену-олигоцену /Букия/, другая - к верхнему эоцену /Качарав, 1944; Лалиев, 1964/. Результаты исследований последних лет подтверждают принадлежность этой свиты к верхнему эоцену /Папав и др., 1966; Салу-квандзе, 1972/.

Песчано-глинистый горизонт совершенно постепенно сменяет нижележащие пестроцветные мергели верхнего эоцена. В нижней части он представлен зеленовато-серыми и темно-серыми мергелями, редко - карбонатными глинами. В северной части распространения мацестинской свиты /синклиналь Троицкая/ в мергелях присутствует примесь алевроитового материала. На расстоянии 20-25 м /по мощности/ от подошвы рассматриваемого горизонта постепенно появляются прослой зеленовато-серых мелкозернистых аркозово-кварцевых карбонатных песчаников /5-15 см/. Вверх по разрезу количество и мощность песчаных прослоев постепенно увеличивается /достигая иногда 0,5-0,6 м/, тем самым образуя чередование с мергелями.

Песчаники часто характеризуются полосчатой текстурой. Кроме аркозово-кварцевых песчаников, в подчиненном количестве встречаются граувакково-кварцевые и олигомиктовые разновидности.

В нижней части горизонта в мергелях наблюдаются более плотные песчаные прослой. В мергелях иногда встречаются включения кремней, песчаников, известняков и мергелей, имеющие в отдельных случаях форму конкредий. Размеры этих включений колеблются в пределах 0,01-

Рис.14. Схема сопоставления разрезов палеогеновых отложений Абхазии: I - р.Арква, II - юж. склон хр.Анчко, III - р.Пшица, IV - сводная колонка зоны смешанных фаций, V - с.Блабурхва, VI - кур.Новый Афон, VII - р.Келасури. 1 - конгломерат-брекчия/олистоотром/, 2 - конгломерат, 3 - гравелит, 4 - песчаник, 5 - алевролит, 6 - аргиллит, 7 - глина, 8 - мергель, 9 - известняк, 10 - линия несог. залегания, II - линия согл. залегания, 12 - линия сопоставления.

0,3 м /южное крыло антиклинали Клдиани, левый приток р.Лапста/. Отдельные включения мергелей /1-3 см/ встречаются и в песчаниках /южное крыло синклинали Троицкая, окрестности с.Михельриш/.

В нижней части песчано-глинистого горизонта, в окрестностях с.Михельриш имеется включение лиролеписового мергеля, контакты которого с вмещающими породами не обнажаются, ввиду чего установить его мощность и протяженность не удается /видимая мощность достигает нескольких метров/.

Как уже отмечалось, переход от верхних пестроцветных мергелей в нижний горизонт мацестинской свиты /песчано-глинистый горизонт/ совершенно постепенный, без следов перерыва. Исключение составляет лишь южное крыло Ачмардской синклинали. Вдоль дороги Гантиади-Багнаргес, этот горизонт налегает на верхние пестроцветные мергели с конгломератом в основании /имеющим, по-видимому, линзовидную форму/. Обломочный материал в конгломерате представлен слабокаштановыми породами нижележащих отложений /известняки, лиролеписовые и зеленые мергели/, размер которых колеблется в пределах 0,5-3 см, Цементом служит слабокарбонатная глина, содержащая верхнеэоценовую фауну фораминифер. Мощность упомянутого конгломерата меняется от 0,1 до 0,4 м. Мощность же песчано-глинистого горизонта изменяется от 30 до 125 м /северное крыло антиклинали Клдиани/.

Г о р и з о н т с в к л ю ч е н и я м и /олистостромы/ особенно широко развит в Ачмардской синклинали. Южнее, выходы этих отложений не фиксируются - здесь верхний горизонт мацестинской свиты /песчано-глинистый/ непосредственно налегает на нижний /глинисто-песчанистый/.

Некоторые авторы в мацестинской свите отмечают два горизонта с включениями, разделенных песчано-глинистой пачкой /Козлов, 1937; Лалиев, 1964/. Нашими наблюдениями и рядом других исследователей /Папава, Годердзшвили, 1968; Салуквадзе, 1972/, присутствие двух горизонтов на изученной территории не подтверждается.

Переход горизонта с включениями в подстилающий песчано-глинистый и следующий за ним глинисто-песчанистый горизонты совершенно согласный. Граница между ними весьма четкая, благодаря их литологическому различию. На дневной поверхности горизонт с включениями большей частью обнажается неполно, более или менее полные его выходы наблюдаются в окрестностях с.Михельриш /синклиналь Троицкая/, на водоразделе рр.Лапста и Мехадыр и в окрестностях с.Багнари /Ачмардская синклиналь/. Основными породами горизонта с включениями являются песчаные мергели и карбонатные глины с линзами аркозово-кварцевых карбонатных песчаников и песчаных известняков /мощность - 3-5 см, реже 20-25 см/. Эти основные породы переполнены

включениями мергелей, известняков, песчаников и кремней. Размер включений варьирует от нескольких сантиметров до нескольких метров в поперечнике, достигая иногда десятка метров. В гранулометрическом составе этих включений определенной закономерности не наблюдается. Сам горизонт с включениями характеризуется в общем запутанным напластованием.

Из обломков, слагающих горизонт с включениями, в первую очередь следует отметить коричневые, коричневато-серые плитчатые верхнеэоценовые лиролеписовые мергели, которые благодаря своему специфическому облику хорошо выделяются среди других обломков. Они преобладают над другими обломками как по количеству, так и по размеру. Отдельные их глыбы превышают в поперечнике несколько десятков метров /например, на правом берегу р.Троицкой размер одного такого включения достигает 10x30 м/. Слоистость глыбы совпадает с элементами залегания горизонта, что может создать ложное представление о первичном залегании отдельных таких включений. Крупные включения лиролеписовых мергелей обычно угловатые, но, наряду с ними, присутствуют и мелкообломочные их включения с более округлыми формами.

Следующим по значению составным компонентом горизонта с включениями являются обломки известняков и песчаников, содержащиеся в нем в значительном количестве. Они присутствуют приблизительно в равном количестве, хотя в отдельных обнажениях наблюдается преобладание одного из них, например, в районе с.Салхино преобладают песчаники, а в окрестностях с.Михельриш - известняки.

Песчаники аркозово-кварцевые, карбонатные. Размеры включений колеблются от нескольких сантиметров в поперечнике до глыб величиной 0,3x0,5 м. Они представляют собой перестроженный материал нижней песчано-глинистой мацестинской свиты.

Известняки более разнообразны и часто содержат фауну. Встречаются дискоциклиновые, нуммулитовые и литотамниевые известняки палеоэоцено-эоцена. Определенная часть обломков известняков, не содержащая фауну, по облику обнаруживает большое сходство с мелкими отложениями этого района и, по-видимому, представляет собой продукты их перестрожения. Наряду с сравнительно мелкими обломками известняков /5-10 см/, в горизонт включены также их крупные глыбы /0,3x0,7 м/.

Крупные обломки песчаников и известняков, как правило, характеризуются угловатыми и неправильными формами, а их мелкообломочные разновидности - в основном округлой формой.

Наряду с обломками пород, в горизонте с включениями в подчиненном количестве встречаются и включения кремней /5-15 см/, име-

ющие большей частью округлые формы. В отдельных обнажениях их обломки присутствуют в значительном количестве /правый берег р.Зеопса/.

Кремни, по всей вероятности, перестроены из палеоценовых зеленых мергелей, а частично - из меловых известняков.

Наряду с вышеупомянутыми обломками, в незначительном количестве встречаются и обломки зеленовато-серых мергелей небольших размеров /5-20 см/ и морских ежей.

Состав обломков /олистолигов/, слагающих горизонт с включениями, показывает, что они перестроены из нижележащих пород палеогена и отчасти мела. Несколько особое положение занимают обломки палеоценовых литотамниевых известняков, коренные выходы которых отмечались лишь в бассейне р.Бзыбь, откуда они не могли попасть в палеогеновый бассейн восточного окончания Сочи-Адлерской депрессии, так как их распространению препятствовали существовавшие в это время барьеры в виде Клдианского антиклинального и Гагрского подводного поднятий. Однако нами совместно с Н.Ш.Салуквадзе в северном крыле антиклинали Троицкая был обнаружен коренной выход литотамниевых известняков /мощностью 1,2-1,5 м/, что хорошо объясняет присутствие их обломков в горизонте с включениями /описание этого разреза приводится в настоящей работе/.

Таким образом, выяснилось, что весь обломочный материал слагающий горизонт с включениями, является продуктом перестроения осадков, непосредственно участвующих в строении восточного окончания Сочи-Адлерской депрессии.

Ввиду плохой обнаженности мощность горизонта с включениями исследователями трактуется по-разному. По мнению Б.М.Келлера и В.В.Меннера /1945/, к востоку от р.Мзымта мощность данного горизонта свыше 500 м. По нашим наблюдениям, мощность этих образований изменчива и на изученной территории не должна превышать 200 м.

Г л и н и с т о - п е с ч а н и с т ы й г о р и з о н т без следов перерыва сменяет горизонт с включениями /исключение составляет район, расположенный южнее антиклинали Клдиани, где рассматриваемый горизонт непосредственно налегает на нижнюю часть мацестинской свиты - песчано-глинистый горизонт/.

Идеальный контакт между этими горизонтами наблюдается к западу от водохранилища Багнаргес, на водоразделе рр.Зеопса и Мехадур. Здесь подошва глинисто-песчанистого горизонта представлена песчаным органогенным известняком мощностью 7 см. Выше следуют темно-серые карбонатные глины и, в подчиненном количестве, песчаные мергели. В них имеются тонкие прослои аркозово-кварцевых мелкозернистых карбонатных песчаников.

Роль песчаников вверх по разрезу заметно возрастает, мощность слоев достигает в среднем 30-60 см /редко 1-1,2 м/. Состав их в основном аркозово-кварцевый, мелко- и среднезернистый. В сравнительно тонких слоях наблюдается хорошо выраженная полосчатость. В некоторых песчаниках обнаружены включения мергелей /1-2 см/. Эти песчаники вместе с карбонатными глинами и песчанистыми мергелями слагают верхний горизонт мацестинской свиты, мощность которой на изученной территории меняется от 100 до 150 м, а по данным Д.Д.Папава и др. на южном крыле антиклинали Клдиани /по р.Лапста/ достигает 274 м.

Х О С Т И Н С К А Я С В И Т А

В отличие от вышеописанных свит, выходы которых на исследованной территории встречаются во многих местах, породы хостинской свиты обнажаются редко и спорадически. Наиболее значительный выход этих пород имеется лишь на правом берегу р.Псоу, вдоль шоссеной дороги, севернее с.Сальме.

Непосредственный контакт между мацестинской и хостинской свитами на изученной территории не наблюдается. Однако граница между последними хорошо выражена в природе. Хостинская свита, сложенная в основном более плотными толстослойными песчаниками, создает положительные элементы рельефа.

Эти песчаники в свежем виде имеют желтовато-зеленый и зеленовато-серый цвет, а на выветрелых участках они коричневатого-желтоватые. Основная их часть представлена аркозово-кварцевыми и граувакково-кварцевыми разновидностями /мощность 0,3-1,5 м/. В составе свиты принимают участие также зеленовато-серые и темно-серые карбонатные глины и мергели, встречающиеся в виде прослоев.

Общая мощность хостинской свиты в рассматриваемом районе по данным Д.Ю.Папава должна составлять 460 м.

Ниже приводится описание разреза хостинской свиты, встречающейся вдоль шоссеной дороги, севернее с.Сальме, где над мацестинской свитой после перерыва следуют:

1. Серые плотные мелкозернистые карбонатные песчаники аркозово-кварцевого состава, большая часть их сильно выветрелая и имеет желтовато-коричневый цвет. Цемент представлен пелитовым веществом. Слоистость хорошо выражена. Мощность слоев составляет в среднем 0,15-0,3 м. Между песчаниками присутствуют тонкие прослои /0,5-10 см/ карбонатных глин с остатками чешуек рыб.

Аз. пад. 230°, угол пад. 20-25° 3 м.

2. Темно-серый алевроитовый пелитолит с полосчатой текстурой. 0,3 м.

3. Граувакково-аркозово-кварцевые мелкозернистые песчаники со

слабокарбонатным цементом и полосчатой текстурой. В них наблюдаются отдельные включения угловатых глин /I-2,5 см/ и вкрапленники глауконита

- | | |
|---|-------------|
| | 2,5 м. |
| 4. Серые, темно-серые, слабокарбонатные алевроитовые пелитолиты. | 0,35 м. |
| 5. Граувакково-аркозовые песчаники с включениями глин, с детритом микрофауны. | |
| Аз. пад. 220°, угол пад. 20-35° | 2,2 м. |
| 6. Алевроитовые пелитолиты | 0,3 м. |
| 7. Мелкозернистые граувакково-аркозовые и аркозово-кварцевые песчаники, содержащие в себе включения слабоокатанных пелитолитов, размеры которых в отдельных случаях в поперечнике достигают 5-7 см. В выветрелых песчаниках цемент представлен глинистым материалом, а в свежих - карбонатом. | 3,5 м. |
| 8. Полосчатые алевроитовые пелитолиты. | 0,1 м. |
| 9. Граувакково-кварцевый карбонатный песчаник. | |
| Аз. пад. 220°, угол пад. 20° | 4 м. |
| 10. Темно-серые алевроитовые пелитолиты | 0,4 м. |
| 11. Аркозово-кварцевый песчаник с пелитовым цементом. В подошве песчаник среднезернистый, а в кровле - мелкозернистый. | 3 м. |
| 12. Чередование алевроитовых и тонкослоистых аркозово-кварцевых песчаников /0,1-0,15 м/. | |
| Аз. пад. 220°, угол пад. 20° | 1,0 м. |
| 13. Те же самые песчаники с включениями глин | 2,8 м. |
| Перерыв в обнажении | 3-5 м. |
| 14. Аркозово-кварцевые и полевошпатово-кварцевые мелкозернистые карбонатные песчаники | 1,5-1,7 м. |
| 15. Алевроитовые пелитолиты | 0,35 м. |
| Перерыв в обнажении | 8,0-10,0 м. |
| 16. Граувакково-кварцевые песчаники /0,3-0,5 м/ с пропластками алевроитовых карбонатных глин /I-3 см/. В песчаниках наблюдаются включения пелитолитов | 4,0 м. |
| 17. Пачка алевроитовых пелитолитов с чешуями рыб | 0,15 м. |
| Перерыв в обнажении | 270-280 м. |
| 18. Чередование аркозово-кварцевых алевролитов и карбонатных пелитолитов | 5,0-7,0 м. |
| Видимая мощность хостинской свиты в данном разрезе | 320-330 м. |

СОЧИНСКАЯ СВИТА

Сочинская свита на изученной территории не обнажается и ее присутствие здесь было подтверждено бурением. В окрестностях с.Лесели-

дво, ниже плiocеновых конгломератов, скважина вскрыла породы сочинской свиты мощностью 540 м. Она представлена в основном песчанотими глинами с прослоями песчаников.

РАЗРЕЗ В СЕВЕРНОМ КРЫЛЕ СИНКЛИНАЛИ ТРОИЦКАЯ

В зоне смешанных фаций разновозрастные отложения литологически в основном однообразны, исключение составляет лишь северная часть вонн, где в северном крыле синклинали Троицкая, в ущелье правого притока р.Троицкая, за меловыми отложениями после перерыва с севера на юг следует опрокинутые на юг:

- | | |
|--|------------|
| 1. Зеленовато-серые плотные мергели с полосчатой текстурой, слегка рассланцованные. Наблюдаются прожилки кальцита /2-3 см/ перпендикулярные слоистости. | 1,5-2,0 м. |
| 2. Зеленоватые и зеленовато-серые, сравнительно мягкие щепковидно-оскольчатые мергели, с хорошо выраженной сланцеватостью. | 1,0-1,5 м. |
| Перерыв в обнажении | 5,0 м. |
| 3. Зеленоватые плотные мергели | 2,5-3,0 м. |
| 4. Зеленовато-серые органогенно-детритовый песчанистый известняк с зернистой текстурой | 0,4 м. |
| 5. Чередование плотных зеленовато-серых мергелей /15-20 см/ и органогенно-детритовых песчанистых известняков /20-45 см/. | |
| Аз. пад. 30-35°, угол пад. 40° | 3,0 м. |
| 6. Чередование зеленоватых и зеленовато-серых слоистых мергелей /0,5-0,7 м/ и серых и розовато-серых органогенно-детритовых песчанистых известняков /5-20 см/. Мергели преобладают над известняками. В последних наблюдаются прожилки кальцита /3-15 см/. В нижней части пачки появляются слои аркозово-кварцевых мелкозернистых карбонатных песчаников /0,7-0,3 м/. | |
| Аз. пад. 25-30°, угол пад. 50-55° | 8-10 м. |
| Перерыв в обнажении | 7-8 м. |
| 7. Зеленовато-серые сланцеватые мергели | 2,5 м. |
| 8. Розовато-серые литотамниевые известняки | 1,2-1,5 м. |
| 9. Зеленовато-серый песчаный известняк с нуммулитами и дисконклинами. Песчаный материал в большом количестве и больших размеров содержится в верхней части слоя, что должно указывать на опрокинутость слоев | 0,65 м. |
| 10. Чередование зеленовато-серых мергелей /0,4-1,0 м/ и серых полиморфных органогенно-детритовых известняков /0,2-0,5 м/, в которых местами наблюдается значительная примесь песчаного материала в виде зерен кварца и отчасти обломков пород. Песчанистый материал | |

в подчиненном количестве присутствует и в мергелях. Известняки

часто секутся малоомощными прожилками кальцита.

Аз. пад. 25-30°, угол пад. 55° 9,5-10 м.
Перерыв в обнажении 35-40 м.

II. Чередование тех же мергелей и органогенно-детритовых песчаных известняков. Терригенная примесь представлена обломками кварца и пород. В верхней части пачки отмечается слой /0,25 м/ мелкообломочного гравелита, в котором наряду с обломками пород и кварца, в значительном количестве присутствует органогенно-детритовый материал.

Аз. пад. 25-30°, угол пад. 15-20° 7-8 м.

Ожне этих обнажений встречаются лишь спорадические выходы отдельных слоев /песчаники, мергели/.

В описанном разрезе заслуживает внимания присутствие литотамниевых известняков /пачка 8/, коренные выходы которых обнаружены впервые в палеогене восточного окончания Сочи-Адлерской депрессии. Аналогичные известняки в бассейне р.Езыбь датируются как палеоцен /Салуквадзе, 1966/. Учитывая вышесказанное и характер пород, слагающих данный разрез, пачки 7-10 условно можно отнести к палеоцену.

ЗОНА СУБПЛАТФОРМЕННЫХ ФАЦИЙ

Субплатформенные фации, развитые в междуречье Езыбь-Ингури, характеризуются определенной фациальной изменчивостью. Наиболее выдержанными в этом отношении являются верхнеэоценовые и олигоценовые образования.

Большая часть палеогеновых пород содержит фауну, характеризуется небольшими мощностями /за исключением олигоцена/ и несложной тектоникой, что и обусловило хорошую стратиграфическую и палеонтологическую изученность этих отложений.

Палеогеновым образованиям рассматриваемой зоны посвящены множество трудов, среди которых следует выделить работы С.И.Ильина и А.Г.Эберзина /1933/, С.И.Ильина /1935/, Е.К.Вахания /1940, 1973/, И.В.Качаравы /1944/, А.Г.Лалиева /1964/, В.Я.Эдилашвили /1958/, Н.Ш.Салуквадзе /1966/, В.П.Агеева /1967/, А.А.Чиковани /1967/ и др.

Для полной характеристики палеогеновых образований рассматриваемой зоны, ниже приводится /с запада на восток/ описание некоторых сводных разрезов и фациальные характеристики отдельных стратиграфических единиц.

В районе между р.Езыбь и с.Ачигвара наблюдается следующий разрез:

I. Светло-серые и серовато-белые плотные известняки с включениями кремней.

2. Розовато-белые, местами с зеленоватым оттенком, плотные слоистые литотамниевые известняки 16-18 м.

3. Зеленовато-серые мергели с прослоями плотных мергелей, содержащие вкрапленники пирита 15-20 м.

4. Темно-серые и буроватые плитчатые мергели с чешуями рыб. Встречаются отдельные прослои известняков 40-70 м.

5. Зеленовато-серые мергели с прослоями более плотных мергелей и нуммулитовых известняков. Эти последние присутствуют также в виде линз 15-22 м.

6. Буровато-серые карбонатные глины с прослоями спонголитовых тонкослоистых /0,05-0,2 м/ песчаников 20-25 м.

7. Коричневато-бурые тонкослоистые некарбонатные глины с включениями ярозита и чешуями рыб. В виде прослоев встречаются некарбонатные мелкозернистые песчаники и карбонатные глины.

250-300 м.

Пачка I должна принадлежать к датскому ярусу, пачка 2 по литологическим признакам и стратиграфическому положению соответствует палеоцену. Следующие выше слои датируются фауной как ранний и средний эоцен /пачка 3/. Пачка 4 представляет лиролепидовый горизонт и наряду с верхнефораминиферовыми мергелями /пачка 5/ датируется поздним эоценом. Пачка 6 /хадумский горизонт/ и пачка 7 /майкопская серия/ представляют олигоцен.

В районе кур.Новый Афон сводный разрез палеогена выглядит следующим образом:

1. Розовато-серые плотные известняки с включениями кремней.

2. Розовато-белые и белые маркированные органогенно-детритовые известняки. В них наблюдаются отдельные прослои более плотных известняков. В значительном количестве присутствуют литотамнии и дискоциклины, реже - включения светло-серых кремней 60-65 м.

3. Светло-серые и серые слоистые /0,2-0,8 м/ плотные нуммулитовые известняки со множеством вкрапленников глауконита 10-15 м.

4. Зеленовато-белые слоистые /0,15-0,3 м/ плотные органогенно-детритовые нуммулитовые известняки с вкрапленниками глауконита. В верхней части появляются слои фораминиферовых мергелей /1,2-1,5 м/ 30-36 м.

5. Темно-серые и буроватые битуминозные мергели с чешуями рыб. 22-25 м.

6. Зеленовато-серые фораминиферовые мергели 55-60 м.

7. Темно-серые тонкослоистые карбонатные глины с прослоями некарбонатных глин. Роль последних постепенно увеличивается и породы постепенно переходят в типичные майкопские отложения.

100-120 м.

В описанном разрезе пачка I по литологическим признакам должна быть отнесена к датскому ярусу, пачка 2 - к палеоцену, пачка 3 - к нижнему эоцену, пачка 4 - к среднему эоцену, пачки 5 /лиролеписовый горизонт/ и 6/верхнефораминиферовые мергели/ - к верхнему эоцену, пачка 7 - к олигоцену, нижняя часть которой включает в себя хадумские слои. По данным А.Г.Лалиева /1964/, восточнее, по р.Гумиста, олигоценовая часть майкопа представлена более полно /мощность хадумского горизонта равна 86 м, а всего олигоцена - 500-550 м/.

В районе междуречья Гумиста-Кодори хорошие разрезы палеогеновых отложений наблюдаются у сс.Октомбери /Ольгинское/, Марани /Полтавское/, по р.Келасури и др. Сводный разрез палеогена в рассматриваемом районе представляется в следующем виде:

1. Белые и розовато-белые сравнительно мягкие известняки.
2. Розовато-серые плотные известняки с фауной брахиопод, макроскопически легкоотличающийся от нижележащих пород.
3. Зеленовато-серые массивные сравнительно мягкие глауконитовые известняки, содержащие фауну двусторчатых моллюсков.

I-I,5 м.

4. Розовато-серые и светло-серые грубослоистые плотные известняки с фауной ежей. В породе присутствуют пирит и отдельные зерна глауконита. Подошва и кровля слоев часто имеют неправильные изрезанные поверхности

I,5-2,5 м.

5. Розовато-серые слоистые /0,1-0,2 м/ известняки с кристаллами пирита, местами содержащиеся в значительном количестве. Нижняя часть описываемой пачки представлена конгломерат-брекчиями /0,15-0,25 м, размер обломков 3-4 см/

4-5 м.

6. Зеленовато-серые фораминиферовые мергели с вкрапленниками пирита, которые наряду с окислами железа заполняют существовавшие в породах пустоты. В виде прослоев присутствуют плотные мергели /5-7 см/, макроскопически схожие с известняками

8-10 м.

7. Темно-коричневые тонкослоистые плитчатые мергели с чешуями рнб

35-60 м.

8. Зеленовато-серые фораминиферовые мергели с прослоями более плотных мергелей

40-60 м.

9. Темно-серые листоватые карбонатные глины с прослоями тонкослоистых некарбонатных глин

25-30 м.

10. Коричневато-бурые некарбонатные глины с редкими прослоями мелкозернистых аркозово-кварцевых песчаников

280-300 м.

В данном разрезе пачка I принадлежит к датскому ярусу, пачки 2 /кардитовые слои/, 3 /грифеевые слои/ и 4 /ехинокорисовые слои/ - к палеоцену, пачка 5 - к нижнему эоцену, пачка 6 /нижнефораминиферовые мергели/ - к среднему эоцену, пачки 7 /лиролеписовые мергели/

и 8 /верхнефораминиферовые мергели/ - к верхнему эоцену, пачки 9 /хадумский горизонт/ и 10 /майкопская ферия/ - к олигоцену.

Самый северный выход палеогена обнажается в ущелье р.Кодори, в районе с.Зима. Наличие здесь палеогеновых отложений признавалось не всеми исследователями, работавшими в данном районе.

Южнее слияния рр.Кодори и Зима, на левом берегу р.Кодори, у моста над верхнемеловыми известняками после перерыва в обнажении, с севера на юг следуют:

1. Плотные массивные известняки кремового цвета, содержащие водоросли 6,5 м.
2. Слоистые /0,1-0,15 м/ органогенно-детритовые известняки кремового цвета. В верхней части пачки встречаются криноидеи и ежи. 6,5-7 м.
3. Розовато-белые слоистые сравнительно мягкие органогенно-детритовые известняки 3-3,5 м.
- Перерыв в обнажении 8-9 м.
4. Зеленовато-серые мергели со множеством детрита микрофауны. В незначительном количестве в них содержится терригенная примесь, представленная отдельными зернами кварца и полевого шпата. В виде прослоев присутствуют более плотные мергели, содержащие вкрапленники пирита 8-10 м.
5. Темно-коричневые плитчатые мергели с микрофауной. 25-30 м.

Перерыв в обнажении 12-14 м.

6. Зеленовато-серые и зеленые мергели, содержащие в незначительном количестве примесь терригенного материала в виде обломков кварца песчаного размера. Видимая мощность 35-40 м.

По аналогии с разрезами соседних районов и общерегиональным палеогеографическим соображениям, можно сделать определенные выводы о возрасте пород, слагающих вышеописанный разрез.

Пачка I и 2 должны принадлежать к палеоцену, пачка 3 - к нижнему эоцену, пачка 4/нижнефораминиферовые мергели/ - к среднему эоцену, пачки 5/лиролеписовый горизонт/ и 6/верхнефораминиферовые мергели/ - к верхнему эоцену.

ФАЦИАЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

ПАЛЕОЦЕН. Палеоценовые отложения в основном датированы фаунистически. Они постепенно, без следов перерыва сменяют вверх по разрезу датские отложения. Исключение составляет лишь крайне восточная и западная части рассматриваемой зоны. В частности, в разрезе р.Роччи, палеоценовые породы отсутствуют и там на сенонские изве-

стняки непосредственно налегают нижефораминиферовые мергели среднего эоцена. В западной же части, в бассейне р.Бзыбь, где на данном стратиграфическом уровне фауна пока не найдена, по мнению Н.Ш.Салуквадзе /1966/, к палеоцену можно отнести литотамниевые и дискоциклиновые известняки, литологически схожие с палеоценовыми породами центральной части района. В ущелье р.Мюссера, к палеоцену, по стратиграфическому положению, вероятно, относятся литотамниевые известняки. В вышеназванных разрезах слои, относящиеся к верхней части мела и низам палеогена, опрокинуты на юг и имеют северное падение.

Восточнее, в междуречье Отхара-Апста, над фаунистически датированными датскими известняками согласно залегают зеленовато-серые мергели палеоцена, составляющие нижнюю часть нижних фораминиферовых мергелей.

К востоку от р.Апста эти мергели фациально замещаются розовато-белыми маркими кремнесодержащими литотамниевыми и дискоциклиновыми известняками, со слабо выраженной слоистостью. В шлифах образцов нижней части видны вкрапленники глауконита и мелкие пустоты, заполненные окислами железа. Эти известняки распространяются до бассейна р.Гумиста, восточнее которой они фациально замещаются более плотными грубослоистыми, иногда массивными известняками с моллюсками, брахиоподами и ежами, на основании которых эти отложения, в районе междуречья Гумиста-Кодори, подразделяются на три части: нижнюю - кардитовых, среднюю - грифеевых и верхнюю - эхинокорисовых.

Кардитовые известняки макроскопически легко различаются от более мягких белых известняков дата. Сами они представляют собой плотные розовато-белые породы, содержащие в значительном количестве раковины брахиопод. Наряду с макрофауной присутствует и микрофауна. В отдельных шлифах встречаются вкрапленники глауконита.

Средняя часть палеоцена представлена зеленовато-серыми сравнительно мягкими известняками, характеризующимися слабо выраженной слоистостью. Известняки содержат фауну двустворчатых моллюсков. В отдельных случаях в них присутствуют обломки кварца алевритового размера /разрезы сс.Марани и Октомбери/ и вкрапленники глауконита.

Эхинокорисовые слои, являющиеся верхней частью палеоцена, представлены плотными розовато-серыми известняками и светло-серыми известняками. Наряду с ежами в породе содержатся остатки брахиопод и криноидей, встречаются отдельные вкрапленники пирита и обломки кварца алевритового размера.

Восточнее, в междуречье Кодори-Ингури, палеоцен представлен слоистыми более мягкими розовато-белыми и серовато-белыми органогенно-детритовыми известняками. Переход между датскими и палеоценовыми породами совершенно постепенный, к тому же макроскопически

и литологически эти породы идентичны, в силу чего, проведение границы между названными стратиграфическими единицами затруднено, особенно в районе бассейна р.Ингури. Эти известняки содержат иногда в значительном количестве желтовато-серые и желтоватые кремни в виде конкреций неправильной формы /р.Олори, р.Эрис-Цкали и др./.

В рассматриваемых известняках местами содержатся литотамнии и дискоциклины /ант.Сатанджио/. В западном крыле антиклинали Цхеми-Кари /Эрис-Цкали/ встречаются доломитизированные известняки.

В северном выходе /ущелье р.Кодори/ палеоцен представлен плотными массивными известняками с криноидеями и ежами /в верхней части/.

Мощность рассматриваемых отложений изменчива, в частности, наиболее мощными они являются в районе кур.Новый Афон и в бассейне р.Олори /65-70 м/. Наименьшая их мощность отмечается в междуречья Гумиста-Кодори /6-17 м/ и в бассейне р.Ульс /3-4 м/.

В заключении следует отметить, что палеоцен представленный в зоне субплатформенных фаций мергелями и известняками, характеризуется определенной фауной, меняющейся в латеральном направлении.

НИЖНИЙ ЭОЦЕН. Нижнеэоценовые отложения вверх по разрезу постепенно сменяют палеоценовые породы, Исключение составляет разрез р.Речки, где образования данного возраста отсутствуют.

В западной части рассматриваемой зоны нижний эоцен представлен нижефораминиферовыми мергелями, которые в бассейне р.Бзыбь расположены над литотамниевыми и дискоциклиновыми известняками, а в восточнее, в междуречье Отхара-Апста, постепенно продолжают разрез палеоценовых подобных же мергелей и тем самым составляют среднюю часть нижефораминиферовых мергелей. Литологически они представлены зеленовато-серыми среднеслоистыми мергелями с вкрапленниками пирита. В них в виде прослоев присутствуют более плотные мергели. К востоку от р.Апста до р.Зап.Гумиста, наблюдается фациальное замещение мергелей известняками /светло-серые и серые плотные известняки с нуммулитами/. В породах в значительном количестве содержатся вкрапленники глауконита.

В междуречье Зап.Гумиста-Кодори место нуммулитовых известняков в разрезах занимают зеленовато-серые слоистые плотные фораминиферовые известняки, содержащие в значительном количестве пирит. Редко в виде отдельных зерен встречается глауконит /с.Марани/. По наблюдениям Н.Ш.Салуквадзе /1966/ в этих известняках представители нуммулитид чрезвычайно редки. Интересно отметить, что в нижней части рассматриваемых отложений имеются конгломерат-брекчии /мощность 15-25 см/, состоящие из обломков известняков /в среднем 3-4, редко - 7 см/. Определенная часть обломков носит следы переработки. Цемен-

том служит известковистый материал, в котором присутствуют отдельные зерна глауконита.

В отдельных разрезах, в верхней части нижнего эоцена встречаются прослой и линзы мергелей /р.Гумиста/.

Восточнее р.Кодори вновь появляются светло-серые слоистые известняки, содержащие нуммулиты. Для этих известняков характерно также присутствие в них кремней в виде линз и включений. В разрезе р.Моренджа, к нижнему эоцену, по-видимому, принадлежат слои известняков, расположенных под среднеэоценовыми мергелями. В разрезе же периклинального окончания антиклинали Цхемис-Кари к этому подэтажу также условно можно отнести известняки мощностью до 3 м, залегающие над палеоценовыми породами.

В северном выходе субплатформенных фаций /ущ. р.Кодори/ нижний эоцен представлен розоватыми органогенно-детритовыми известняками.

Из вышесказанного можно заключить, что в зоне субплатформенных фаций нижний эоцен представлен двумя фациями: нижефораминиферовыми мергелями /часть/ и известняками. Эти последние в литературе известны как нуммулитовые и фораминиферовые известняки.

Мощность нижеэоценовых известняков колеблется от 2-2,5 /рр. Олори, Келасури/ до 15 м /окрестности кур.Новый Афон и р.Гумиста/. Мощность же мергелей трудно определить из-за того, что нижефораминиферовые мергели в целом датируются как палеоцен - средний эоцен и проведение границы между отдельными стратиграфическими единицами затруднено из-за их литологического однообразия /рис. 22/.

СРЕДНИЙ ЭОЦЕН. Нижеэоценовые отложения вверх по разрезу совершенно постепенно сменяются мергелями и известняками среднего эоцена. Исключение составляет лишь восточная часть района, где в одном случае среднеэоценовые мергели залегают на палеоценовых известняках /антиклиналь Сатанджо/, а в другом - на верхнемеловых известняках /р.Речхи/.

В междуречье Бзыбь-Апста средний эоцен представлен зеленовато-серыми комковатыми мергелями, содержащими в значительном количестве пирит. Редко в них встречаются обломки кварца алевритового размера /р.Мюсера/. В мергелях содержится много детрита микрофауны. К востоку /междуречье Апста-Гумиста/ мергели постепенно фациально замещаются слоистыми /0,2-0,3 м/ нуммулитовыми известняками, достигающими наибольшей мощности в районе кур.Новый Афон. В этих розовато-серых плотных породах местами наблюдаются вкрапленники глауконита.

Восточнее р.Дзизета верхняя часть известняков замещается мергелями /1-2 м/, а восточнее р.Гумиста нуммулитовые известняки полностью замещаются мергелями. Эти последние представляют собой ве-

рхнюю часть нижефораминиферовых мергелей. В восточной части района в них встречаются прослой более плотных мергелей и известняков. Эти последние присутствуют в значительном количестве /р.Олори/. В мергелях часто встречаются вкрапленники пирита.

Мощность нижефораминиферовых мергелей в междуречье Бзыбь-Апста, где они охватывают также палеоцен и нижний эоцен, равна 55-75 м.

Восточнее р.Гумиста, где эти мергели представляют только средний эоцен, их мощность в среднем достигает 8-12 м. Минимальная мощность этих отложений наблюдается в крайне восточной части района /разрезы рр.Моренджа и Речхи/ и составляет 1 м./рис. 24/.

Мощность известняков меняется в пределах от 20 /р.Ацквара/ до 35 м /район кур.Новый Афон/.

ВЕРХНИЙ ЭОЦЕН. Верхнеэоценовые отложения, как уже отмечалось, характеризуются фациальной выдержанностью и представлены в нижней части лиролеписовыми, а в верхней - вышефораминиферовыми мергелями.

Лиролеписовые мергели по внешнему облику легко различимы. Эти тонкослоистые плитчатые отложения характеризуются в свежем виде бурым, а на выветрелой поверхности - светло-голубым цветом. Их характерным признаком является тонкоплитчатая оланцеватость.

Эти мергели, содержащие множество чешуй рыб, в том числе чешуи *Lyrolepis caucasic. Rom.*, вверх по разрезу совершенно постепенно сменяют породы среднего эоцена. В разрезе р.Олори между нижефораминиферовыми мергелями среднего эоцена и лиролеписовыми мергелями наблюдается переходная пачка, мощностью 1,5 м.

Стратиграфическое положение этих отложений и содержащаяся в них фауна определяют возраст лиролеписовых мергелей, как низы верхнего эоцена.

В бассейне р.Мюсера в этих мергелях встречаются прослой /3-7 см/ органогенно-детритовых известняков с вкрапленниками пирита. В известняках встречаются также обломки кварца песчаных размеров. В западной части района /между рр.Бзыбь и Мюсера/ отмечается присутствие в этих мергелях "горизонта с включениями" /0,9 м/, имеющего, по-видимому, форму линзы небольшой протяженности. В этом горизонте обломки неправильной формы /0,1x0,3 м/ представлены органогенно-детритовыми известняками и кремнями.

Лиролеписовые мергели, содержащие микрофауны, часто переполнены их детритом /в шлифах/.

Мощность рассматриваемых отложений весьма изменчива и колеблется от 50-70 /бассейн р.Мюсера, с.Марани/ до 2,5-4 м /р.Моренджа, р.Олори/ /рис. 26/.

Следующие выше в е р х н е ф о р а м и н и ф е р о в н е м е р г е л и обнаруживают большое литологическое сходство с нижнефораминиферовыми мергелями. Эти зеленовато-серые, местами желтовато-серые породы, содержат в подчиненном количестве пирит, местами обломки кварца алевритового и песчаного размера.

В разрезе у с.Калдахвара в нижней части мергелей, в виде линз и прослоев встречаются нуммулитовые известняки /0,1-0,3 м/ и отдельные гальки литотамниевых известняков /Салуквадзе, 1966/.

В целом же мощность верхнефораминиферовых мергелей колеблется от 40-60 /рр.Бзыбь, Гумиста/ до 0,3-4 м /рр.Речки, Моренджа/.

В разрезе р.Кодори /северный выход палеогена/ верхний эоцен представлен аналогичными отложениями, мощность которых составляет 60-70 м. /рис. 28/.

ОЛИГОЦЕН. Олигоценовые отложения в зоне субплатформенных фаций, как и на всей территории Кавказа, представлены хорошо известной майкопской серией. Наличие в них залежей газа и нефти обусловили особый интерес к этим образованиям.

Майкопская серия стратиграфически охватывает олигоцен и нижний миоцен. Нами будет рассмотрена олигоценовая часть майкопской серии.

В отличие от многих областей, где майкопские отложения трансгрессивно залегают на нижележащих породах, в рассматриваемой зоне наблюдается постепенный переход от верхнеэоценовых мергелей в хадумские слои нижнего олигоцена. Исключение составляет лишь восточная часть района, где в разрезе западного крыла антиклинали Цхемис-Кари майкопские отложения соприкасаются /непосредственного контакта не наблюдается/ с нижнеэоценовыми известняками. Результатом олигоценовой трансгрессии /имеющей здесь локальное распространение/, по-видимому, является небольшие мощности верхнефораминиферовых мергелей в разрезах рр.Речки и Моренджа.

Олигоценовый возраст нижней части майкопской серии устанавливается по ее стратиграфическому положению между фаунистически охарактеризованными мергелями верхнего эоцена и нижнемиоценовой частью майкопской серии.

Олигоценовые отложения майкопской серии литологически подразделяются на две части: нижнюю - карбонатные глины хадумского горизонта и верхнюю - некарбонатные глины с прослоями песчаников. Первая соответствует нижнему олигоцену, вторая - среднему и верхнему олигоцену.

Слои хадумского горизонта представляют собой буровато-серые и темные карбонатные глины /вверх по разрезу карбонатность снижается/. В литологическом отношении хадумский горизонт характеризуется выдержанностью и является маркирующим горизонтом, мощность которого в

среднем равна 30-40 м. Максимальная его мощность отмечается в окрестностях с.Земо-Эшера, где она составляет 80 м /Салуквадзе, 1966/.

Надхадумские слои майкопской серии, постепенно сменяющие хадумский горизонт, в нижней части представлены темно-серыми с коричневым оттенком битуминозными некарбонатными гипсоносными глинами с выцветами ярозита. Эти глины, как и вся майкопская серия в значительном количестве содержат чешуи рыб. Верхняя часть надхадумских отложений представлена теми же глинами, в которых появляются прослои песчаников мощностью 0,1-0,7 м, редко достигающие 2-4 м /р. Келасури/. Наряду с песчаниками в глинах появляются сидеритовые конкреции с диаметром в среднем 0,5-1,2 м. В отдельных разрезах роль песчаников возрастает /р.Моква/.

Эти песчаники большей частью рыхлые карбонатные, мелко- и среднезернистые и в основном полимиктовые. В шлифах глин терригенный материал часто наблюдается в виде обломков кварца алевритового и песчаного размера.

Плохая обнаженность, оползневые явления и мелкая складчатость, характерные для майкопских отложений, затрудняют установление их истинной мощности. Наиболее полные разрезы майкопской серии наблюдаются по рр.Бзыбь, Гумиста, Келасури, Моренджа, Моква. По данным Е.К.Вахания /1940/ и А.Г.Лалиева /1964/ мощность олигоценовой части майкопской серии варьирует от 500-600 /с.Блабурхва, р.Гумиста/ до 100-150 м /кур.Новый Афон, р.Окуми/. По данным тех же авторов с запада на восток наблюдается уменьшение общей мощности майкопской серии, что, по-видимому, можно объяснить как палеогеографическими причинами, так и среднемиоценовой трансгрессией /рис. 30/.

Один из интересных разрезов майкопской серии наблюдается у с.Квезани. Наиболее детально он был описан Е.К.Вахания /1940/. Ниже в некотором сокращении дается описание этого разреза, который частично был изменен и дополнен А.Г.Лалиевым /1964/.

Вдоль трассы Акармара-Квезани, непосредственно к югу от моста через р.Гализгу, снизу вверх обнажаются:

1. Мергели желтовато-зеленоватые, с микрофауной фораминифер. 3 м.
2. Чередующиеся глины листоватые карбонатные темно-серые, с чешуйками рыб и выцветами солей; глины некарбонатные листоватые с выцветами ярозита; мергели зеленоватые с фораминиферами. 21,4 м.
3. Пачка типичных майкопских глин 24 м.
4. Толща чередующихся пластов глин: карбонатных и некарбонатных, листоватых темно-серых, с запахом сероводорода, майкопского типа и редких прослоев песчаников с чешуями рыб и растительными остатками. В нижней части этой толщи наблюдается частое чередование

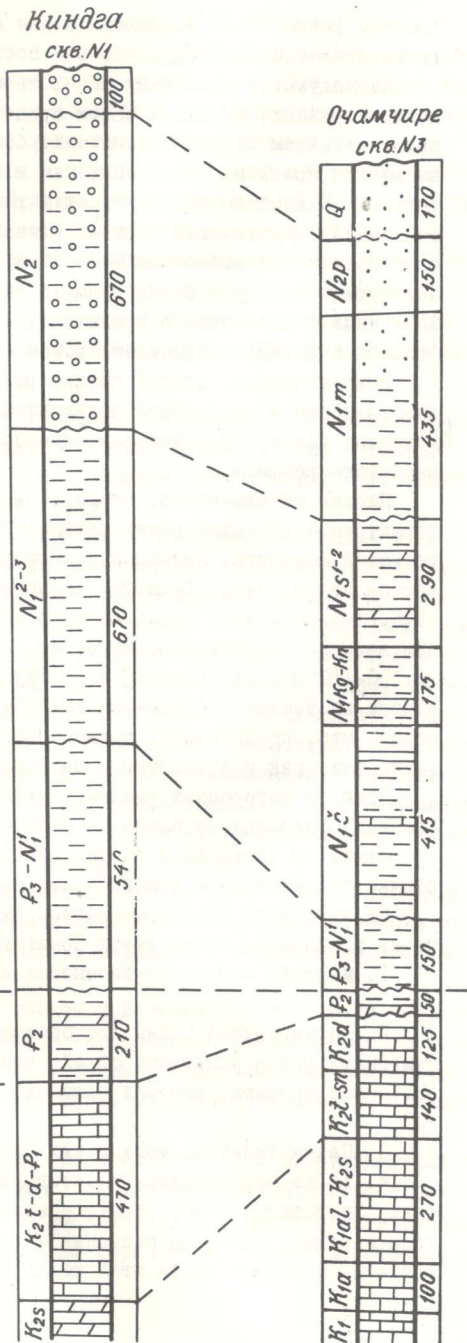
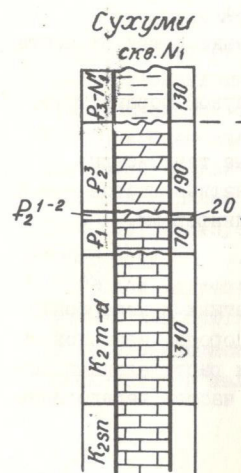
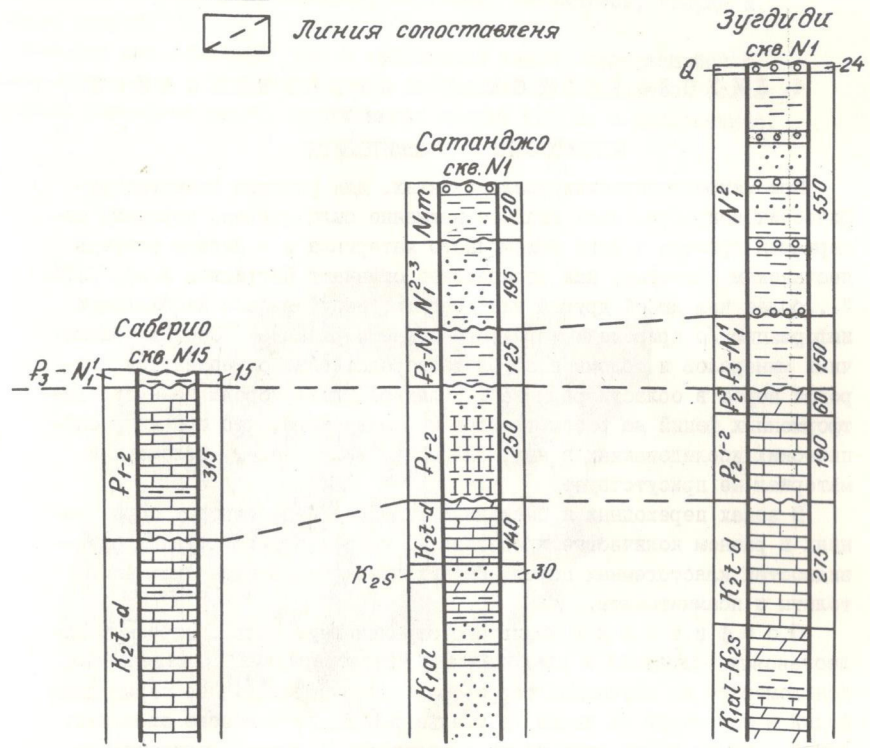


Рис. 15. Схема сопоставления параметрических и структурных скважин. /По данным Камладзе Г.А. Карибова Э.А./.

- Конгломераты
- Песчаники
- Глины
- Мергели
- Известняки
- Глины мергелистые
- Туфы
- Линия несог. залегания
- Линия согл. залегания
- Линия сопоставления



серых песков и темных глин, создающих характерную полосчатость структуры. Мощность отдельных пластов песчаников не превышает 0,15 м. В средней части толщи суммарная мощность песчаников достигает 5 м.
230 м.

Пачка I принадлежит к верхней части верхнего эоцена, пачка 2 — к нижнему олигоцену /хадумский горизонт/, пачки 3 и 4 мощностью 254 м — к среднему и верхнему олигоцену. В приведенном разрезе, как и в других разрезах над олигоценом постепенным переходом следует нижний миоцен, представляющий собой верхнюю часть майкопской серии, сложенный теми же отложениями, что и олигоцен, лишь с той разницей, что в нижнем миоцене терригенный материал играет более существенную роль в майкопской серии и встречается в виде прослоев песчаников и мелкообломочных конгломератов.

4. ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

ПСЕФИТОЛИТЫ И ПСАММИТОЛИТЫ

При микроскопических исследованиях, для решения палеогеографических вопросов, нами главное внимание было уделено породам, содержащим примесь в виде обломочного материала и в первую очередь песчаникам, которые, как справедливо отмечают Петтиджон и др./1976/ "...более чем любой другой тип осадков, несут в себя необходимую информацию /о природе и характере области размыва/. Состав обломочных минералов и обломков пород непосредственно определяется природой пород в области размыва". В данной главе породы зоны субплатформенных фаций не рассматриваются, ввиду того, что при микроскопических исследованиях в них, за редким исключением, обломочный материал не присутствует.

В зонах переходных и смешанных фаций, в палеогеновых образованиях в разном количестве представлены несколько структурных разновидностей кластогенных пород. Из них нами описываются лишь псефитолиты и псаммитолиты.

Псефитолиты играют ограниченную роль в строении палеогеновых отложений и представлены конгломератами и гравелитами. Конгломераты на изученной территории встречаются в зоне переходных фаций в восточной ее части /в ущелье р.Пища/, а в зоне смешанных фаций — южном крыле Ачмардской синклинали /в нижнем горизонте мацестинской свиты/. Детальная характеристика этих конгломератов дается в соответствующих разрезах.

Гравелиты по сравнению с конгломератами пользуются более широким распространением, но развиты лишь в зоне переходных фаций, где они встречаются в западной части выходов палеогеновых образований /ур.Рихва/.

Характерно, что здесь гравелиты пространственно приурочены к северной полосе развития палеогеновых пород и встречаются в виде отдельных слоев мощностью от 0,2 до 1,2 м. В них терригенная примесь представлена в основном обломками известняков размером в среднем 1–2 мм. В некоторых случаях встречаются также средне- и крупнообломочные гравелиты, в которых размер обломочного материала колеблется в пределах 3–8 мм. Местами встречаются отдельные участки, где размер кластического материала превышает 1 см и порода представляет собой мелкообломочный конгломерат /микрokonгломерат/.

Обломки известняков характеризуются неправильными формами и неодинаковой степенью окатанности.

Кластический материал этих известняковых гравелитов представлен иногда обломками аргиллитов, мергелей, песчаников, кварца и полевых шпатов.

Имеется как облачный, так и эффузивный кварц, содержащийся в разном количестве. От облачного кварца последний отличается более крупными размерами зерен, достигающим иногда 1,2 мм в поперечнике.



Рис.16. Полимиттовый крупнообломочный гравелит с темными включениями аргиллитов.

Полевые шпаты часто представлены карбонатизированными плагиоклазами кислого состава.

Мергели, песчаники и аргиллиты в известняковых гравелитах встречаются в виде отдельных обломков.

Аргиллиты значительную роль играют в крупнообломочных разновидностях гравелитов, где они макроскопически выделяются как цветом /темные до черного/, так и большими размерами, достигая в поперечнике 8 мм. Обломки характеризуются как угловатыми, так и окатанными формами /рис.16/.

Цемент в гравелитах обычно представлен карбонатом, за исключением отдельных случаев, когда цементом служит кремнезем.

П с а м м и т о л и т ы на изученной территории развиты более широко и встречаются в обеих зонах. В восточных выходах зоны переходных фаций они в одном случае равномерно распределены по всему разрезу /ущ. р.Пшица/, а в другом /ур.Рихва/ - развиты в основном в северной части выходов палеогеновых отложений.

В зоне смешанных фаций песчаники пользуются гораздо значительным распространением и приурочены к верхам палеогеновых отложений /мацестинская и хостинская свиты/, слагая мульту восточного окончания Сочи-Адлерской депрессии.

По составу в песчаниках^Х выделяются несколько разновидностей. Из них в первую очередь следует отметить аркозово-кварцевые и граувакково-кварцевые песчаники. Судя по размерам компонентов слагающих песчаники, можно отметить общую закономерность, выражающуюся в том, что в зоне смешанных фаций в основном развиты среднезернистые разновидности песчаников, в то время, как в зоне переходных фаций преобладают мелкозернистые.

АРКОЗОВО-КВАРЦЕВЫЕ ПЕСЧАНИКИ в зоне переходных фаций в основном развиты в восточной части, а в зоне смешанных фаций встречаются по всей ее территории и особенно широко представлены в мацестинской и хостинской свитах.

Слагающими компонентами аркозово-кварцевых песчаников являются кварц, полевой шпат, слюда и обломки пород.

Ведущий компонент - кварц, характеризуется главным образом облачным погасанием. В зоне переходных фаций встречаются отдельные зерна эффузивного кварца.

Этот минерал характеризуется как угловатыми, так и слабоокатанными формами. Размер зерен колеблется в пределах 0,03-0,3 мм. Большая их часть волнистого погасания, а часть - нормального. Часто наблюдаются регенерированные формы кварца.

Полевой шпат в составе аркозово-кварцевых песчаников играет подчиненную роль и представлен плагиоклазом и калишпатом.

Плагиоклазы - кислого состава и в большинстве случаев носят следы изменения /в основном карбонатизированы/.

Калишпат представлен микроклином, иногда с характерной решетчатой структурой.

Слюда встречается в ограниченном количестве, особенно в зоне смешанных фаций и представлена преимущественно мусковитом, реже биотитом.

Обломки пород имеются в малом количестве и представлены мергелями и известняками.

В некоторых шлифах пород хостинской свиты /зона смешанных фаций/ встречается циркон и сфен. Этот последний большей частью замещен карбонатом.

В аркозово-кварцевых песчаниках в основном наблюдается цементация типа выполнения пор, где цемент представлен карбонатом, реже пелитовым веществом и хлорито-гидрослюдистой массой. В цементирующей массе иногда присутствует глауконит.

ГРАУВАККОВО-КВАРЦЕВЫЕ ПЕСЧАНИКИ развиты в основном в западных выходах зоны переходных фаций, в зоне смешанных фаций - в основном в хостинской свите.

Характерным признаком граувакково-кварцевых песчаников является их неравномернозернистость.

В их составе принимают участие кварц, полевой шпат, слюда и обломки пород.

Для граувакково-кварцевых песчаников по сравнению с нижележащими и следующими вверх по разрезу одновозрастными аркозово-кварцевыми песчаниками характерны большие размеры слагающих их компонентов. Особенно отчетливо эта картина наблюдается в зоне переходных фаций, где среди мелкозернистых аркозово-кварцевых песчаников появляются среднезернистые граувакково-кварцевые песчаники.

Кварц в количественном отношении преобладает над остальными компонентами, главным образом это облачный кварц. В виде отдельных зерен в переходных фациях встречается и эффузивный кварц. Зерна кварца в среднем имеют диаметр 0,25-0,4 мм и характеризуются как угловатыми, так и хорошо окатанными формами, редко с зазубренными краями. Погасание волнистое, реже нормальное.

Полевой шпат присутствует в подчиненном количестве и представлен плагиоклазом кислого состава, иногда с хорошо выраженными полисинтетическим двойникованием.

Большинство плагиоклазов замещено карбонатом и пелитом, что часто затрудняет восстановление их первичного характера.

^Х Классификация песчаников приводится по схеме Г.С.Дзопенидзе/1963/

Слюда представлена мусковитом, реже биотитом.

Обломки пород в составе граувакково-кварцевых песчаников встречаются в разном количестве /от 15 до 30 %/ и, как правило, имеют большие размеры по сравнению с другими компонентами, чем и обусловлено неравномерность зернистость этих Песчаников. Если средний диаметр зерен кварца и полевых шпатов не превышает 0,3 мм, то размер обломков пород, представленных в основном мергелями и известняками, в среднем 1 мм, а иногда достигает и 3 мм. Форма обломков пород неправильная, угловатая, со слабой степенью окатанности.

Цементация граувакково-кварцевых песчаников типа выполнения пор, реже - контактового типа. Цементирующим материалом служит карбонат, в редких случаях - хлорито-гидрослюдистая масса.

В граувакково-кварцевых песчаниках иногда присутствует фауна фораминифер.

В некоторых породах, аналогичных вышеописанным граувакково-кварцевым песчаникам, присутствует калишпат, что дает возможность выделить также аркозово-граувакково-кварцевую разновидность песчаников. Состав и характер слагающих их компонентов аналогичен граувакково-кварцевым песчаникам но с наличием калишпата.

ТЕРРИГЕННО-КАРБОНАТНЫЕ ПОРОДЫ в исследованном районе представлены песчанистыми известняками. Они особенно широко развиты в зоне переходных фаций, где их выходы пространственно приурочены в основном к северной полосе развития палеогеновых пород.

В этой зоне большая часть песчанистых известняков содержит терригенную примесь в виде обломков известняков, мергелей и кварца /15-40%/. Последний компонент присутствует в подчиненном количестве, и подобно гравелитам, эффузивный кварц, присутствующий в этих породах, характеризуется большими размерами и округлыми формами.

В зоне переходных фаций гравелиты и песчанистые известняки, по сравнению с другими составляющими породами палеогена, содержат большое количество макро - и микрофауны.

В зоне смешанных фаций, песчанистые известняки пользуются незначительным распространением, в них терригенная примесь в основном представлена обломками кварца /10-25%/.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ТЯЖЕЛЫХ ФРАКЦИЙ

"Тяжелые минералы дают наиболее ценную информацию относительно источников питания, особенно при исследовании третичных бассейнов мира" /Петтиджон и др., 1976/. Хотя, по мнению ряда исследователей, анализ тяжелых минералов, как и гранулометрический, из-за их ограниченности в качестве критериев фациальной и стратиграфиче-

ской корреляции, вышли из моды, тем не менее признается, что "... анализ тяжелых минералов часто дает правильную информацию о происхождении осадочных образований" и "...тяжелые минералы и обломки служат единственными вехами для поисков коренных источников в направлении, противоположном сносу /Хэллем, 1978/.

В изученных палеогеновых образованиях тяжелые минералы содержатся как в отложениях зоны переходных фаций, так и зоны смешанных фаций /рис. 17, 18/. В этих последних они присутствуют в породах мацестинской и хостинской свит, в редких случаях и в незначительном количестве - в зеленых /среднеэоценовые/ и пестроцветных /верхнеэоценовые/ мергелях.

Такое присутствие тяжелой фракции в определенных горизонтах обусловлено присутствием в них значительного количества терригенного материала.

Изучение тяжелой алевритовой /0,01-0,1 мм/ фракции проводилось при помощи иммерсионных препаратов с удельным весом $> 2,75$ и $< 2,75$.

Тяжелые фракции в основном представлены группой рудных и устойчивых минералов, слюдой и хлоритом.

Рудные минералы в свою очередь представлены пиритом, лимонитом и магнетитом.

Среди устойчивых минералов в основном встречаются циркон, гранат, турмалин, титаносодержащие минералы и апатит. В подчиненном количестве присутствуют ставролит и корунд.

Рудные минералы содержатся от 62 до 80 %. Среди рудных минералов наибольшим распространением пользуются пирит и лимонит, магнетит встречается реже и в подчиненном количестве.

П и р и т имеет характерный латуно-желтый цвет, встречается в виде масс агрегатного строения и шаровидных конкреций, редко наблюдается и кристаллический пирит.

Л и м о н и т характеризуется бурой охристой окраской, в проходящем свете обычно непрозрачен, большей частью образован за счет пирита и магнетита.

М а г н е т и т серебристо-серого и черного цвета, встречается в основном в виде зерен неправильных форм, сильно магнитен и легко отделяется от остальных рудных минералов.

Ц и р к о н один из самых распространенных в ассоциации устойчивых минералов. Встречается в виде кристаллов и их обломков и округлых зерен. Кристаллы циркона большей частью имеют удлиненные призматические и короткостолбчатые очертания с дипирамидальными окончаниями. Такие кристаллы в разном количестве присутствуют почти во всех изученных отложениях, но чаще встречаются в хостинской и мацестинской свитах. Хорошо ограненные кристаллы характеризуются

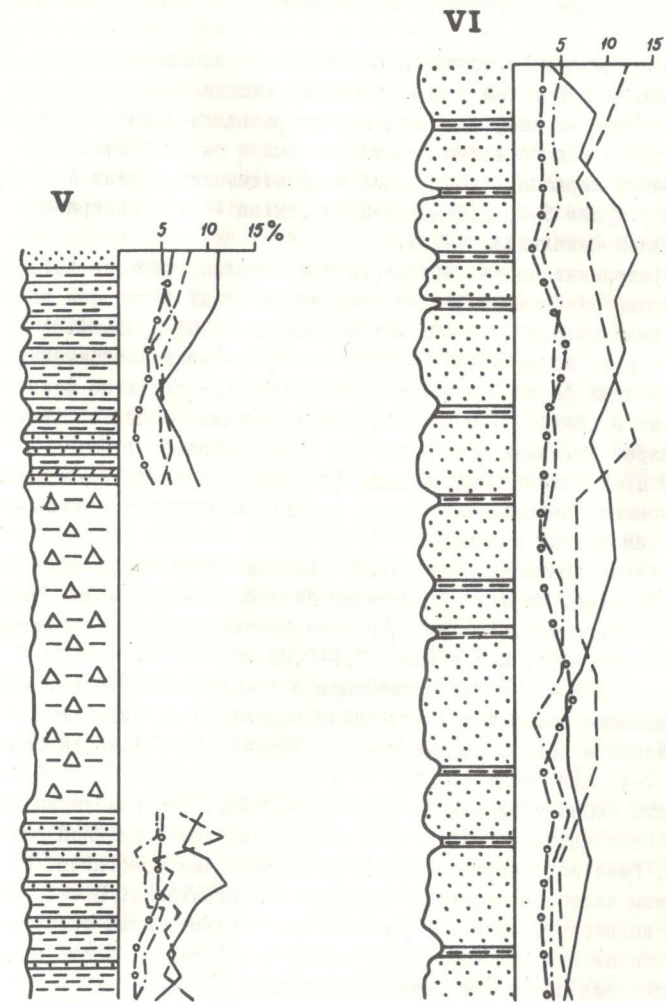
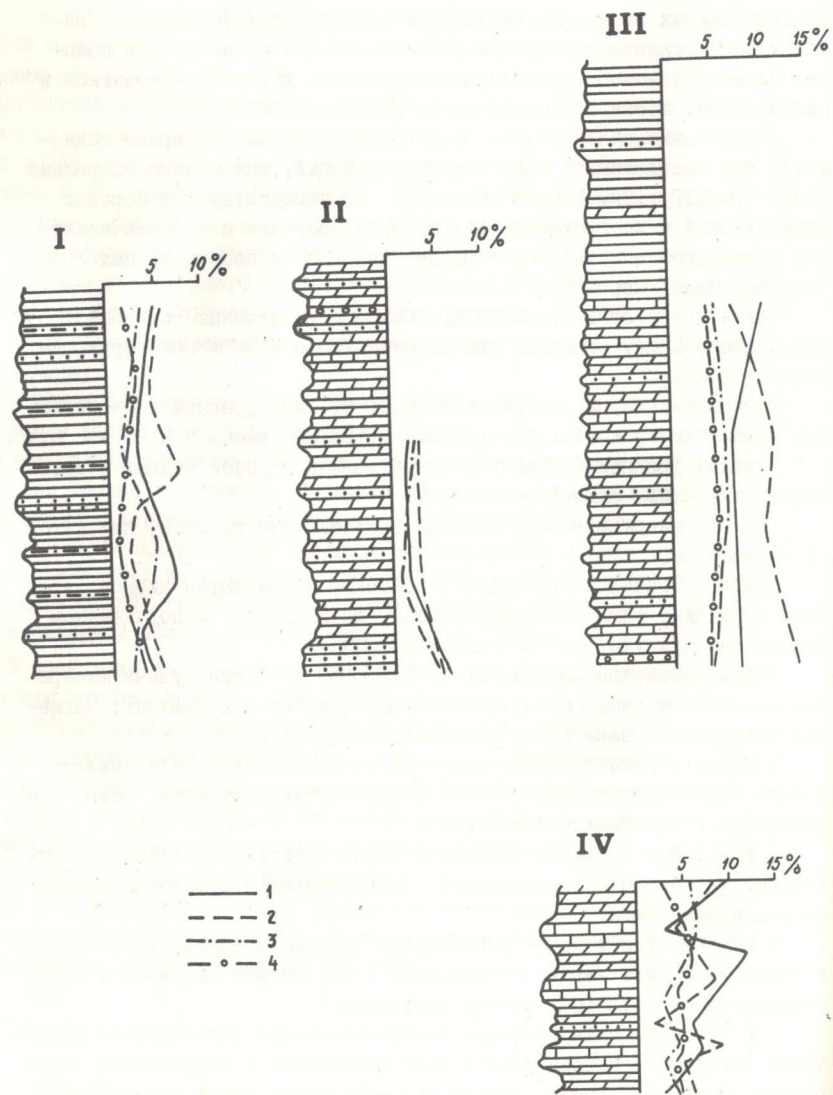


Рис. I7, I8. Количественное соотношение терригенных акцессориев по схематическим литологическим разрезам.
 I - р. Арква, II - юж. склон хр. Анчхо, III - р. Плища,
 IV - сев. крыло синк. Троицкая, V - мацестинская свита, VI - хостинская свита.
 I - циркон, 2 - гранат, 3 - турмалин, 4 - апатит.

большими размерами, достигая иногда 0,3 мм в длину. Часть цирконов носит следы окатанности, некоторые полностью округлые. Окатанные цирконы чаще встречаются в хостинской, реже в нижнемагистинской свитах.

Изученные цирконы в основном бесцветны, с алмазным блеском, реже окрашены в буроватый и желтый цвета, иногда с плеохроизмом. В цирконах часты жидкие, стекловидные и кристаллические включения, располагающиеся как по длине кристалла, так и беспорядочно.

Содержание циркона в хостинской и магистинской свитах 6-12 %, в разрезах р. Арква 3-6, р. Пшица 5-8, ур. Рихва - 4, в северном крыле Троицкой синклинали 6-7 %.

В распределении по размеру зерен и кристаллов циркона наблюдается следующая закономерность: в отложениях южных фаций она колеблется в пределах 0,07-0,2 мм, а в северных - 0,03-0,08 мм.

Гранат встречается почти во всех изученных отложениях. В зоне смешанных фаций его процентное содержание почти не меняется и составляет в среднем 4-6 %, а в зоне переходных фаций варьирует от 2-3 /разрез ур. Рихва и р. Арква/ до 7-11 % /разрез р. Пшица/.

Гранат представлен бесцветными, розовато-красными, реже зеленоватыми обломками неправильных форм, характеризующимися стекляннным блеском и раковистым изломом.

Часть зерен гранатов носит следы окатанности и характеризуется округлыми формами. Наряду с типичными изотропными гранатами, встречаются и анизотропные. Размер зерен для северных фаций в среднем составляет 0,03-0,15, а для южных 0,1-0,25 мм.

Турмалин наряду с цирконом и гранатом является постоянным составляющим компонентом изученных отложений и содержится в них приблизительно в равном количестве, составляя для отложений северных фаций 2-4, для южных 2-3 %.

Турмалин темно-коричневый, бурый и зеленый. Его кристаллы обычно имеют столбчатый облик, будучи вытянутыми вдоль тройной оси симметрии. Реже встречаются короткопризматические кристаллы. На гранях призм часто наблюдается вертикальная штриховка. Плеохроизм турмалина варьирует; наиболее сильный плеохроизм обычно обнаруживается у коричневых и темноокрашенных зерен. В кристаллах часто присутствуют включения пузырьков газа и минералов.

Призматические кристаллы турмалина больших размеров /0,2-0,3 мм/ большей частью обнаруживают моноэдрические окончания или один конец кристалла составляет пирамиду, а другой - моноэдр. Размер кристаллов турмалина для осадков южных фаций составляет 0,07-0,3, а для северных - 0,05-0,15 мм.

Титаносодержащие минералы встречаются почти во всех изученных

отложениях и представлены рутилом, анатазом и брукитом. В отложениях северных фаций их содержание в среднем - 2-3 %, а размер - 0,03-0,17 мм, в то время как в южных фациях эти показатели, соответственно, равны 2-5 % и 0,07-0,3 мм.

Рутил встречается в виде буровато-красных и темно-желтых длиннопризматических кристаллов и окатанных зерен. Последние характеризуются неправильными формами. Хорошо сохранившиеся кристаллы большей частью имеют тетрагональные призматические формы.

Анатаз также представлен либо в виде хорошо развитых призматических таблитчатых кристаллов, либо окатанных зерен неправильной формы. Цвет анатаза большей частью желтовато-коричневый. В некоторых кристаллах наблюдается плеохроизм.

Брукит наименее распространенный минерал среди титаносодержащих минералов и представлен темно-коричневыми, почти черными непрозрачными обломками таблитчатых кристаллов.

Апатит встречается довольно часто. В отложениях зоны переходных фаций содержание его равно 1-2, в зоне смешанных фаций - 2-3 %. В распределении по размеру зерен и кристаллов определенной закономерности не наблюдается, величина зерен варьирует от 0,03 до 0,3 мм.

Апатит большей частью представлен бесцветными прозрачными зернами, характеризующимися округлыми удлинёнными формами. В них часто наблюдаются жидкие включения, располагающиеся параллельно главной оси. В подчиненном количестве встречаются кристаллы с призматическими вытянутыми короткостолбчатыми формами. Некоторые окрашенные разновидности апатита плеохроируют.

Ставролит пользуется ограниченным распространением и встречается в отложениях зоны смешанных фаций - нижней пачке магистинской свиты до 1 % и хостинской свиты до 2 %.

Ставролит как правило представлен неправильными или пластинчатыми зернами соломенно-желтого цвета, характеризующимися ярко выраженными зубчатыми поверхностями излома. Во многих зернах наблюдается плеохроизм и включения кварца и рутила.

Размер обломков меняется в пределах от 0,07 до 0,2 мм.

Корунд пользуется незначительным распространением и встречается в отдельных слоях хостинской свиты и нижней пачке магистинской свиты /до 1 %/ и в разрезе р. Арква /до 2 %/.

Корунд представлен в виде бесцветных, реже синеватых остроугольных зерен неправильных форм, характеризующихся раковистым изломом и стекляннным блеском. В некоторых зернах цвет распределен неравномерно, что связано с двойникованием кристалла. В некоторых случаях наблюдается слабый плеохроизм.

Размер зерен равен 0,09-0,17 мм.

Биотит встречается во всех тяжелых фракциях с средним содержанием 1-3 %, за исключением хостинской свиты /до 6 %/ и северного крыла Троицкой синклинали /4-5 %/.

Биотит в основном представлен неправильными зернами с хорошо выраженной пластинчатостью. Цвет бурый, иногда с оранжевым и зеленоватым оттенком. Характерен резко выраженный плеохроизм, который наиболее интенсивно выражается в темноокрашенных разновидностях. Встречаются изотропные, базально расположенные пластинки, в которых отсутствует плеохроизм. Большая часть биотита гидротизирована и характеризуется слабым плеохроизмом и низкими интерференционными цветами.

Размер чешуек биотита меняется от 0,05 до 0,3 мм. Более крупные размеры характерны в осадках южных фаций.

Роговая обманка за исключением северного крыла Троицкой синклинали встречается в ограниченном количестве /1 %/, а в некоторых отложениях вообще отсутствует /разрез р.Пицца/ или же представлена единичными зернами /разрез ур.Рихва/. В породах же северного крыла Троицкой синклинали содержание этого минерала достигает 3-4 %.

Роговая обманка встречается в виде призматических пластинчатых зерен неправильных форм. Цвет темно-зеленый, полупрозрачный. В большинстве зерен наблюдается штриховатость по призме. Плеохроизм в основном слабо выражен, а иногда вообще отсутствует. Роговые обманки главным образом замещены хлоритом. Редко наблюдается базальтическая роговая обманка.

Размер зерен в пределах 0,04-0,2 мм.

Пироксен пользуется также ограниченным распространением и представлен моноклиальной разновидностью. В хостинской свите содержание его в среднем - 3-7, в разрезе р.Арква - 3-4 %, редко достигая 12 %, в среднеэоценовых зеленых мергелях - 6, в северном крыле Троицкой синклинали - 2-3 %. В других отложениях пироксен не встречается или же присутствует в виде единичных зерен.

Пироксен представлен в виде обломков кристаллов неправильной формы, зеленоватого и черновато-зеленого цвета. Характеризуется высокими цветами интерференции и косым погасанием. Свежие обломки кристаллов пироксена представлены в подчиненном количестве. Большая их часть изменена и частично замещена эпидотом и хлоритом. Размер зерен пироксена в хостинской и нижнемацестинской свитах - 0,03-0,35, в отложениях разреза р.Арква - 0,07-0,15, в северном крыле Троицкой синклинали - 0,05-0,25 мм.

Хлоритовое вещество присутствует во всех от-

ложениях с содержанием до 1 %, изредка достигая 4 %. Представлено бесформенными массами и зернами с пластинчатым габитусом. В большинстве случаев они полупрозрачные, зеленовато-желтые и темно-зеленые.

Эпидот встречается редко и лишь в хостинской и верхнемацестинской свитах, где его содержание не превышает 1 %.

Представлен эпидот в виде неправильных зерен зеленовато-желтого цвета, иногда наблюдается слабый плеохроизм.

5. ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ И ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Выявление отдельных этапов геологической истории изучаемой области основывается на палеогеографических построениях, позволяющих устанавливать очертания древних морских бассейнов, условия отложения осадков и местоположение областей суши - источников сноса терригенного материала.

Палеогеография Абхазии к началу палеогенового периода представлена на рис. 19.

Главный хребет Большого Кавказа и его Южный склон являлись единой Кавказской сушей, самые приподнятые части которой были сложены палеозойскими кристаллическими и метаморфическими породами

Главного хребта, а ее южный склон - терригенными, карбонатными и вулканогенными образованиями мезозоя. Минералогические исследования палеогеновых пород позволяют в отдельных случаях судить и о конкретных породах, слагающих эту сушу. Она была основным морфологическим элементом рассматриваемой области, снабжавшим палеогеновый морской бассейн терригенным материалом.

В северо-западной части района, южнее Кавказской суши, где она являлась самой узкой, в зоне переходных фаций, располагался Северный палеогеновый бассейн, протягивающийся узкой полосой с востока на запад, от южного склона хребта Лакорози - за пределы исследованной территории.

Южным ограничением данного бассейна являлись невысокие суши, представленные Ахцу-Кацирхским и Бзыбским /южная часть Кавказской суши/ поднятиями, которые, по-видимому, были разделены небольшим проливом, соединяющим Северный бассейн с Южным.

Этот последний представлял собой более обширную область осадконакопления, располагавшуюся по всей Южной Абхазии и охватывающую прибрежную часть современного Черного моря, где впоследствии отла-

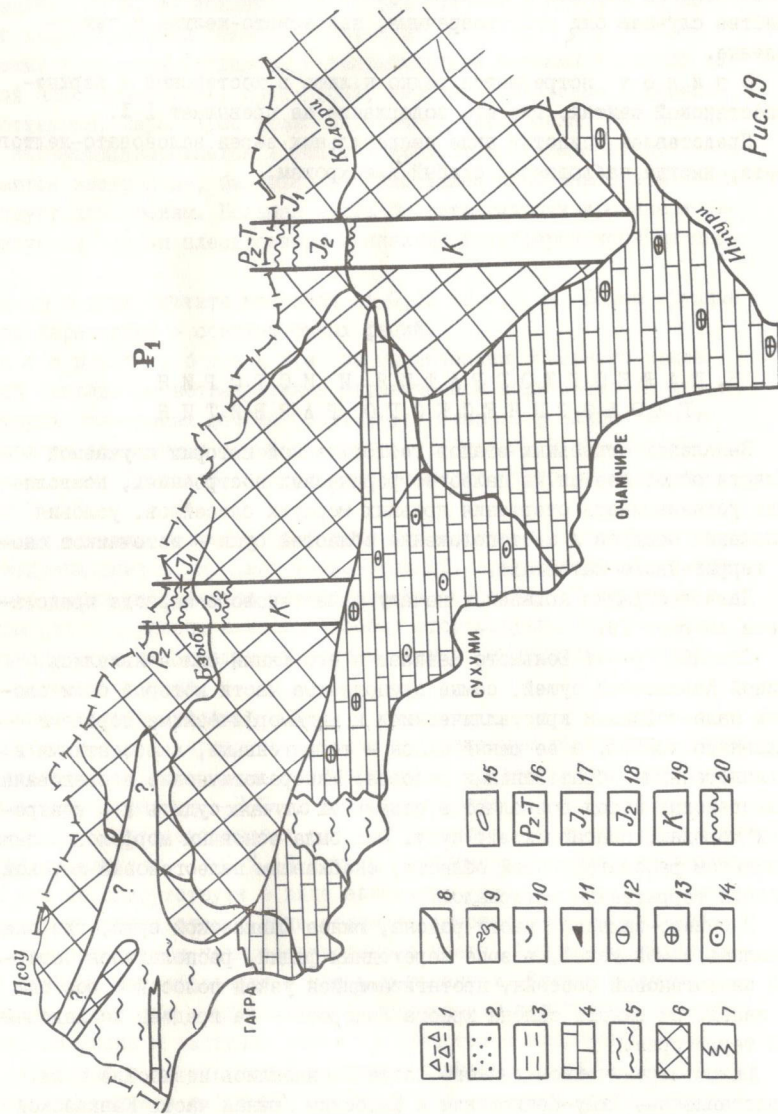


Рис. 19

гались породы зон смешанных /восточная часть Сочи-Адлерской депрессии/ и субплатформенных /Грузинская глыба/ фаций. В центральной и восточной частях южный палеогеновый бассейн с севера ограничивался Кавказской сушей, которая здесь была гораздо более широкой и характеризовалась, вероятно, менее расчлененным рельефом. Характер лито- и биофаций, отлагавшихся в Южном бассейне, как будет показано далее, ясно указывает на существование здесь мелкого эпиконтинентального моря, окаймленного сушей с низким рельефом.

Как известно, унаследованность геологических структур на протяжении значительных отрезков времени представляет собой довольно распространенное явление. Такую картину к началу палеогена можно наблюдать и в северо-западной части рассматриваемой территории, где существовало поднятие Ахцу-Кацирха, которое в виде положительной структуры существовало задолго до палеогена. К тому же в рельефе дна Южного палеогенового бассейна можно различить подводные поднятия. Одно из таких поднятий было отмечено Н.Ш.Салуквадзе/1966/ в районе Нового Афона. Надо предполагать, что другое поднятие существовало восточнее г.Гагра /Гагрское поднятие/. Отмеченные поднятия в начале палеогена разделяли единый Южный бассейн на неглубокие прогибы, которые в дальнейшем превратились в довольно обособленные /Сочи-Адлерская, Гудаутская и Очамчирская/ депрессии, заполненные палеогеновыми и неогеновыми отложениями.

Эти главные морфологические элементы во многом определили фациальную зональность и характер пород палеогеновых образований.

О палеоцене зоны переходных фаций имеются весьма скудные данные и, естественно, суждение о ее геологическом прошлом связано со многими условностями. Наше допущение о существовании севернее суши Ахцу-Кацирха, в зоне переходных фаций, небольшого бассейна /с е в е р н ы й б а с с е й н/ основывается на наличии в аргиллитах верхнего течения р.Псоу /р.Арква/ плохо сохранившейся фауны, которая ус-

Рис.19. Палеогеография и литофации палеоцена.

1 - олистоострововая, 2 - песчаная, 3 - глинистая, 4 - известняковая, 5 - мергелистая литофации. 6 - область денудации, 7 - граница фаций, 8 - граница основных палеогеографических элементов, 9 - изопакиты/м/.
Дополнительные знаки к литофациям: 10 - гипсоносная, 11 - битуминозная, 12 - глауконитовая, 13 - конкреция кремня, 14 - пиритовая, 15 - сидеритовая конкреция.
Породы, слагающие сушу: 16 - верхний палеозой-триас: песчаники, кварциты, глинистые сланцы, мраморизованные известняки; 17 - нижняя юра: глинистые и аспидные сланцы, песчаники, глины, аргиллиты, вулканиты; 18 - средняя юра: порфириты, спилиты и их туфы, туфобрекчи, туфопесчаники, глины, песчаники; 19 - мел: известняки, мергели; 20 - предполагаемая граница.

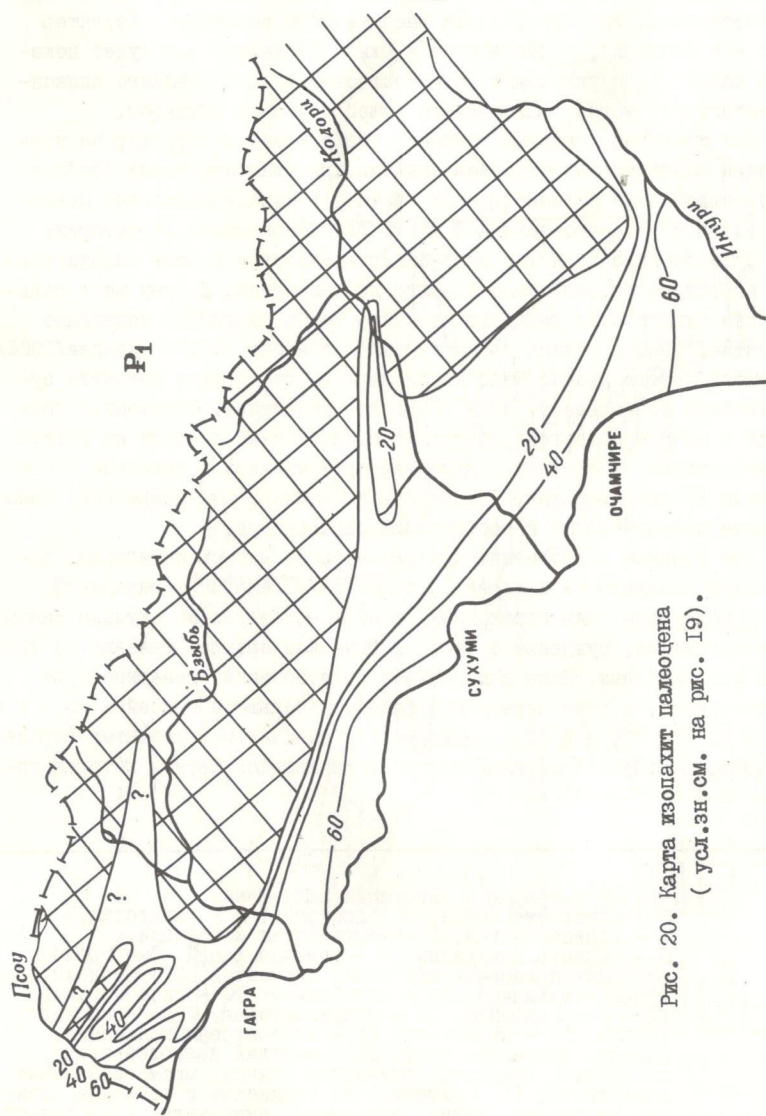


Рис. 20. Карта изопакт палеоцена
(усл.зн.см. на рис. 19).

ловно датирует эти породы палеоцен-средним эоценом. К тому же, в восточной части зоны /р.Пицца/, между меловыми известняками и фаунистически датированными нижнеэоценовыми отложениями спорадически обнажаются немые осадки, возраст которых также условно можно принять как палеоцен.

В Южном бассейне в палеоцене были условия открытого моря, в западной части которого /зона смешанных фаций/ продолжалось накопление зеленых мергелей, начавшееся еще в датском веке. В позднем палеоцене здесь условия седиментации частично изменились и начали отлагаться пестроцветные мергели с редкими прослоями известняков. В прибрежных частях бассейна, приуроченных к южным берегам суши Ахцу-Кацирха и Бзыбь, наряду с мергелями осаждались литотамниевые и нуммулитовые известняки, указывающие на мелководность бассейна.

В центральной и восточной частях Южного бассейна /зона суб-платформенных фаций/ осаждались в основном известняки. Исключение составляло лишь междуречье Отхара-Апста, где отлагались мергели /нижние фораминиферные мергели/. В районе подводного поднятия Нового Афона имело место накопление нуммулитовых известняков мощностью 60-65 м. /рис. 20/.

На неглубоководность Южного бассейна, кроме глауконитовых известняков, указывает также присутствие в палеоценовых осадках восточнее р.Гумиста фауны грифей, обитающих в прибрежных участках бассейна. К тому же эти породы грубослоистые и характеризуются эрозионными поверхностями.

Следует отметить, что крайне восточная часть рассматриваемой территории /антиклинали Цхемис-Кари и Сатанджио, рр.Моренджа и Реччи/ в течение почти всего палеогена несколько выделяется своей отличающейся историей геологического развития, что, по-видимому, обусловлено более заметным проявлением здесь конседиментационных движений, вызвавших в отдельные моменты нарушения процесса непрерывного осадконакопления.

Надо предполагать, что в районе р.Реччи, где ныне палеоценовые отложения отсутствуют, в свое время осаждались известняки небольшой мощности, которые в дальнейшем были размыты среднеэоценовой ингрессией.

Результатом колебательных движений, вероятно, является также относительное углубление моря восточнее р.Гумиста во второй половине палеоцена, когда вместо грифей здесь начали обитать более глубоководные представители морской фауны /эхинокорисы/.

В раннем эоцене в Северном бассейне осаждались пелитолиты с прослоями слюдисто-кварцевых алевролитов /верхнее течение р.Псоу/, песчаные известняки, мергели и алевролиты /ур.Рихва и р.Пицца/ /рис. 21/.

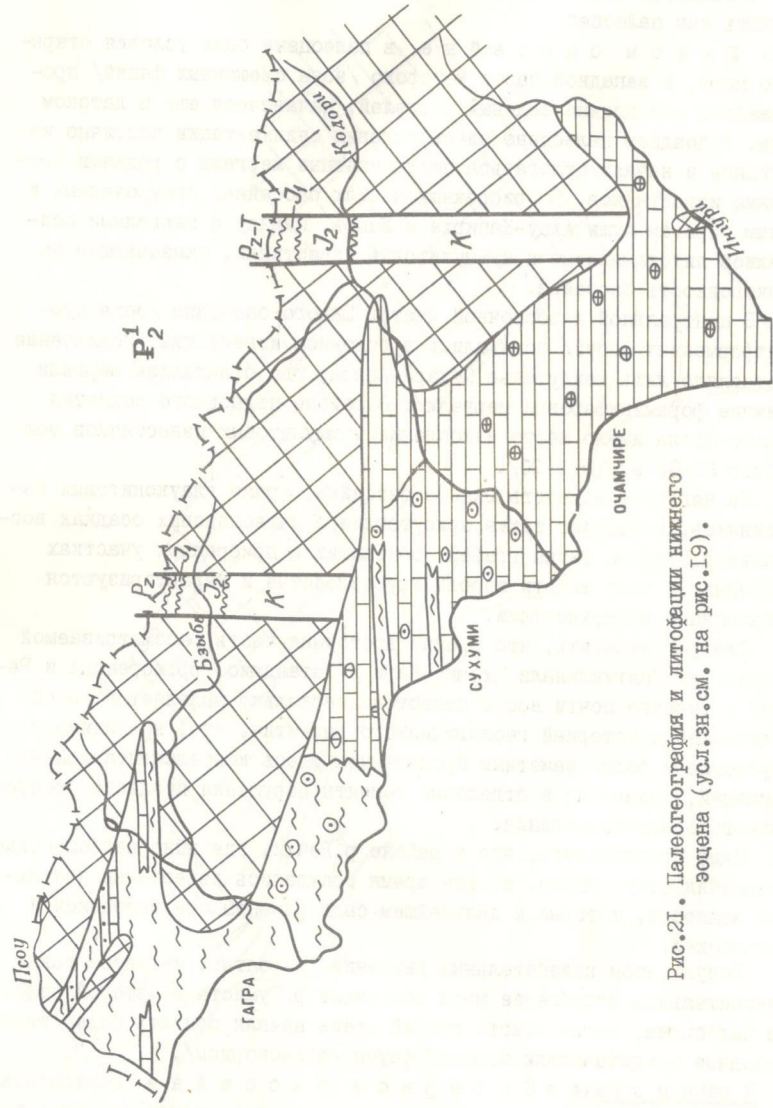


Рис. 21. Палеогеографии и литофаши нижнего эоцена (усл.зн. см. на рис. 19).

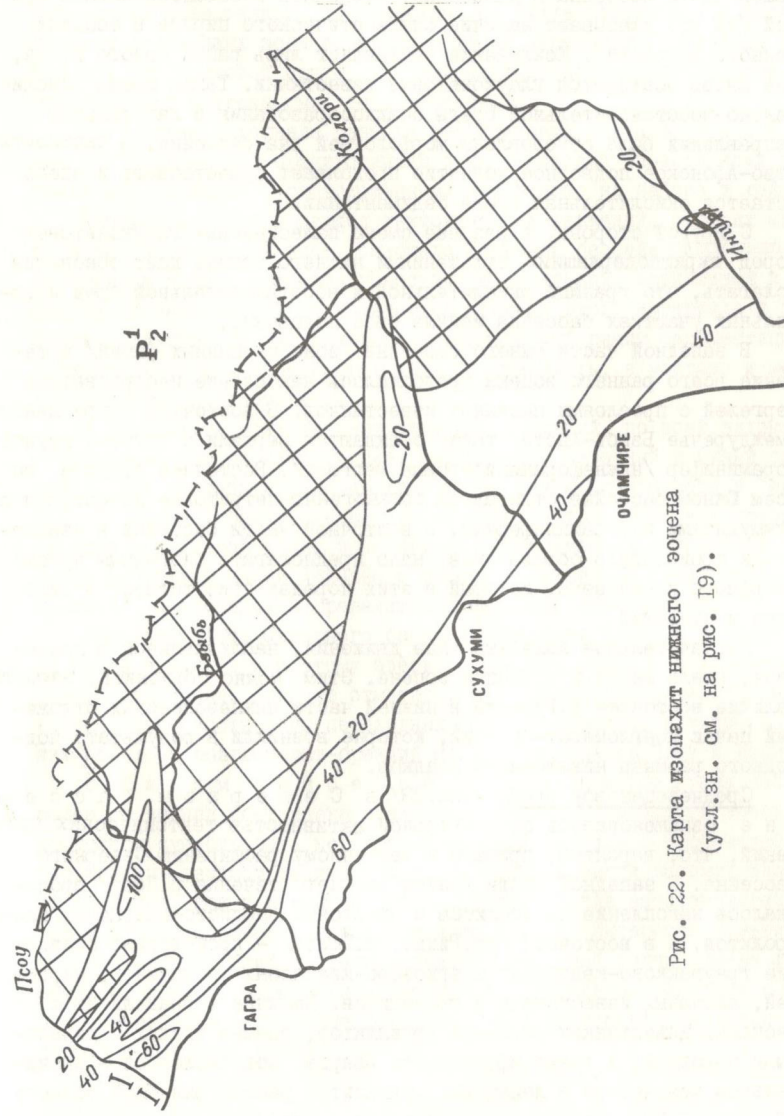


Рис. 22. Карта изопахит нижнего эоцена (усл.зн. см. на рис. 19).

В Южном бассейне каких-либо значительных изменений в характере осадконакопления не наблюдается, за исключением того, что окислительная среда, по-видимому, существовавшая на большей части бассейна в палеоцене, сменилась восстановительной средой /на что указывает наличие сингенетического пирита в осадках данного возраста/. Исключение составляет лишь район Нового Афона, где вновь осаждаются глауконитовые известняки. Такая смена окислительно-восстановительной среды осадкообразования в латеральном направлении была обусловлена морфологией дна бассейна. В частности Ново-Афонское подводное поднятие продолжает существовать и здесь остается окислительная среда седиментации.

С другой стороны, в разрезе смена палеоценовых глауконитовых пород пиритсодержащими нижнего эоцена дает основание полагать, что граница окислительной и восстановительной сред в отдельных участках бассейна меняла свое положение,

В западной части Южного бассейна /зона смешанных фаций/ в течение всего раннего эоцена продолжалось накопление пестроцветных мергелей с прослоями песчаных известняков. В восточном направлении /междуречье Бзыбь-Апста/ также осаждаются мергели с богатой фауной фораминифер /нижефораминиферовые мергели/. Восточнее р.Апста, во всем Южном бассейне отлагались органогенно-детритовые известняки с нуммулитами и фораминиферами. В восточной части бассейна в известняках происходило образование /надо предполагать биогенным путем/ аморфного кремнезема, который в этих породах присутствует в виде линз и стяжений.

Незначительные колебательные движения, наблюдавшиеся в палеоцене, имели место и в раннем эоцене. Этим можно объяснить, вероятно, наличие восточнее р.Гумиста в нижней части нижнеэоценовых отложений пачки конгломерат-брекчий, которые возникли в результате подводного размыва нижележащих осадков.

Среднеэоценовое время /рис.23/ в Северном бассейне ознаменовалось относительной активностью тектонических движений, что, вероятно, привело к частичному расширению Северного бассейна. В западной части /район верхнего течения р.Псоу/ продолжалось накопление пелитолитов с прослоями слюдисто-кварцевых алевролитов, а в восточной /ур.Рихва, р.Шица/ - происходило осадение граувакково-кварцевых и аркозово-кварцевых песчаников, мергелей, песчаных известняков и гравелитов. Наличие в гравелитах и песчаных известняках обломков аргиллитов, внешне схожих с лейасовыми породами, а также эффузивного кварца, содержащегося в значительном количестве в лейасовых вулканитах рассматриваемой области /Беридзе, 1973/, дает повод предположить, что в строении суши, непо-

средственно окаймляющей бассейн с севера, наряду с верхнеюрскими и меловыми известняками, принимали участие отчасти и лейасовые образования. Наше допущение /Майсадзе, 1974/, что лейасовые породы обнажались, по-видимому, в виде тектонической чешуи среди верхнеюрских известняков, основывалось на факте отсутствия в палеоценовых отложениях зоны переходных фаций перемытого материала байосской порфиритовой свиты, что при наличии нормального стратиграфического разреза было бы необъяснимо.

Отсутствие материала размыва порфиритовой свиты байоса Ш.А.Адамия /1977/ объясняет бронированием этих отложений известняками верхней юры /и мела?/, расположенными несогласно на байосе и лейасе.

Кавказская суша в период тектонических движений, имевших место в рассматриваемой зоне, снабжала Северный бассейн терригенным материалом в виде обломков известняков, мергелей, аргиллитов и кварца. В зависимости от количества примеси этого материала в бассейне, где существовал карбонатно-терригенный режим седиментации, осаждались то песчаные известняки, то гравелиты, а местами и мелкообломочные конгломераты.

В результате этих же тектонических движений, по всей видимости, относительно расширился пролив, соединяющий Северный и Южный бассейны, что способствовало проникновению фауны Южного моря в Северное. Последнее предположение подтверждается тем, что, как правило, остатки ископаемой фауны в значительном количестве содержатся в породах восточной части Северного бассейна /севернее предполагаемого пролива/, в основном в гравелитах и песчаных известняках.

Западная часть Северного бассейна /верхнее течение р.Псоу/ была более замкнута и поэтому здесь осаждались немые и обедненные фауной отложения. Следует отметить, что следы тектонических движений в этой части зоны переходных фаций проявились в виде нескольких прослоев конгломерат-брекчий на водоразделе рр.Псоу и Мзымта.

В Южном бассейне в среднеэоценовое время была более спокойная обстановка осадконакопления. В частности здесь продолжал существовать неглубокий морской бассейн с карбонатно-терригенным режимом седиментации. На большей части рассматриваемого бассейна, как и в раннем эоцене, существовала восстановительная среда с образованием сингенетического пирита. Интересно отметить, что в отдельных шлифах среднеэоценовых мергелей видны камеры фораминифер, которые выполнены пиритом /не успевшие заполниться осадочным материалом внутренние полости служат местом кристаллизации пирита в условиях раннего диагенеза/.

В начале среднего эоцена, в восточной части района /антиклиналь Сатанджио, р.Речхи/, произошла ингрессия моря и частичное расшире-

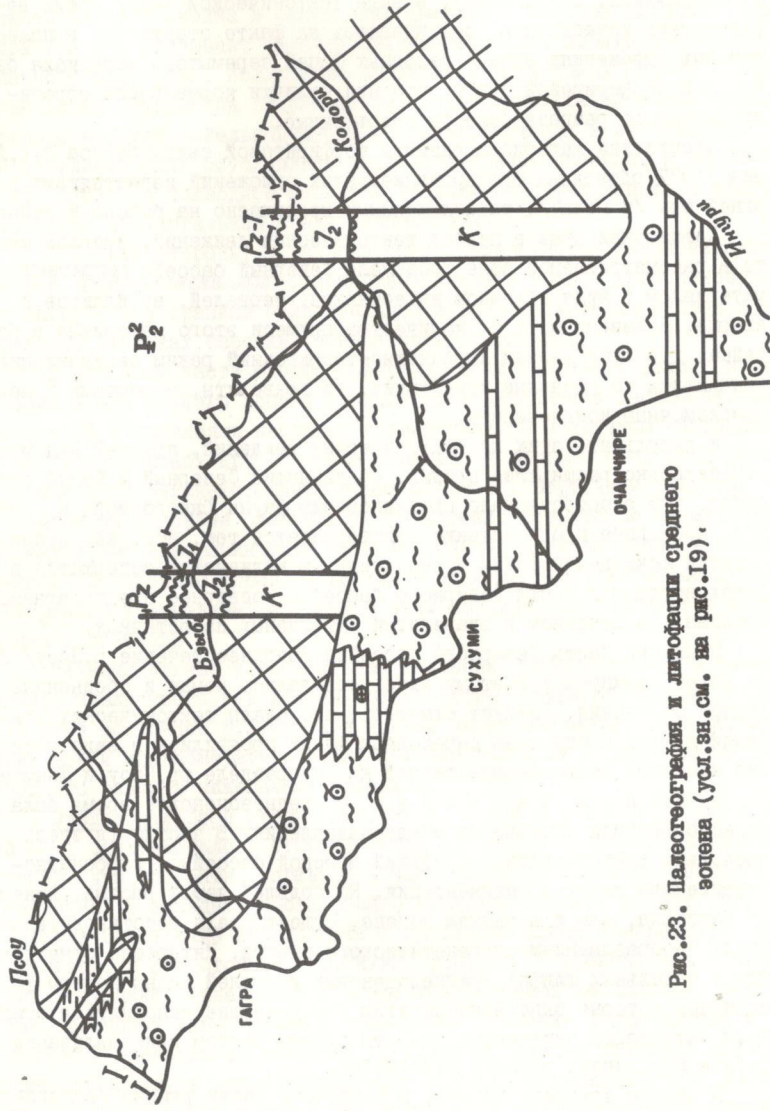


Рис. 23. Палеогеография и литофация среднего эоцена (усл. зн. см. на рис. 19).

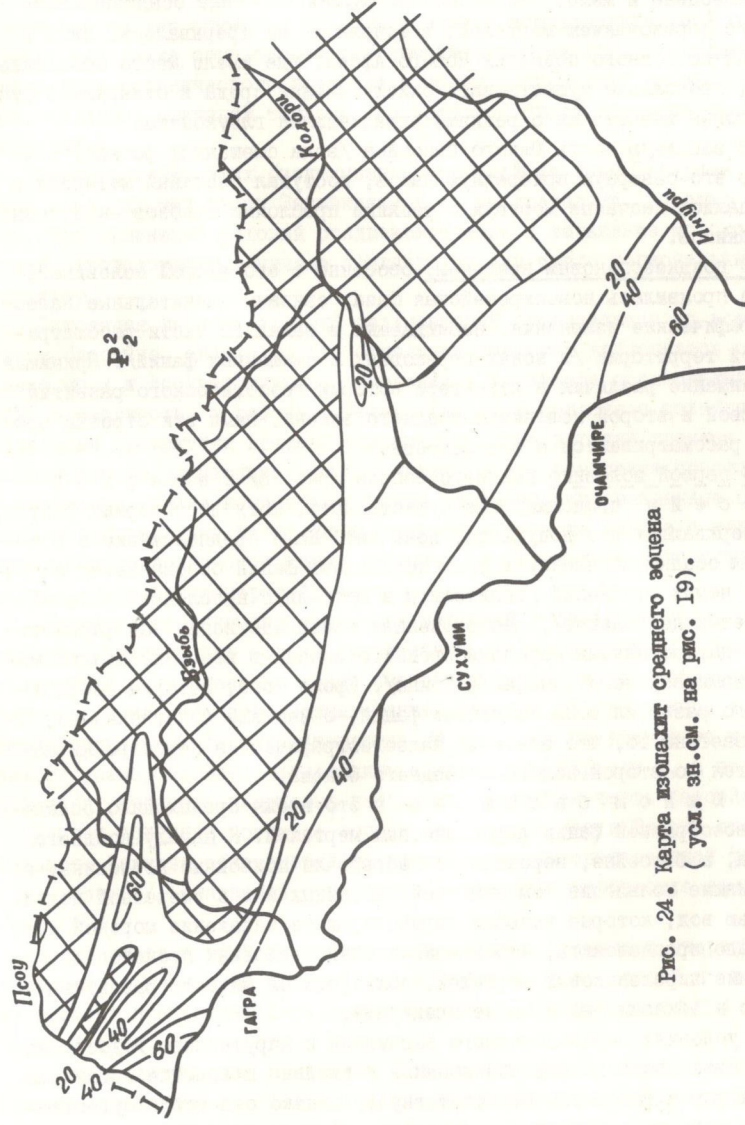


Рис. 24. Карта изохазит среднего эоцена (усл. зн. см. на рис. 19).

ние бассейна. Отложения рассматриваемого возраста здесь залегают на палеоцене и меле. В остальных частях бассейна осадконакопление /с образованием мергелей, в основном/ не прерывалось. Лишь в районе подводного поднятия Нового Афона, где имело место обмеление моря, продолжала существовать окислительная среда и отлагались нумулитовые известняки с редкими вкраплениями глауконита.

В западную часть Южного бассейна /зона смешанных фаций/, точнее в его северную прибрежную часть, поступал песчаный материал и осаждались песчаные мергели с редкими прослоями аркозово-кварцевых песчаников.

С позднеэоценовым временем, особенно с его второй половиной, когда проявилась новопиренейская фаза, связаны значительные палеогеографические изменения, наблюдаемые в западной части рассматриваемой территории /в зонах переходных и смешанных фаций/. Принимая во внимание различия в характере истории геологического развития в первой и второй половинах позднего эоцена, нами эти отрезки времени рассматриваются в отдельности.

В первой половине позднего эоцена /рис.25/ Северный бассейн продолжал еще существовать, хотя достоверных фактов, подтверждающих это допущение, пока нет. Наше предположение о возможном осадконакоплении в зоне переходных фаций основывается на наличии немых отложений /пелитолиты и мергели с прослоями аркозово-кварцевых песчаников/, расположенных непосредственно над фаунистически датированными породами среднего эоцена и возможно являющимися низами верхнего эоцена /р.Пицца/. Кроме того, история геологического развития зоны смешанных фаций, о чем еще будет сказано, указывает на то, что основные палеогеографические перестройки начинаются со второй половины позднего эоцена.

В Южном бассейне в это время происходило осаждение своеобразной фации лиролеписовых мергелей. К началу позднего эоцена, в бассейне, вероятно, существовали подводные котловины, обусловившие появление там участков застойных или с умеренной подвижностью вод, которые вызвали сероводородное заражение морской среды. Надо предположить, что именно в таких условиях происходило накопление лиролеписовых мергелей, пользующихся широким развитием не только в Абхазии, но и за ее пределами.

В условиях сероводородного заражения и нарушенного газообмена могут существовать лишь планктонные и активно плавающие организмы. Донная фауна здесь обычно отсутствует, однако она могла существовать в мелководных участках бассейна, которые находятся выше верхней границы сероводородного заражения. В Южном бассейне широким распространением пользовались активно плавающие организмы - рыбы, остатки чешуй которых так характерны для лиролеписовых мергелей.

Надо предполагать, что накопление значительных масс органического вещества в осадке /поступавшего вследствие разложения опустившихся на дно отмерших рыб/, в условиях восстановительной среды обусловило также образование сингенетического пирита. Замедленное разложение органического вещества в водах, зараженных сероводородом, являлось причиной темного /до черного/ цвета лиролеписовых мергелей.

Существование этих битуминозных мергелей на всем Северном Кавказе и на большей части Закавказья и за ее пределами, говорит о том, что изменение условий осадконакопления и заражение морской среды сероводородом в начале позднего эоцена имело региональный характер.

Описанная картина условий седиментаций существовала во всем Южном бассейне, однако на его отдельных участках наблюдалось обмеление моря и соответствующие изменения в характере осадконакопления. В частности, в районе р.Мюсера Гагрское подводное поднятие в отдельные промежутки времени оказывалось выше верхней границы сероводородного заражения, что обусловило здесь осаждение прослоев известняков. Такие изменения условий седиментации, вызванные слабыми колебательными движениями, привели в этом же районе к незначительным подводно-оползневым явлениям, в результате чего образовались линзы конгломерат-брекчии.

После накопления лиролеписовых мергелей в бассейне вновь постепенно установились нормальные условия осадконакопления и начали отлагаться пестроцветные /зона смешанных фаций/ и верхнефораминиферовые /зона субплатформенных фаций/ мергели. В прибрежные части бассейна местами поступал терригенный материал алевритового и песчаного размеров. Здесь отлагались алевритовые мергели и, в виде прослоев, аркозово-кварцевые песчаники /западная часть бассейна/.

Вторая половина позднего эоцена на большей части Южного склона Большого Кавказа ознаменовалась проявлением новопиренейской фазы /см. главу 6/, вызвавшей существенные палеогеографические изменения /рис. 27/.

В результате этой складчатости в Абхазии произошло очередное расширение Кавказской суши, Северный бассейн к этому времени прекращает свое существование и становится частью Кавказской суши.

В морфологическом отношении Кавказская суша с юга на север постепенно возвышалась. Тектонические движения способствовали усилению расчлененности ее рельефа, особенно в пределах Главного хребта, что, в свою очередь, определило ускоренное поступление песчаного материала в западную часть Южного бассейна. Как предполагает В.А.Грос-

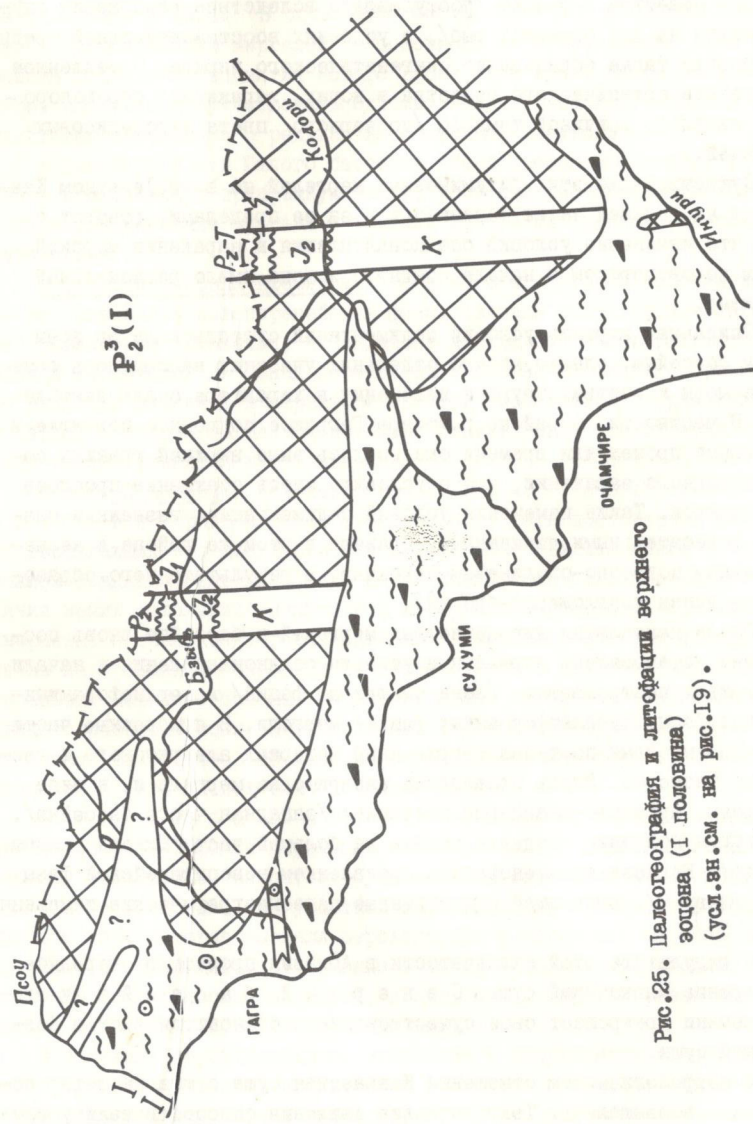


Рис. 25. Палеогеография и литофация верхнего эоцена (I половина)
(усл. зн. см. на рис. 19).

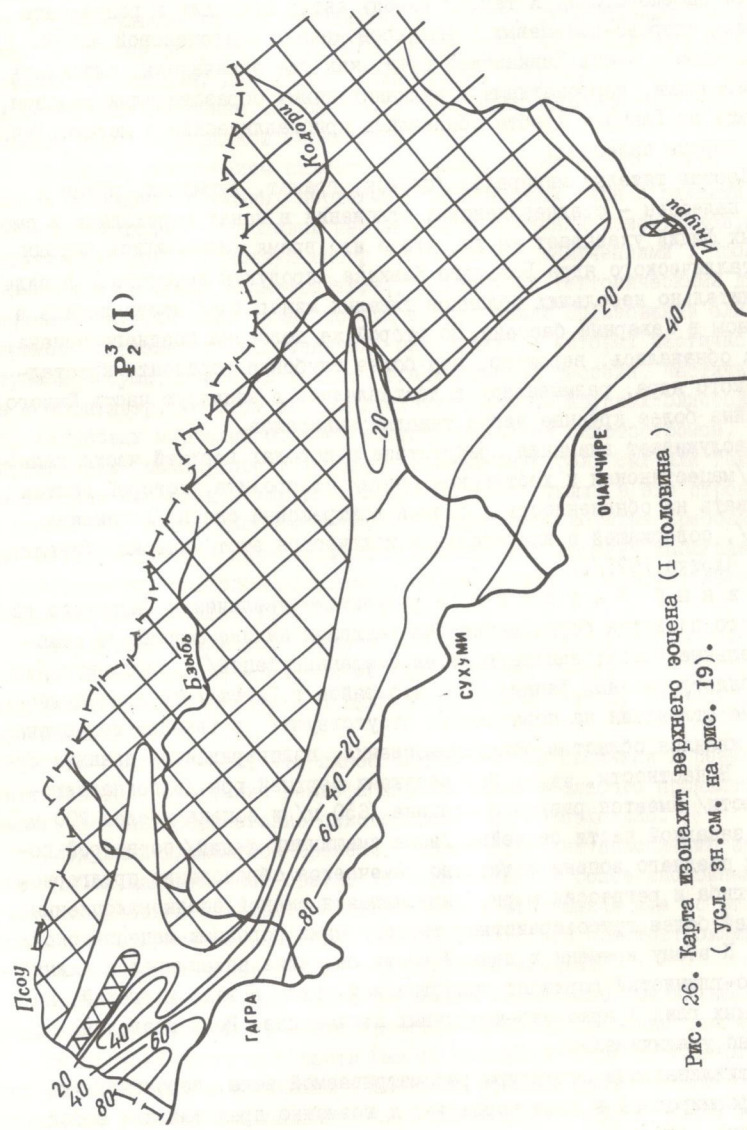


Рис. 26. Карта изопазит верхнего эоцена (I половина)
(усл. зн. см. на рис. 19).

стейм /1960/, этот рельеф в некоторых частях являлся среднегорным и даже высокогорным. К такому выводу автор приходит в результате анализа спорово-пыльцевых комплексов начала олигоценовой эпохи.

Основная часть Кавказской суши, как уже отмечалось, слагалась терригенными, карбонатными и вулканогенными образованиями мезозоя, и лишь на Главном хребте обнажались кристаллические и метаморфические породы палеозоя.

Состав тяжелых минералов /циркон, гранат, турмалин, рутил и др./ палеоцен - среднеэоценовых отложений в зонах переходных и смешанных фаций указывает на то, что в это время размывались породы кристаллического ядра Большого Кавказа, продукты которого / в виде сравнительно небольших обломков тяжелых минералов/ доставлялись в основном в Северный бассейн. Во второй же половине позднего эоцена, когда обнажались, вероятно, все более глубокие горизонты кристаллического ядра, размывались и доставлялись в западную часть Южного бассейна более крупные зерна тяжелых минералов.

Заслуживает внимания присутствие в породах верхней части палеогена /мацестинская и хостинская свиты/ ставролита, который должен указывать на обнаженность и размыв лаштракской свиты /лабинская серия/, содержащей в значительном количестве этот минерал /Кекелия, 1966; Чхотуа, 1971/.

Ю ж н ы й б а с с е й н в результате увеличения Гагрского подводного поднятия более четко был разделен на две фациально самостоятельные части; западную /зона смешанных фаций/ и восточную /зона субплатформенных фаций/. То, что район г.Гагра /где ныне палеогеновые отложения на поверхности отсутствуют/ в течение палеогена также являлся областью осадконакопления, подтверждается данными бурения. В частности, здесь под осадками верхней юры /в поднадвиговой части/ имеется разрез олигоцена /650 м/ и эоцена /более 700 м/.

В западной части бассейна /зона смешанных фаций/ со второй половины позднего эоцена отчетливо намечается образование предгорного прогиба и регрессия моря, выражающаяся сменой осадконакопления мергелей более грубозернистыми терригенными породами мацестинской свиты. К этому времени в данной части бассейна накапливался нижний песчано-глинистый горизонт мацестинской свиты в виде мергелей, карбонатных глин и аркозово-кварцевых песчаников. Роль последних постепенно увеличивалась.

Антиклинальные структуры рассматриваемой зоны, вероятно, уже были сформированы в виде кордильер и возможно представляли собой локальные области размыва. К таким структурам относились Кддианская антиклиналь и часть Ахштырской антиклинали. Эти кордильеры были сложены в основном палеоцен-эоценовыми и частично меловыми обра-

ваниями. Последние являлись самыми древними породами, обнажавшимися в центральных частях упомянутых структур. Существовали, вероятно, и другие острова-кордильеры, являющиеся областями кратковременного размыва. Денудацией Кддианского острова, например, можно объяснить наличие линзы конгломерата в подошве мацестинской свиты в южном крыле Ачмардской синклинали.

Вслед за накоплением нижнего горизонта мацестинской свиты, началось отложение песчаных мергелей и карбонатных глин с редкими прослоями аркозово-кварцевых песчаников и песчаных известняков, представляющих собой основную массу "горизонта с включениями". Проявившиеся в то время землетрясения, связанные с тектоническими движениями, вызвали подводные оползни и обусловили образование олистостромов /горизонт с включениями/, олистолиты в которых частично поступали с суши, непосредственно ограничивающей бассейн, частично же с кордильер. Об этом свидетельствует наличие крупных олистолитов лиролеписовых мергелей по всей площади развития олистостромов. В образовании упомянутого горизонта определенную роль сыграли также рельеф дна бассейна и характер осадков, участвующих в его строении. В частности, лиролеписовые мергели /олистолиты которых преобладают/ легко поддаются переотложению. Аналогичная картина наблюдается в олигоценовых подводно-оползневых образованиях Северного Кавказа /Вассоевич, Коротков, 1935/.

Отсутствие в олистостромах обломков порфиритовой свиты байоса должно указывать на то, что суша Ахцу-Кацирка была низкой и слабо денудированной, где породы порфиритовой свиты к этому времени еще не обнажались.

Надо предполагать, что южнее Кддианской антиклинали в результате пологого очертания рельефа дна бассейна и слабого проявления землетрясений, образование олистостромов не происходило.

Следующий промежуток времени, соответствующий накоплению верхней части мацестинской свиты, характеризовался более спокойным геотектоническим режимом. Регрессия моря, начавшаяся еще со второй половины позднего эоцена, продолжалась. Вслед за олистостромами отлагались карбонатные глины, мергели и песчаники.

Привнос в бассейн песчаного материала постепенно увеличивался - осаждались, в основном, мелкозернистые аркозово-кварцевые песчаники.

На большей восточной части Южного бассейна /зона субплатформенных фаций/ в рассматриваемом промежутке времени существовали более спокойные условия осадконакопления, где терригенный материал песчаного и алевроитового размеров почти не поступал и продолжалось осаждение мергелей /верхнефораминиферовых/, начавшееся еще в первой половине позднего эоцена. Лишь местами в бассейн попадали обломки

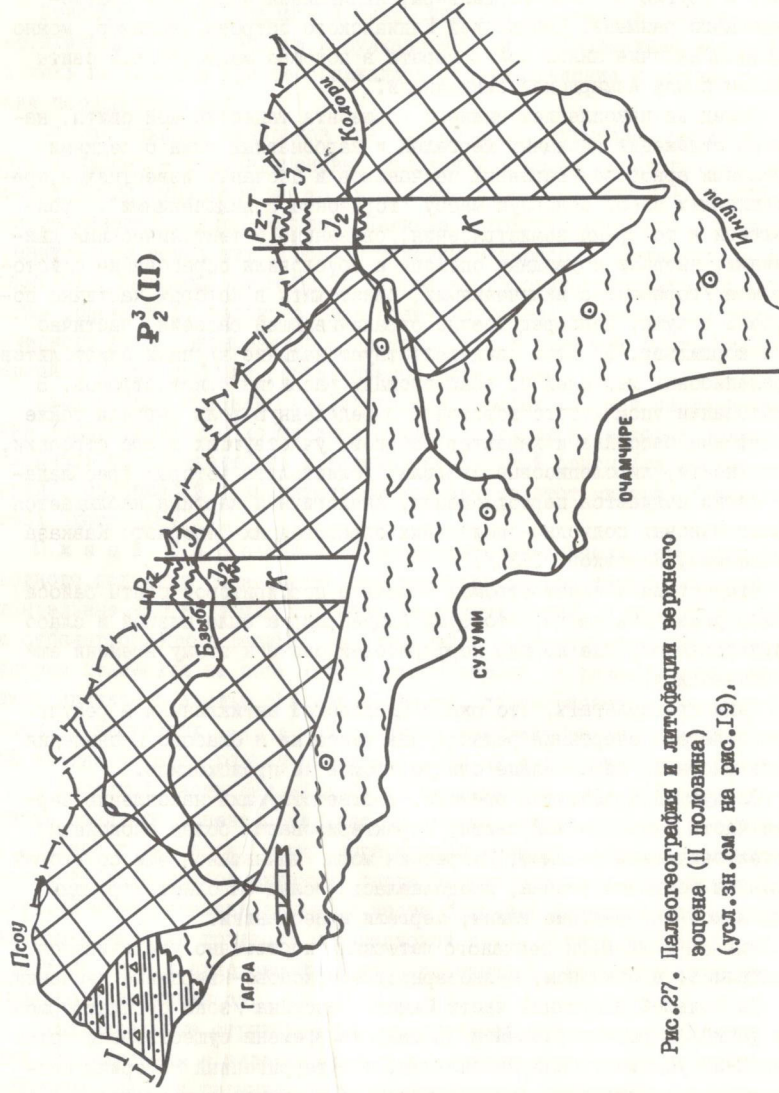


Рис. 27. Палеогеография и литология верхнего
зоны (II половина)
(усл. зн. см. на рис. 19),

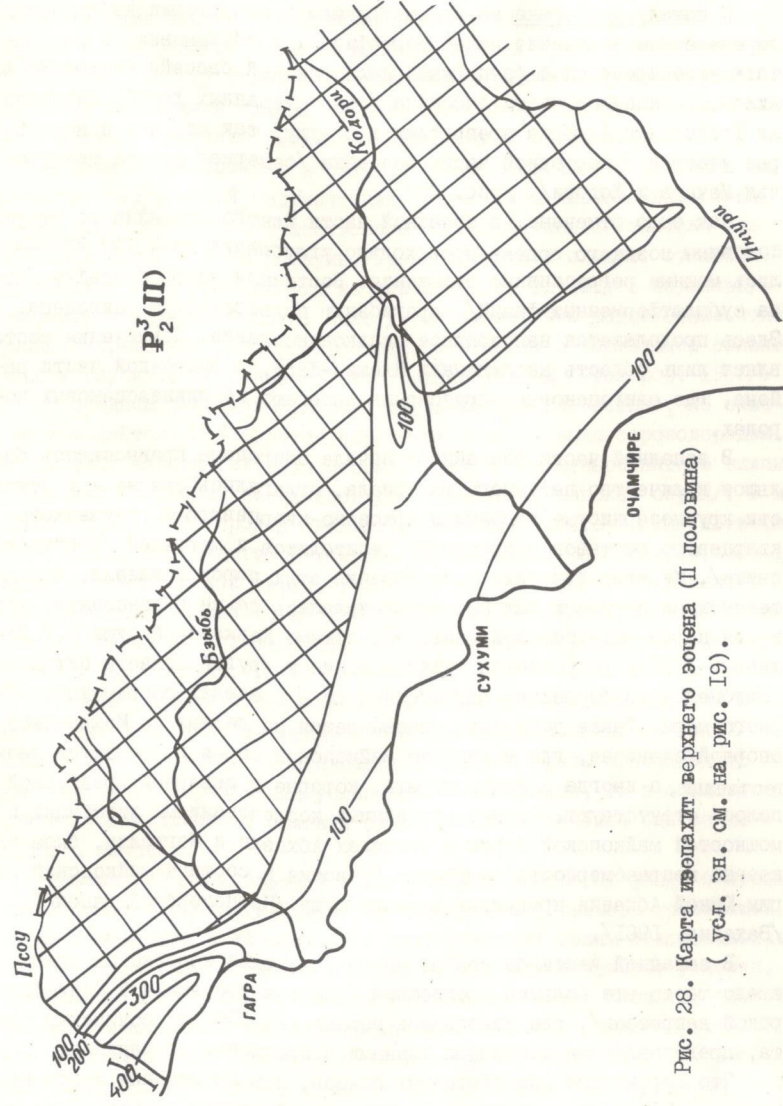


Рис. 28. Карта изопакит верхнего зоцена (II половина)
(усл. зн. см. на рис. 19).

литотамниевых известняков и осаждались прослой нуммулитовых известняков /с.Калдахвара/.

К началу олигоцена на рассматриваемой территории наблюдается определенное изменение палеогеографической обстановки. В результате новопиренейской фазы Южный палеогеновый бассейн несколько сузился. В западной части бассейна /зона смешанных фаций/ синклинали Троицкая и Ачмарда превратились в сушу, так же, как и некоторые участки в восточной части бассейна /северная полоса между речья Мачара и Кодори/. /рис. 29/.

Как было отмечено, в западной части Южного бассейна со второй половины позднего эоцена происходило углубление дна, где накопились мощные регрессивные отложения. Восточная часть бассейна /зона субплатформенных фаций/ прогибанию подверглась с олигоцена. Здесь продолжается непрерывное осадконакопление. Исключение составляет лишь область антиклинали Цхеми-Кари, в восточной части района, где олигоценовые образования залегают на нижнеэоценовых породах.

В западной части бассейна в начале олигоцена привносилось большое количество песчаного материала, отлагались средне- и отчасти крупнозернистые песчаники аркозово-кварцевого и граувакково-кварцевого составов с прослоями пелитолитов и мергелей /хостинская свита/. Минералогические исследования этих пород показали, что материнскими породами для последних являлись те же образования, что и для пород мацестинской свиты. Но помимо Кавказской суши А.Г.Лалиевым /1964/ допускается существование и другой области питания олигоценового бассейна, расположенного в пределах современного Черного моря. Такое допущение основывается на данных по Моквинской опорной скважине, где в разрезе майкопской серии встречаются пески, песчаники, а иногда и конгломераты, которые в северной предгорной полосе отсутствуют. Однако последними исследованиями литофаций и мощностей майкопской серии в пределах Абхазии и Мегрелии, была показана неправомочность допущения "участия в составе майкопской серии Южной Абхазии продуктов размыва суши /Черноморской глыбы"/. /Вахания, 1981/.

В западной части бассейна, после осаднения хостинской свиты, имело место еще большее прогибание /участок современной Сочи-Адлерской депрессии/, где накопилась мощная /до 1000 м/ сочинская свита, представленная песчаными глинами с прослоями песчаников.

Что характерно для орогенных поясов, ось прогибания и осадконакопления проявляет тенденцию к смещению. В данном случае, зона максимального прогибания переместилась к югу - южнее Кдианской антиклинали.

Начавшееся в олигоцене прогибание восточной части бассейна /причерноморская полоса/ способствовало более четкому оформлению депрессионных впадин /Гудаутская, Очамчирская/, разделенных подводным Ново-Афонским поднятием. Этот процесс протекал медленно и постепенно, на что указывает постепенная смена верхнеэоценовых мергелей хадумскими слоями нижнего олигоцена, которые в свою очередь также постепенно сменяются майкопскими отложениями.

В начале олигоцена в восточной части бассейна, в условиях карбонатно-терригенной седиментации, отлагались карбонатные глины хадумского горизонта. Существовала благоприятная обстановка для обитания микро- и макрофауны. Среди последней следует отметить, светящихся рыб, указывающих на значительную глубину и нормальную соленость хадумского моря. Ныне установлено, что родственные этим рыбам современные виды распространены в морях с нормальной соленостью и глубиной не менее /обычно более/ 1000 м /Столяров, 1961/.

В среднем олигоцене условия седиментации постепенно, но заметно изменяются. Наблюдается заражение морской воды сероводородом. В условиях восстановительной среды осаждаются некарбонатные глины с редкими прослоями песчаников /собственно майкопская серия/. В морской среде, в которой произошло опреснение, обитает лишь ихтиофауна и планктон. Небogatый комплекс планктонных фораминифер, содержащихся в майкопской серии, указывает на полузамкнутый характер олигоценового бассейна, который временами ненадолго восстанавливал связь с океаном, в результате чего в бассейн проникали новые группы фораминифер /Лалиев, 1964/.

Схожие условия осадконакопления нами уже описывались для начала позднего эоцена /во время отложения лиролеписовых мергелей/. Если тогда сероводородное заражение морской среды сравнительно быстро сменилось нормальными условиями седиментации, то в описываемом случае установившиеся условия существовали в течение олигоцена и раннего миоцена.

Накопление однообразной и выдержанной глинистой фаций олигоценовой части майкопа указывает на сглаженность рельефа границей с бассейном суши и на спокойный тектонический режим осадконакопления.

В заключение, оценивая в общих чертах климатические условия, существовавшие на рассматриваемой территории, можно сказать, что описанный палеогеновый бассейн принадлежит к морям гумидной зоны. Такое заключение основывается главным образом на наличии в палеогеновых породах глауконита и кремния. Климат суши, расположенной в соседстве с внешними районами ареала глауконитизации, типично субтропический /Синицын, 1967/, что подтверждается также наличием в палеогеновых отложениях теплолюбивой фауны/нуммулиты/.

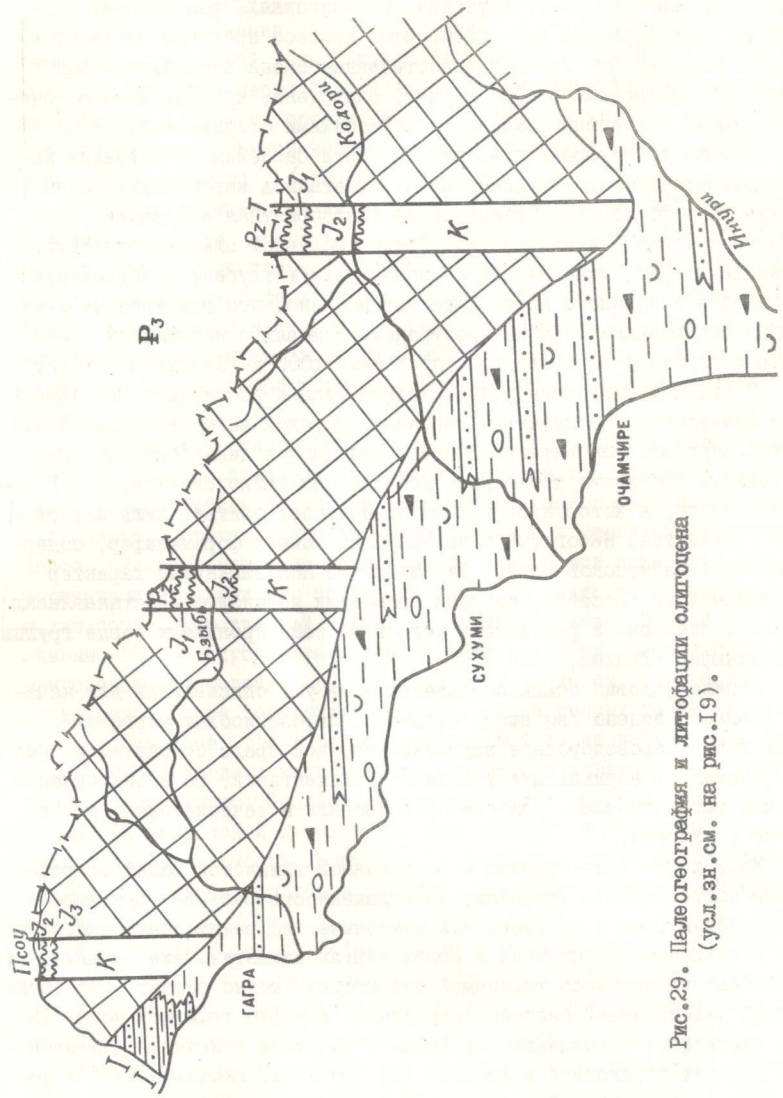


Рис.29. Палеогеография и литофации олигоцена
(усл.зн.см. на рис.19).

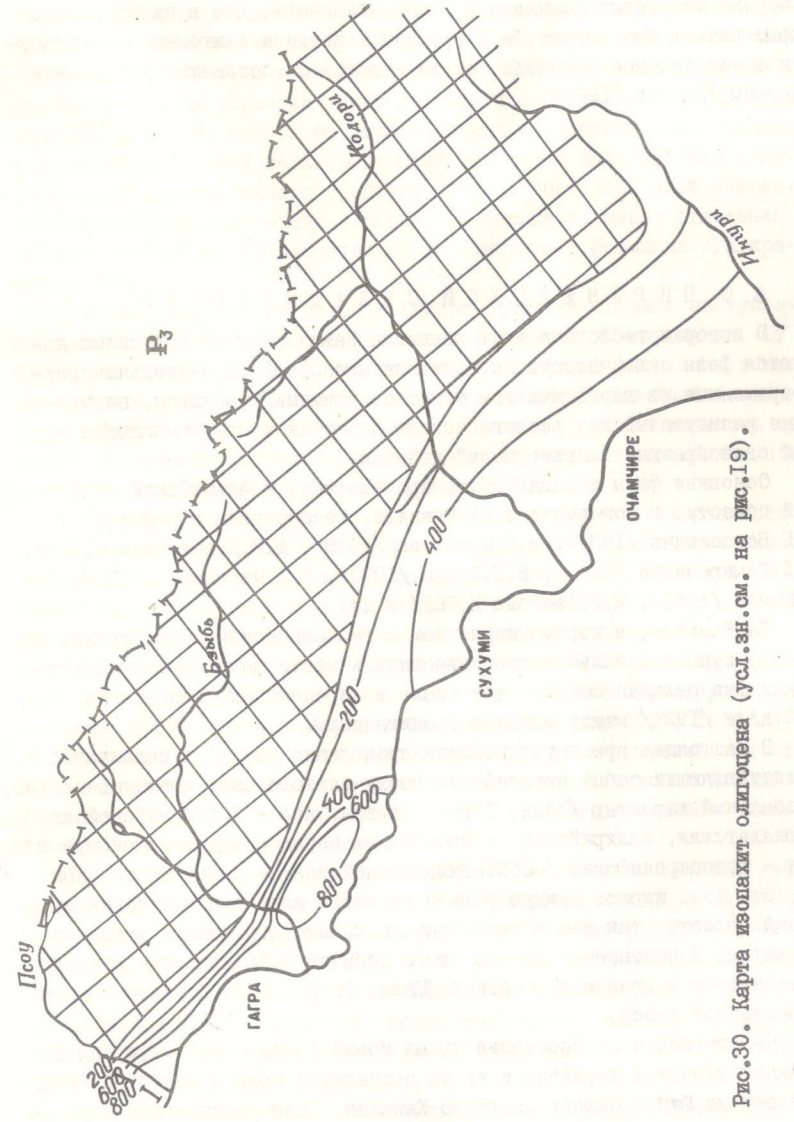


Рис.30. Карта зонахит олигоцена (усл.зн.см. на рис.19).

Более достоверные сведения имеются о климате олигоценового времени. По имеющимся данным флористических остатков и анализа спорово-пыльцевых комплексов, можно заключить, что в начале олигоцена климат был жарким, а в среднем и позднем олигоцене наблюдается относительное похолодание, но и тогда он оставался теплым или жарким /Лалиев, 1964/.

6.0 ПИРЕНЕЙСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

В истории геологического развития Земли важными событиями являются фазы складчатости, представляющие собой сравнительно кратковременные /в геологическом масштабе времени/ импульсы, нарушающие размеренный ход геологического развития и представляющие собой своеобразные "маркирующие" явления.

Основные фазы складчатости, проявившиеся в Альпийской складчатой области, в том числе и на Кавказе, рассмотрены в работах Н.Е.Вассоевича /1934/, М.В.Муратова /1949/, А.И.Джанелидзе /1957/, П.Д.Гамкрелидзе /1960/, В.Е.Хаина /1970/, А.Л.Цагарели /1980/, В.Швана /1981/, М.Г.Леонова /1981/ и др.

На Кавказе, в хорошо изученном с геологической точки зрения регионе, выявлено большинство известных к настоящему времени альпийских фаз складчатости, в том числе и пиренейская, выделенная Г.Штилле /1924/ между эоценом и олигоценом.

В настоящее время установлено проявление двух фаз складчатости, представляющих собой пиренейскую эпоху тектогенеза, имеющую, видимо, глобальный характер /Хаин, 1980/. Первая фаза - древнепиренейская /Триалетская, иллирийская/ - проявилась перед поздним эоценом, а вторая - новопиренейская /собственнопиренейская/ - перед олигоценом.

Эти фазы играют важную роль в развитии альпийской геосинклинальной области, так как с ними связано начало орогенного этапа ее развития. В частности, начало этого события в Балканском регионе связывается с древнепиренейской /Шван, 1981/, а на Кавказе с новопиренейской фазой.

Накопившийся за последнее время новый фактический материал позволяет уточнить характер и время проявления новопиренейской складчатости на Южном склоне Большого Кавказа. Ниже рассмотрены некоторые вопросы пиренейской эпохи тектогенеза Абхазии на широком общекавказском фоне.

Древнепиренейская фаза на Кавказе впервые была выделена П.Д.Гамкрелидзе /1949/ в пределах Аджаро-Триалетской склад-

чатой зоны под названием триалетской. С этой фазой было связано значительное складкообразование, сопровождавшееся регрессией, а также расчленением Аджаро-Триалетской геосинклинали на отдельные бассейны, и внедрением интрузии диоритового и сиенитового состава.

В пределах этой зоны в сводовых частях ряда антиклиналей наблюдаются угловые несогласия между средним и верхним эоценом. В Ахалцихской депрессии отчетливо выражена верхнеэоценовая трансгрессия, в результате которой верхнеэоценовые отложения залегают на разных горизонтах вулканогенного среднего эоцена. Восточнее этой депрессии верхнеэоценовые породы непосредственно перекрывают отложения нижнего комплекса среднеэоценовой вулканогенной формации /Гамкрелидзе, 1976/.

С древнепиренейской фазой в Аджаро-Триалети связано наступление режима сжатия и дифференцированных движений /Гамкрелидзе, 1976/, что, в свою очередь, обусловило ослабление и полное затухание в конце среднего эоцена вулканической деятельности в восточной части Аджаро-Триалетской зоны. Эта фаза, по-видимому, также являлась причиной образования олистостромов /"горизонт запутанного напластования"/ в конце среднего эоцена в районе г.Тбилиси.

В другой части Малого Кавказа древнепиренейская складчатость хорошо выражена на территории Армении, где произошли значительные изменения в плане расположения крупных структурных элементов. В частности, она отчетливо проявилась в Ереванско-Ордубадской и Присеванской интрагеосинклинальных зонах, особенно в последней, где происходит инверсия геотектонического режима. В Севано-Акеринской зоне с этой фазой связано начало внутреннего структурного расчленения и формирование крупных складок /Геология СССР, 1970/.

В крайне восточной части Малого Кавказа древнепиренейская фаза ознаменовалась осушением значительных областей осадконакопления /Геология СССР, 1972/. На Малом Кавказе она сопровождалась также проявлением интрузивного магматизма.

На проявление древнепиренейской фазы на Северном Кавказе указывает наличие несогласий под кумской свитой /лиролеписовые мергели/. В частности, такая картина наблюдается в бассейне р.Урух /Восточно-Кубанский прогиб/, где кумская свита несогласно налегает на подстилающие образования. Несогласное залегание лиролеписовых мергелей на хадыженской или калужской свитах отмечается также в пределах Западно-Кубанского передового прогиба /в его западных частях/ /Геология СССР, 1968/.

В пределах Южного склона Большого Кавказа древнепиренейская складчатость проявилась слабо. В Гагрско-Джавской зоне на небольших участках наблюдается трансгрессивное залегание верхнеэоценовых отложений на более древних образованиях /Цханарская синклиналь, севе-

рное крыло Рачинско-Лечхумской синклинали и др./.

Однако в самом начале позднего эоцена, на большей части Кавказа и за ее пределами /в Крыму/ началось образование своеобразной фации лиролепидовых мергелей /кумская свита/, определенно указывающей на существенные изменения условий седиментации между средним и верхним эоценом. Изменения выразились в сероводородном заражении морской среды, при котором могли существовать лишь планктонные и активно плавающие организмы - рыбы, остатки чешуи которых так характерны для лиролепидовых мергелей.

Масштабы распространения лиролепидовых мергелей указывает на региональный характер происшедших фациальных изменений. На основании вышесказанного можно предположить, что причиной временного и частичного замыкания /ослабления связи с открытым морем/ большей части Крымско-Кавказского бассейна в начале позднего эоцена, обусловившего сероводородное заражение, являлась древнепиренейская фаза.

Забегая вперед отметим, что более сильное и в больших масштабах сероводородное заражение Крымско-Кавказского бассейна, имело место в результате новопиренейских тектонических движений, обусловивших осаднение майкопской серии, накопление которой продолжалось в течение всего олигоцена и в начале миоцена.

Новопиренейская фаза на Кавказе проявилась намного четче, чем предыдущая и охватила обширную область.

На Малом Кавказе в пределах Аджаро-Триалетской зоны, с новопиренейской складчатостью связана регрессия моря и осушение существовавших отдельных седиментационных бассейнов. Лишь в восточной и северной частях Триалетского хребта и в Ахалцихской депрессии сохранились остаточные бассейны с продолжающейся седиментацией /Гамкрелидзе, 1949/.

В остальной части Малого Кавказа в конце эоцена, в результате проявления указанной фазы, Присеванская интрагеосинклинальная зона вовлекается в общее поднятие и тем самым наряду с Сомхето-Карабахской и Мисхано-Зангезурской поднятиями составляет сложнопостроенную геосинклинали в центральной части Малого Кавказа.

Сопутствующая орофазе магматическая деятельность выразилась внедрением гранитоидных интрузий и комплекса щелочных пород /Геология СССР, 1970/.

В Приараксинской зоне эти движения обусловили дальнейшее прогибание депрессионных частей Еревано-Вединского и Айоцдзорского бассейнов.

В области Талыша, где в позднеэоценовое время имело место прогибание и накопление туфо-осадочных, вулканогенных и алевроитово-песчаных

пород, в результате рассматриваемых тектонических движений, произошло общее поднятие и складчатость данной области /Пихалибейли, 1981/.

На территории Грузинской глыбы новопиренейская фаза проявилась слабее. Однако и здесь отмечаются участки, где олигоценовые отложения со следами перерыва и несогласия залегают на различных горизонтах верхнего и среднего эоцена. Такую картину, к примеру, можно наблюдать в полосе сс.Чхари-Аджамети, у с.Цители-Калаки, в Мегрелии /экская антиклиналь/ и др. /Геология СССР, 1964/. В депрессионных частях Грузинской глыбы (в Абхазии, Картли и др.) происходило непрерывное осадконакопление с постепенным переходом от эоцена к олигоцену.

На Северном Кавказе новопиренейская складчатость вызвала образование крупных, хотя еще невысоких массивов суши. К таким единицам наряду с геосинклиналию Главного хребта относится ее северо-западное продолжение и южная часть прогиба Северного склона.

На Северо-Западном Кавказе с этими тектоническими движениями, наряду со складкообразованием, образовались надвиги. В южной же части Предкавказской платформы в это время происходит интенсивное погружение и накопление майкопской серии, хотя в отдельных местах отмечается трансгрессивное залегание нижнего олигоцена на более древних породах, как это имело место в пределах площадей Ахтырско-Бугундырской и Зыбза-Глубокий яр /Геология СССР, 1968/.

На Южном склоне Большого Кавказа с новопиренейской фазой складчатости связано возникновение местами угловых несогласий, а также накопление на больших площадях регрессивных образований. В частности, на активные тектонические движения, связанные с новопиренейской фазой указывает широкое развитие в этой области верхнеэоценовых олистостромовых комплексов.

Основным участком развития олистостромов, где наиболее сильно проявились новопиренейские тектонические движения, является часть Южного склона Большого Кавказа восточнее р.Риони. Здесь эти образования приурочены к полосе соприкосновения двух геотектонических единиц - Местийско-Тианетской зоны флиша и Гагрско-Джавской зоны. Эти зоны разграничены крупным тектоническим нарушением, вдоль которого первая зона надвинута на вторую с севера на юг. Олистостромы находятся в аллохтонном залегании. Надвиг флишевых отложений, перекрыв северную полосу их распространения, частично переместил их к югу, в результате чего олистостромы /свита глыбовых брекчий/ находятся в тектоническом соприкосновении с разновозрастными отложениями, в том числе с верхнеэоценовыми автохтонными нормально-осадочными породами /Майсадзе, 1970/.

В восточной части рассматриваемой полосы /восточнее р.Лиахви/ олистостромы входят в состав флишевых отложений Южного склона, занимая верхнюю часть разреза и, таким образом, относятся к образованиям типа "дикого флиша" /Леонов, 1975/.

По последней классификации олистостромов, предложенной Г.М.Леоновым /1981/, рассматриваемые образования являются тектоно-гравитационными микститам, детальное изучение которых показало, что их образование обусловлено тектоническими и обвальными оползневными процессами /Мамедов, 1968., Леонов, 1981/. Верхнеэоценовый возраст олистостромов определен как по их стратиграфическому положению в разрезе, так и по ископаемой фауне /Мревлишвили, 1957., Леонов, 1981/.

В олистостромах, наряду с различными по составу и возрасту олистолитами /в основном преобладают олистолиты верхнеюрских рифогенных известняков и байосских вулканитов/ были обнаружены также лиролеписовые мергели /кумская свита/, которые в Кавказском регионе должны занимать самую нижнюю часть верхнего эоцена /Салуквадзе, Цагарели, 1980/.

Исходя из вышесказанного можно заключить, что олистостромы развились на Южном склоне Большого Кавказа, восточнее р.Риони, образовались во второй половине позднего эоцена, в результате тектонических движений и сопутствующих им оползневых явлений, обусловленных новопиренейской фазой складчатости.

С этой фазой связано здесь и начало образования тектонических покровов Южного склона /Гамкрелидзе, Гамкрелидзе, 1977, Леонов, 1981/.

Для уточнения времени проявления новопиренейской фазы складчатости особо интересной представляется западная часть Южного склона Большого Кавказа в пределах Абхазии, где, как уже отмечалось, палеогеновые отложения, принимающие участие в геологическом строении восточного окончания Сочи-Адлерской депрессии, представлены всеми ярусами палеогена.

Особый интерес заслуживает мацестинская свита, литологический характер и возросшая мощность которой по сравнению с нижележащими /лиролеписовые и верхние пестроцветные мергели/, определенно указывает на ее регрессивный характер.

О верхнеэоценовом возрасте мацестинской свиты свидетельствует содержащаяся в ней нуммулитовая фауна: *Nummulites incrassatus de la Harpe*, *N.bouillei de la Harpe*, *N.pulchellus v. Hant*, *N.exilis Douv.*, *N.murchinsoni Brun.*, *N.fabianii retiatus Rov* и др.

По комплексу мелких фораминифер первые два горизонта мацестинской свиты /песчано-глинистый и "горизонт с включениями"/ принадлежат к зоне *Globigerapsis index* (Finlay), а верхний /глинисто-песчаный/ - к зоне *Bolivina* /Салуквадзе, 1972., Годердзидзе, 1971/.

Олистостромы /"горизонт с включениями"/, являющиеся подводно-оползневными образованиями /гравитационными микститам/, как и вся мацестинская свита, представляют собой синорогенные отложения, образование которых связано с проявлением новопиренейской фазы складчатости /Майсадзе, 1976/.

Высокая степень изученности стратиграфии палеогеновых отложений рассматриваемой области позволяет более детально рассмотреть палеогеографические перестройки, связанные здесь с новопиренейской фазой /см. главу 5/.

В результате исследования фаз складчатости, часть авторов их среднюю продолжительность определяет по-разному: 3-5 млн. лет /Рубинштейн, 1967/, 15-25 млн. лет /Пронин, 1971/. Такое расхождение в оценке продолжительности "орогенетических фаз" В.Е.Хайн /1973/ объясняет тем, что в первом случае речь идет о максимумах подчиненного значения, которые повторяются через меньшие промежутки времени, в то время как во втором случае максимумы тектонической активности более крупного порядка и являются не фазами, а эпохами складчатости.

Однако каждая фаза "...занимает определенный отрезок времени, который вполне определим стратиграфической шкалой общего или местного значения" /Шатский, 1951/.

То, что регрессивные отложения в определенных случаях являются прямым следствием и мерой продолжительности проявления фаз складчатости, на примере батских угленосных отложений Западной Грузии, было иллюстрировано А.И.Джанелидзе /1940/.

В нашем случае, по регрессивным отложениям мацестинской свиты, являющейся синорогенным образованием, можно заключить, что новопиренейская фаза охватывает промежуток времени со второй половины до конца позднего эоцена.

Если прибегнуть к помощи абсолютной геохронологической шкалы, по которой длительность позднего эоцена в среднем равна 7 млн. лет /Рубинштейн, Полевая, 1974/, то получится, что по грубым подсчетам продолжительность новопиренейской фазы складчатости в пределах Южного склона Большого Кавказа будет равняться 2-3 млн. лет.

ЛИТЕРАТУРА

- Агеев В. П. Геологическое строение Очамчирской депрессии в связи с перспективами ее нефтегазоносности. - Автореф. канд. дис., М., ВНИГНИ, 1967, 19 с.
- Адамия Ш. А. Тектоника и геологическая история Абхазии. Тбилиси, Мецниереба, 1977, 67 с.
- Белюсов В. В. Большой Кавказ. Опыт геологического исследования. Ч. II, М.-Л., Госгеолтехиздат, 1940, 175 с.
- Беридзе М. А. Раннеюрский спилито-кварцкератофировый вулканизм Северо-Западной части Абхазии и его влияние на формирование кластических осадков. - В кн.: Вопросы геохимии и петрологии. Тр. ИГиН АН ГССР. Новая серия, 1973, вып. 38, с. 22-57.
- Вассоевич Н. Б. Несколько замечаний по вопросу о времени проявления на Кавказе орогенетических фаз Альпийской эры дислокации. /Государственный трест "Грузнефть", сер. геол., вып. 3/, Тбилиси, Техника да шрома, 1934, 40 с.
- Вассоевич Н. Б., Коротков С. Т. К познанию явлений крупных подводных оползней в олигоценовую эпоху на Северном Кавказе /в Майкопском округе/. - Тр. нефт. геолого-разведочного ин-та, вып. 52, серия А, 1935, с. 1-45.
- Вахания Е. К. Геологические исследования в Приморской зоне Абхазии. - /Тр. ПК "Грузнефть"/ Тбилиси, Техника да шрома, 1940, №2, с. 9-63.
- Вахания Д. Е. О закономерности распределения литофаций и мощностей майкопской серии в Абхазии и Мегрелии. - Сообщ. АН ГССР, 1981, т. 104, № 1, с. 105-108.
- Гамкредидзе И. П. Механизм формирования тектонических структур и некоторые общие проблемы тектогенеза. Тбилиси, Мецниереба, 1976, 225 с.
- Гамкредидзе П. Д. Геологическое строение Аджаро-Триалетской складчатой системы. Тбилиси, изд-во АН ГССР, 1949, 508 с.
- Гамкредидзе П. Д. Мезо-кайнозойские орогенетические фазы Альпийской зоны Юга СССР. - /МГК, 21-я сессия. Док. сов. геологов. Проблема 18/, М., изд-во АН СССР, 1960, с. 193-203.
- Гамкредидзе П. Д. Основные черты тектонического строения Кавказа. - Геотектоника, 1966, № 3, с. 3-14.
- Гамкредидзе П. Д., Гамкредидзе И. П. Тектонические покровы Южного склона Большого Кавказа. Тбилиси, Мецниереба, 1977, 80 с.
- Геология СССР. Т. X. Грузинская ССР. Ч. I. Геологическое описание. М., Недра, 1964, 651 с.
- Геология СССР. Т. IX. Северный Кавказ. Ч. I. Геологическое описание. М., Недра, 1968, 736 с.
- Геология СССР. Т. XLIII. Армянская ССР. Ч. I. Геологическое описание. М., Недра, 1970, 463 с.
- Геология СССР. Т. XLVII. Азербайджанская ССР. Ч. I. Геологическое описание. М., Недра, 1972, 518 с.
- Годердзивиლი Г. С. Стратиграфия палеогеновых отложений Западной Абхазии по фораминиферам. /Тр. ВНИГНИ, вып. СХУ/, М., Недра, 1971, с. 27-39.
- Гроссгейм В. А. Палеоген северо-западного Кавказа. /Тр. Краснодарского фил. ВНИИ нефти, вып. 4, геол. сб./, М., Гостехиздат, 1960, с. 3-190.
- Джанелидзе А. И. К вопросу об орогенетических фазах. Сов. геология, 1940, № 5-6, с. 172-174.
- Джанелидзе А. И. Проблема Грузинской глины /на груз. яз./ - Сообщ. АН ГССР, 1942, т. 3, № 2, с. 137-143.
- Джанелидзе А. И. Складкообразование и седиментация. CGJ. Section V. Relaciones entre la Tectonica y Sedimentation. Mexico, 1957, с. 289-302.
- Дзоценидзе Г. С. К вопросу классификации песчаников. - Изв. геол. об-ва Грузии, 1963, т. III, вып. I, с. 31-42.
- Ильин С. И., Эберзин А. Г. Очерки геологического строения полосы третичных отложений Южной Абхазии. Статья I. - Тр. НИГРИ, сер. Б, вып. 38, Л.-М., 1933, с. 1-27.
- Ильин С. И. Присутствие онкофоровых слоев в Абхазии. - Азербайджанское нефтяное хозяйство, 1935, № 10-11, с. 36-42.
- Качаравва И. В. Рачинско-Лечхумский бассейн и смежные районы в палеогеновое время /на груз. яз./. - Тр. геол. ин-та АН ГССР, сер. геол. 1944, т. II /VII/, 144 с.
- Кекелия С. А. Кристаллические сланцы западной части Главного Кавказского хребта и их парагенетический анализ. - Записки ВМО, 1966, сер. II, ч. 95, вып. 3, с. 357-363.
- Келлер Б. М., Меннер В. В. Палеогеновые отложения Сочинского района и связанные с ними подводные оползни. - Бюлл. Моск. об-ва исп. природы, отд. геол., 1945, т. XX /1-2/, с. 83-103.
- Козлов А. Л. Черноморское побережье в районе Сочи и низовья р. Мзымта. Экскурсия по Кавказу. Черноморское побережье. - Тр. XVII сессии МГК. 1937, с. 5-9.
- Козлов А. Л. Маршрут Пиленково-Чвежипсе /Красная поляна/. Экскурсия по Кавказу. Главный хребет-заповедник. - Тр. XVII сессии МГК. 1937, с. 26-44.

- Коронковский Н. В. Палеогеновый вулканизм в геологической истории Ближнего и среднего востока /статья I/. - Вестник МГУ. 1979, серия 4, геол., № 2, с. 3-16.
- Далиев А. Г. Майкопская серия Грузии.-М., Недра. 1964, 308 с.
- Леонов М. Г. Дикий флиш Альпийской области. - Тр. ГИН АН СССР, вып. 199, 1975, 138 с.
- Леонов М. Г. Олигостромы в структуре складчатых областей. - Тр. ГИН АН СССР, вып. 344, 1981, 172 с.
- Майсадзе Ф. Д. Палеогеографические и тектонические условия формирования эоценовых образований между речья Риони и Диярхи. - Автореф. канд. дис., Тбилиси. Мецниереба, 1970, 19 с.
- Майсадзе Ф. Д. Об источнике материала палеогеновых образований среднего течения р.Бзыби. - Сообщ. АН ГССР. 1974, т.74, № 1, с. 109-112.
- Майсадзе Ф. Д. Некоторые вопросы палеогеографии палеогена северо-западной части Абхазии. - Сообщ. АН ГССР. 1976, т. 83, № 2, с. 409-412.
- Майсадзе Ф. Д. Основные черты истории геологического развития Западной Абхазии в палеогеновое время. - Сообщ. АН ГССР. 1978, т. 91, № 1, с. 81-84.
- Мамедов А. В. Условия залегания и происхождение утесов юрских пород предгорной зоны Южного склона Большого Кавказа. - Геотектоника. 1968, № 4, с. 85-98.
- Махарадзе А. И. Литология олигоценых отложений. - Тр. КИМС. 1970, вып. УШ/10/, с. 251-271.
- Милановский Е. Е., Хайн В. Е. Геологическое строение Кавказа.-Изд-во МГУ. 1963, 357 с.
- Мревлишвили Н. И. Геологическое строение предгорий Большого Кавказа в Душетском районе. - Тр. ГИН АН ГССР, т. X /XV/, 1957, с. 139-147.
- Муратов М. В. Тектоника и история развития альпийской геосинклинальной области юга Европейской части СССР и сопредельных стран /тектоника СССР, т. 2/. - Изд-во АН СССР, 1949, 504 с.
- Папавадзе Д. Ю., Годердзишвили Г. С. О возрасте хостинских песчаников /на груз. яз./. - Сообщ. АН ГССР. 1968, т. 52, № 3, с. 695-698.
- Петтиджон Ф., Петтер П., Сивер Р. Пески и песчаники.-М., Мир. 1976, 534 с.
- Пронин А. А. Тектонические эпохи фанерозоя. - В кн.: Вопросы тектоники Урала. - Тр. инст. геол. и геохимии, вып. 92. Свердловск. 1971, с. 1-9.
- Ренгартен В. П. Геологический очерк окрестностей Мацестинских и Агурских минеральных источников. - Материалы по общей и прикладной геологии, вып. 56. Л., 1927, 108 с.
- Рубинштейн М. М. Орогенетические фазы и периодичность складкообразования в свете данных абсолютной геохронологии. - Геотектоника. 1967, № 2, с. 21-30.
- Рубинштейн М. М. К проблеме тектонического расчленения Грузии. - Юбилейный сб. тр. ГИН АН ГССР. Тбилиси, 1951, с. 421-438.
- Рубинштейн М. М., Полевая Н. И. О геохронологической шкале фанерозоя. - В кн.: Геохронология СССР. Л. Недра. 1974, с. 304-314.
- Салуквадзе Н. Ш. Стратиграфия и фауна палеогеновых отложений Центральной Абхазии. - Автореф. канд. дис., Тбилиси. Мецниереба, 1966, 19 с.
- Салуквадзе Н. Ш. Палеогеновая система. - В кн.: Вопросы геологии северо-западной части Абхазии. Тбилиси, Мецниереба, 1972, с. 123-143.
- Салуквадзе Н. Ш., Майсадзе Ф. Д. О палеогеновых отложениях среднего течения р.Бзыби. - Сообщ. АН ГССР, 1973, т. 72, № 2, с. 377-400.
- Салуквадзе Н. Ш., Цагарели Е. А. К биостратиграфии пограничных слоев среднего и верхнего эоцена Закавказья. - Сообщ. АН ГССР, 1980, т. 98, № 1, с. 105-108.
- Синицин В. М. Введение в палеоклиматологию.-Л. Недра. 1967, 232 с.
- Столяров А. С. Случай некомпенсированного прогибания в условиях молодой платформы в олигоцене Южного Мангышлака. - Бюлл. МОИП, отд. геол., 1961, т. 36, вып. 5, с. 55-78.
- Ульянов А. В. Геологическая история Западной Грузии в третичное время.-М., изд-во АН СССР, 1954, 105 с.
- Хайн В. Е. Условия заложения и основные этапы развития средиземноморского геосинклинального пояса. - Вестн. МГУ, Сер. геол., 1970, № 2, с. 36-72.
- Хайн В. Е. Общая геотектоника.-М., Недра, 1973, 510 с.
- Хайн В. Е. Орогенез и тектоника плит. - В кн.: Тектоника. Геология альпид "тетического" происхождения. /МГК, 26-я сессия. Док. сов. геологов/, М., Наука, 1980, с. 5-15.
- Хеллем А. Юрский период.-Л., Недра, 1978, 271 с.
- Чекунов А. В., Веселов А. А., Гулькман А. И. Геологическое строение и история развития причерноморского прогиба.-Киев. Наукова думка, 1976, 162 с.

Чиковани А. А. О верхнем эоцене Южной Абхазии. - Тр. ТГУ. 1967, т. 122, с. 148-154.

Чхотуга Т. Г. Петрология метаморфических образований Большого Кавказа в пределах северо-западной части Абхазии. - Автореф. канд. дис., Тбилиси, Мецниереба, 1971, 31 с.

Шатский Н. С. О длительности складкообразования и фазах складчатости. - Изв. АН СССР, Сер. геол., 1951, № 1, с. 15-53.

Шван В. Хронология меловых и третичных геотектонических событий в Балканской области. - Геотектоника, 1981, № 3, с. 67-78.

Шихалибейли Э. Ш. Основные черты истории тектонического развития Азербайджана /Статья II - позднегеосинклинальная стадия альпийского этапа/ - Изв. АН Аз. ССР, сер. наук о Земле. 1981, № 2, с. 43-55.

Цагарели А. Л. Фазы складчатости Альпийского цикла на Кавказе. - В кн.: Тектоника, Геология альпид "тетиского" происхождения. /МКК, 26-я сессия. Док. сов. геологов/, М., Наука, 1980, с. 187-192.

Stille H. Grundfragen der vergleichenden Tektonik. - Borntraeger, Berlin, 1924, 443 s.

О Г Л А В Л Е Н И Е

1. ВВЕДЕНИЕ	3
2. ТЕКТОНИКА	4
3. СТРАТИГРАФИЯ	10
Зона переходных фаций	11
Зона смешанных фаций	23
Зона субплатформенных фаций	34
4. ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА	46
Псефитолиты и псаммитолиты	46
Минералогический анализ тяжелых фракций	50
5. ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ И ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ	57
6. О ПИРЕНЕЙСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ	80
ЛИТЕРАТУРА	86

Ферандо Давидович Майсадзе

Палеогеография Абхазии в палеогеновое время

Тбилиси
"Мецниереба"
1987

ფერანდო დავითის ძე მაისაძე

აფხაზეთის პალეოგეოგრაფია პალეოგენურ დროში

Напечатано по постановлению Редакционно-издательского
совета Академии наук Грузинской ССР

ИБ 3286

Редактор издательства
Художник
Худож. редактор
Техредактор
Корректор

Г.П.Бокучава
Н.Н.Габуния
Г.А.Ломидзе
Э.Б.Бокерия
С.Н.Качкачური

Сдано в производство 9.II.1987 ; Подписано к печати 17.7.86 ;
Формат бумаги 60x90 I/16 ; Бумага офсетная № I ; Печать офсетная ;
Усл. печ.л. 6 ; Уч.изд.л. 5,5 ; Усл.кр.-отт. 6,1 ;
УЭ 01199 ; Тираж 500 ; Заказ 546 ;
Цена 85 коп.

Издательство " Мецниереба", Тбилиси 380060, ул.Кутузова,19

Типография АН Груз.ССР, Тбилиси, 380060, ул.Кутузова, 19