

Ш. А. АДАМИЯ

**ТЕКТОНИКА И ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ
ИСТОРИЯ АБХАЗИИ**

«МЕЦНИЕРЕБА»

1977

საქართველოს სსრ მეცნიერებათა აკადემია
ბიოლოგიური ინსტიტუტი
შრომები, ახალი სერია, ნაკვ. 54

შ. აღაშია

ეფხაზეთის გეოგონიკა და ბეოლოგიური ისვოკიკი

გამომცემლობა „მეცნიერება“
თბილისი

1977

АКАДЕМИЯ НАУК ГРУЗИНСКОЙ ССР
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

Труды, новая серия, вып. 54

Ш. А. АДАМИЯ

ТЕКТОНИКА И ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ АБХАЗИИ

ИЗДАТЕЛЬСТВО «МЕЦНИЕРЕБА»
ТБИЛИСИ

1977

552 (С41)
551.24(47.922.4)
А 281

Территория Абхазии — часть альпийского орогенного пояса — характеризуется гетерогенностью геологического строения. В ее южной части выделяется относительно устойчивая структурная единица — Абхазская зона Грузинской глыбы Понтийско-Закавказского срединного массива (~~островной дуги~~), а на севере — геосинклинальная область, являющаяся частью геосинклинали (~~окраинного моря~~) Большого Кавказа. Историю тектонического развития этих структурных единиц удастся проследить со среднего палеозоя по четвертичное время.

Редактор П. Д. Гамкрелидзе

А $\frac{20802}{M 607(03)-77}$ 23-77 © Издательство «Мецниереба», 1977

ВВЕДЕНИЕ

На территории Абхазии обнажаются образования почти всего фанерозоя, начиная от нижнего палеозоя по четвертичные включительно (рис. 1—4). Представлены они различными формациями: как глубоко-метаморфизованными, так и умеренно- или слабометаморфизованными терригенными, органогенно-карбонатными и вулканогенными; как морскими глубоководными и мелководными, так лагунными и субаэральными. Дислоцированы они хотя и с разной интенсивностью, но в целом весьма сложно, что наряду с исключительной труднодоступностью большей части территории Абхазии весьма затрудняет расшифровку ее геологического строения.

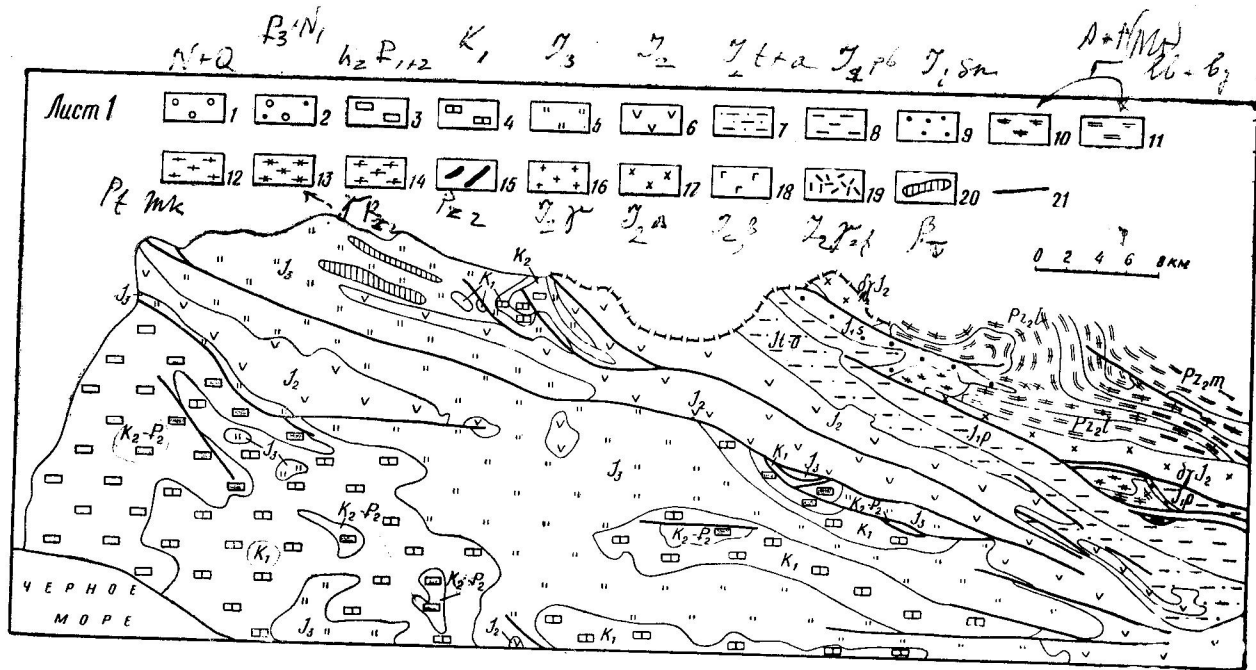
Абхазия, в частности ее высокогорная часть, — один из наиболее перспективных районов Грузии в отношении обнаружения промышленных скоплений ртути, меди, полиметаллических руд и барита. Проводимые в связи с этим работы выявили недостаточную степень изученности стратиграфии, тектоники и многих других сторон геологии целого ряда участков этого района.

Территория Абхазии вызывает значительный интерес и с точки зрения разработки ряда теоретических вопросов геологии — принципов тектонического районирования, механизма складчатости, связи метаморфизма и гранитообразования с фазами сжатия и складчатости, глубины и скорости гранитообразования и метаморфизма, эволюции земной коры активных окраин древних континентов и др.

Исследования геологического строения Абхазии мною были начаты в 1966 г. в составе комплексной экспедиции Геологического института АН СССР и Грузинского производственного геологического управления. Работы эти продолжаются и поныне. Часть результатов опубликована или изложена в отчетах хозяйственных работ.

В настоящей работе дана попытка обобщения результатов тектонических исследований, проведенных автором совместно с сотрудниками Абхазской комплексной экспедиции ГИН АН СССР и геологических партий ГПГУ. Наряду с этим возникла необходимость подробного рассмотрения ряда вопросов стратиграфии палеозоя и мезозоя, а также их фациальной зональности, так как по ним были получены новые данные, представляющие определенный научный и практический интерес.

Исследования по разным вопросам геологии Абхазии проводились в тесном сотрудничестве с большим коллективом геологов ГИН АН СССР, КИМСа, а также ГПГУ. В частности, геология палеозойских кристаллических и метаморфических пород изучалась совместно с Г. Н. Абесадзе, Г. Д. Думбадзе, Д. Н. Кецховели, П. А. Хотяновским, Г. А. Чичинадзе, Т. Г. Чхотуа и Д. М. Шенгелиа; юры — совместно с Г. Н. Абесадзе, Б. А. Алибегашвили, М. А. Беридзе, Б. Г. Вашадзе, Т. В. Джанелидзе, А. И. Кавелашвили, А. А. Кавтарадзе, Г. С. Кикодзе,



Р и с. 1. Геологическая схема северо-западной части Абхазии (лист. 1). 1 — неоген-четвертичная грубая моласса, 2 — олигоцен-нижнемиоценовая тонкая моласса, 3 — верхний мел, палеоцен и эоцен, 4 — нижний мел, 5 — верхняя юра, 6 — средняя юра, 7 — тоар-ааленские песчано-глинистые отложения, 8 — плинсбахские глинистые сланцы, 9 — синемюрская базальная формация, 10 — преимущественно амфиболиты лабинской и буульгенской серий, 11 — преимущественно слюдяные сланцы лабинской и буульгенской серий, 12 — преимущественно слюдяные сланцы, мигматиты и гнейсы макерской серии, 13 — плагиограниты среднепалеозойские, 14 — метагаббро-диориты среднепалеозойские, 15 — ультрабазиты среднепалеозойские, 16 — преимущественно граниты среднеюрские, 17 — преимущественно диориты среднеюрские, 18 — преимущественно габброиды среднеюрские, 19 — кварцпорфиры среднеюрские, 20 — диабазы, 21 — разрывы.

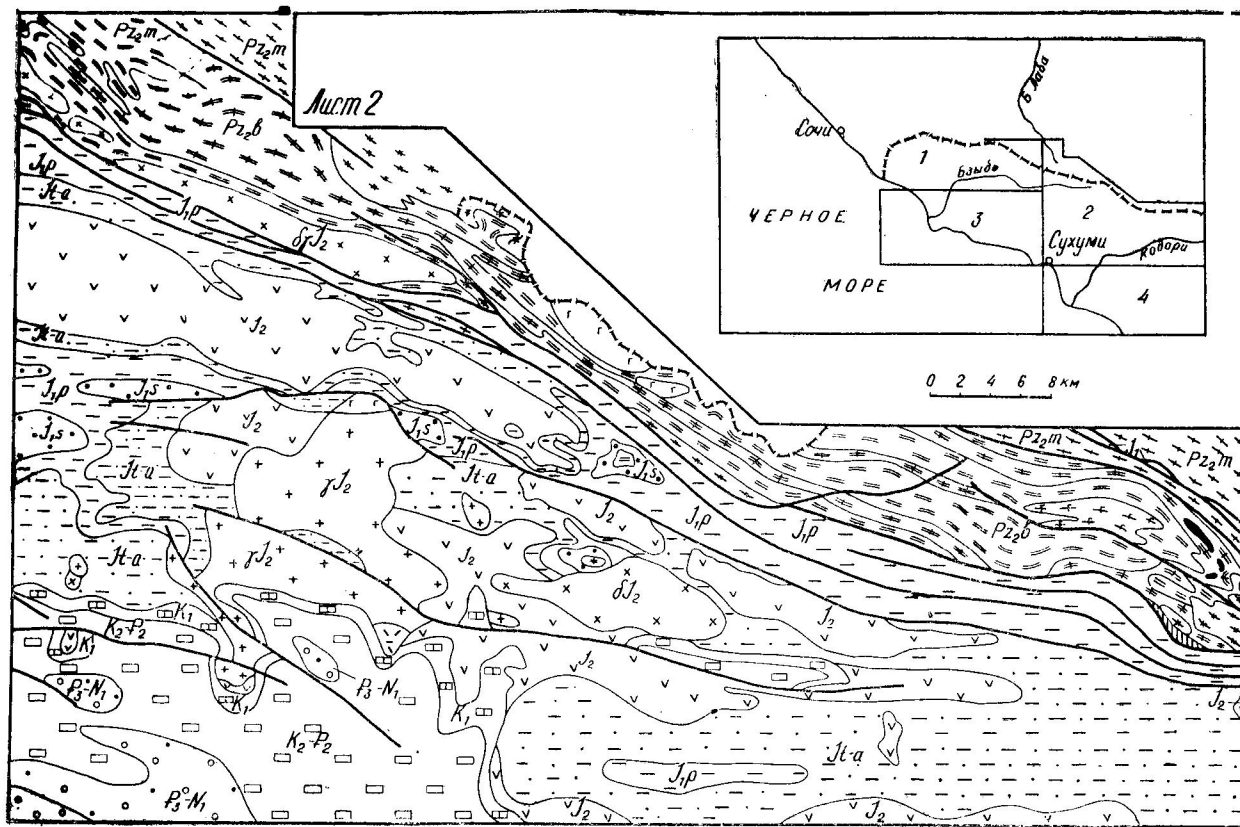
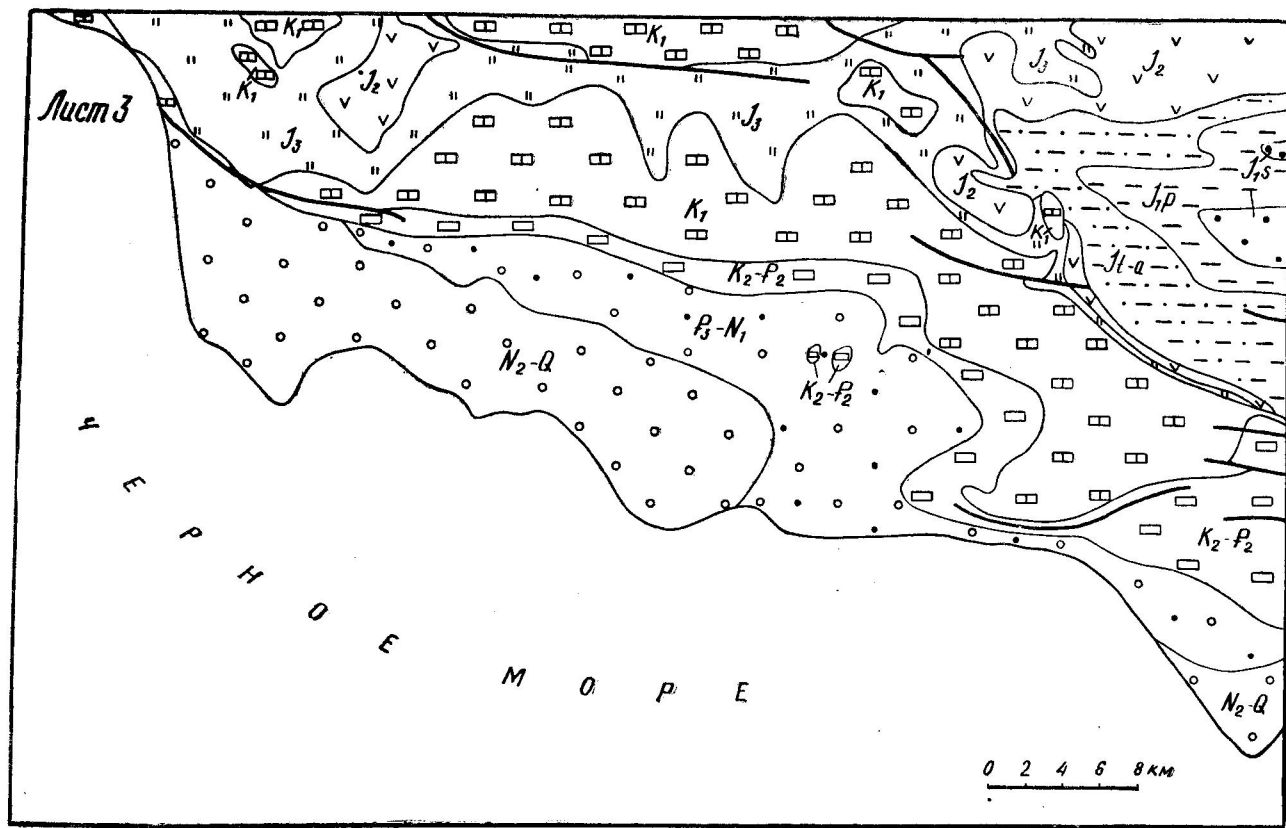


Рис. 2. Геологическая схема северо-восточной части Абхазии (лист 2). На врезке — расположение листов 1—4. Условные обозначения см. на рис. 1



Р и с. 3. Геологическая схема юго-западной части Абхазии (лист 3). Условные обозначения см. на рис. 1

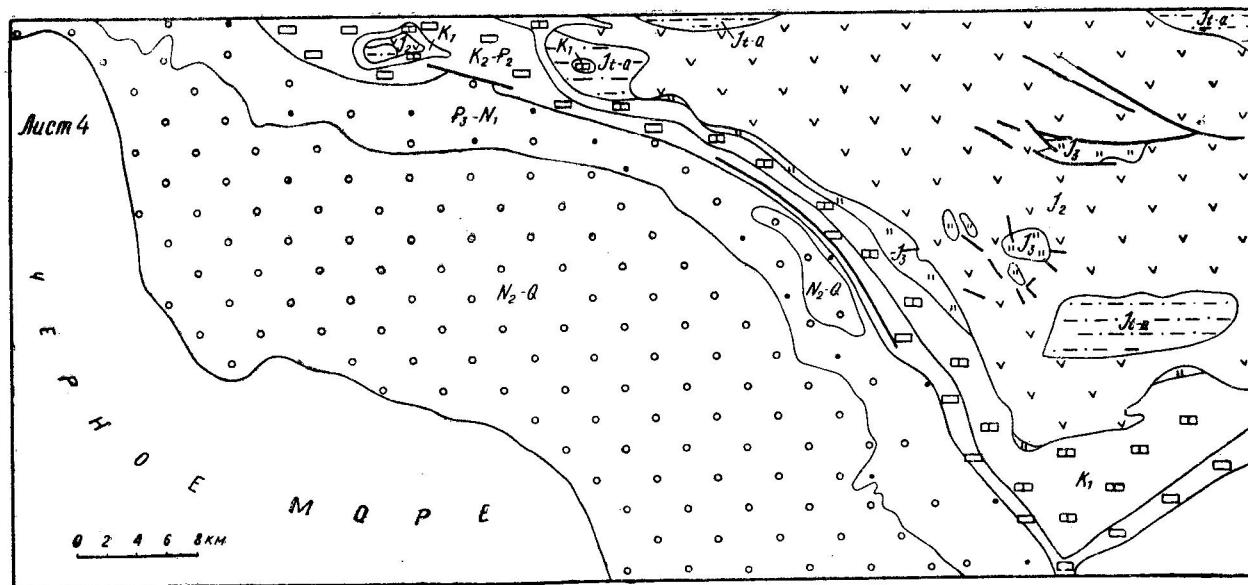


Рис. 4. Геологическая схема юго-восточной части Абхазии (лист 4). Условные обозначения см. на рис. 1

Г. П. Лобжанидзе, З. И. Лоладзе, М. Б. Лордкипанидзе, Т. А. Пайчадзе, В. А. Тодриа; мела и палеогена — с Д. Г. Ахвледиани, М. В. Какабадзе, Р. А. Гамбашидзе, Ф. Д. Майсадзе и Н. Ш. Салуквадзе; неогена — с Г. Д. Ананишвили, Ц. Ш. Кишмарейшвили; послепалеозойского магматизма — с О. З. Дудаури, Г. Д. Думбадзе и М. Г. Тогонидзе; рудопроявлений — с Б. А. Алибегашвили, В. И. Буадзе, Т. Н. Габашвили, А. А. Кавтарадзе, З. И. Лоладзе, З. В. Отхмезури, А. Г. Твалчрелидзе, Г. Хомерики и Г. Л. Чичинадзе.

ГЕОТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Территория Абхазии представляет собой небольшую составную часть центрального сегмента альпийского орогена Евразии. Ее современная морфология и структура сформированы в результате заключительных фаз альпийского тектогенеза, хотя эволюция земной коры этого района имеет длительную историю.

Принципы тектонического районирования территории Грузии разработаны А. И. Джанелидзе (1942, 1953, 1953а), И. Р. Кахадзе (1947), П. Д. Гамкрелидзе (1951, 1964, 1966), М. М. Рубинштейном (1951) и др. Ими рассмотрены и вопросы тектонического районирования Абхазии, особенно П. Д. Гамкрелидзе. Подробные сведения по тектонике Абхазии можно найти также в опубликованных (напр., Вопросы..., 1972; Вахания, 1973) и фондовых материалах, из которых наиболее важными являются отчеты Г. Р. Чхотуа, Г. Р. Чхотуа и В. Я. Эдилашвили, В. И. Курочкина, С. Г. Букия, Г. Е. Гуджабидзе, П. И. Авалишвили, Д. Г. Джигаури, В. Л. Аревадзе, Н. Т. Чолокашвили, Г. Н. Абесадзе, Ш. А. Адамия и др.

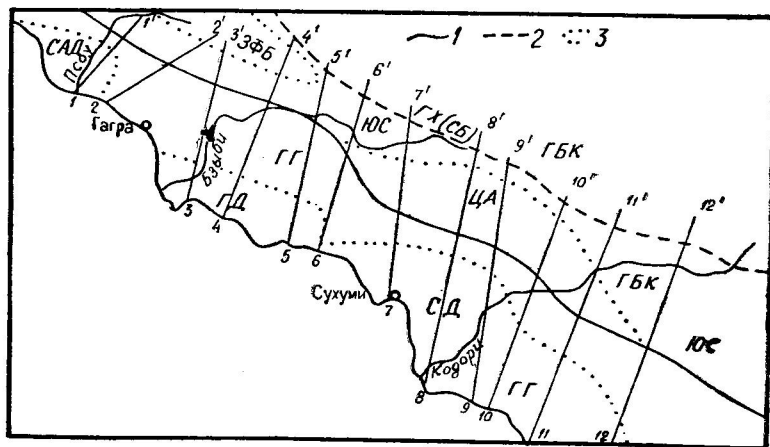


Рис. 5. Схема тектонического районирования Абхазии. 1 — условная граница Грузинской глыбы (ГГ) Понтийско-Закавказского срединного массива (островной дуги) с альпийской геосинклиналью (окраинное море) Большого Кавказа (ГБК); 2 — граница зон геосинклинали Большого Кавказа: Главного хребта (ГХ) и Южного склона (ЮС); 3 — границы подзон и сегментов: Западного флишевого бассейна (ЗФБ), Центрально-Абхазского поднятия (ЦА), Сочи-Адлерской (САД), Гудаутской (ГД) и Самурзаканской (СД) молассовых депрессий (1—1¹, 2—2¹ и т. д. — местоположение геологических профилей, см. рис. 6—9)

Из наиболее крупных геотектонических единиц Грузии в пределах Абхазии расположены (рис. 5) части Грузинской глыбы Понтийско-За-

кавказского срединного массива (островная дуга) и геосинклинали Большого Кавказа (окраинное море) (Adamia, 1975).

Как известно (Джанелидзе, 1942, 1953, 1953а), альпийский осадочный покров Грузинской глыбы характеризуется, в первую очередь, меньшей мощностью и значительно более слабой складчатостью, нежели тот же покров геосинклинали Большого Кавказа. Кроме того, отмечается четкая разница в их формационном и фациальном составе. В пределах глыбы, как правило, развиты субплатформенные (платформенноидные по А. И. Джанелидзе) отложения, представленные, в основном, эпиконтинентально-морскими, органогенными, часто рифогенными карбонатными осадками, а также пресноводными, лагуными и субаэральными накоплениями класса моласс. Характерны для них частые переорывы в осадконакоплении. В пределах же геосинклинали Большого Кавказа развиты в основном относительно глубоководные песчано-глинистые и флишевые осадки открытого моря, характеризующиеся непрерывностью седиментации в течение очень длительных периодов

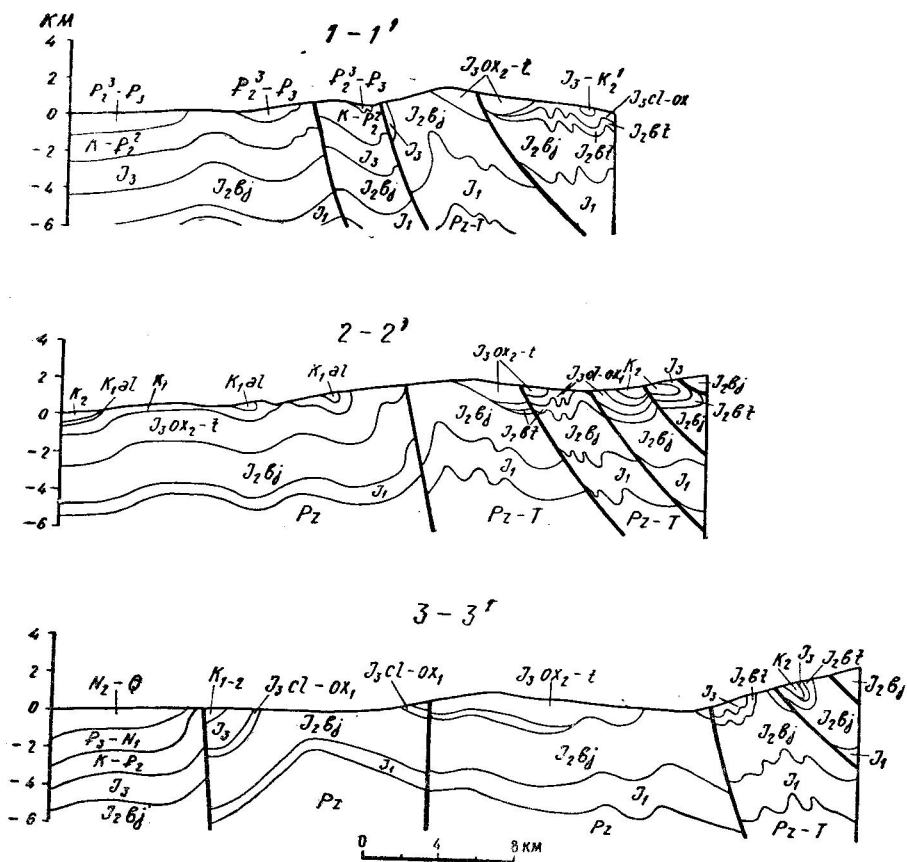


Рис. 6. Тектонические профили западной части Абхазии (местоположение профилей 6—9 см на рис. 5)

времени. Отмечается также ряд существенных отличий формационного состава вулканогенно-осадочных образований геосинклинали и глыбы.

В пределах Абхазии, так же как и во всей Западной Грузии, формационный состав, мощность и степень дислоцированности альпийского

постепенно меняются, приобретая черты, характерные для геосинклинали Большого Кавказа (рис. 6-9). По этой причине граница между упомянутыми геотектоническими единицами условная и в природе выделена довольно широкой полосой промежуточного характера. К тому же эта граница не оставалась фиксированной в процессе герцинской и пантийской эволюций земной коры региона, а претерпевала миграцию в северном, то в южном направлении. Так, на рис. 5 изображено примерное положение условной границы Грузинской глыбы и геосинклинали Большого Кавказа для постсреднеюрского периода времени. В раннеальпийское время она проходила несколько южнее, а передовой — по северному краю Центрально-Абхазского поднятия.

Доальпийский фундамент Грузинской глыбы Пантийско-Закавказского среднего массива в Абхазии не обнажается, будучи погружен, согласно геофизическим данным, на глубинах от 2 до 8 км. О его составе и возрасте формирования условно судят исходя из данных, имеющих по Дзирульскому выступу фундамента. Нами здесь принимается мнение о байкальско-герцинском возрасте его становления (Адамян и др., 1975а).

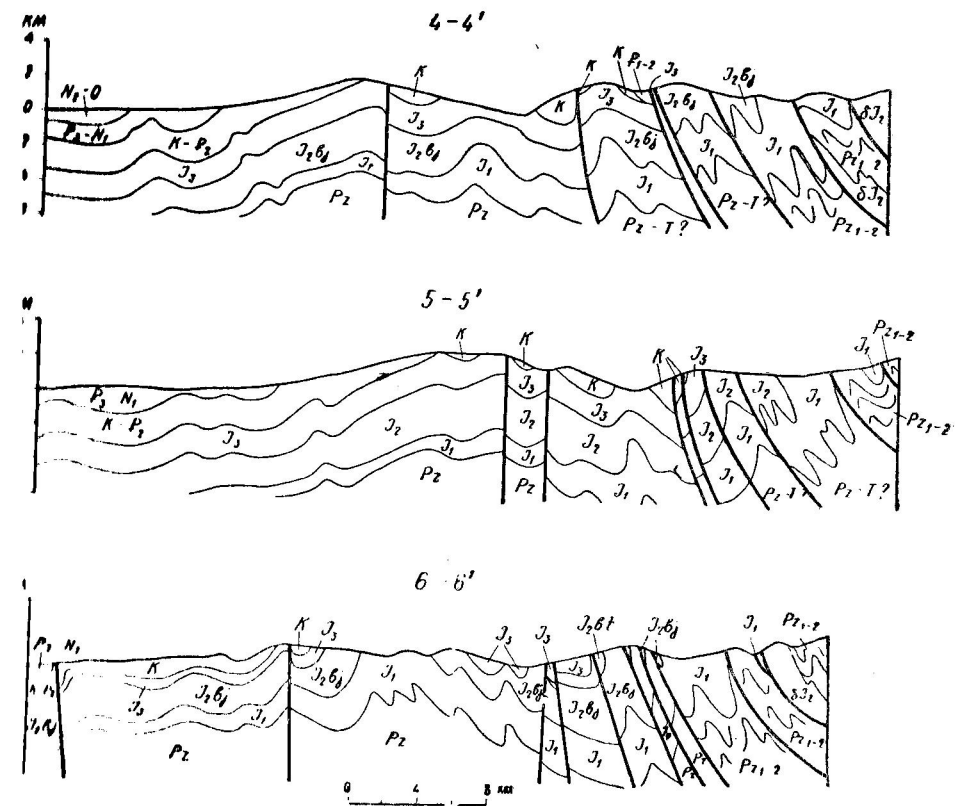


Рис. 7. Тектонические профили западной и центральной частей Абхазии

В крайне южной, причерноморской части Абхазской зоны Грузинской глыбы, в отдельных депрессиях развиты позднепалеоген-неоген-эрициновые молассы. Такими, с северо-запада на юго-восток, Сочи-

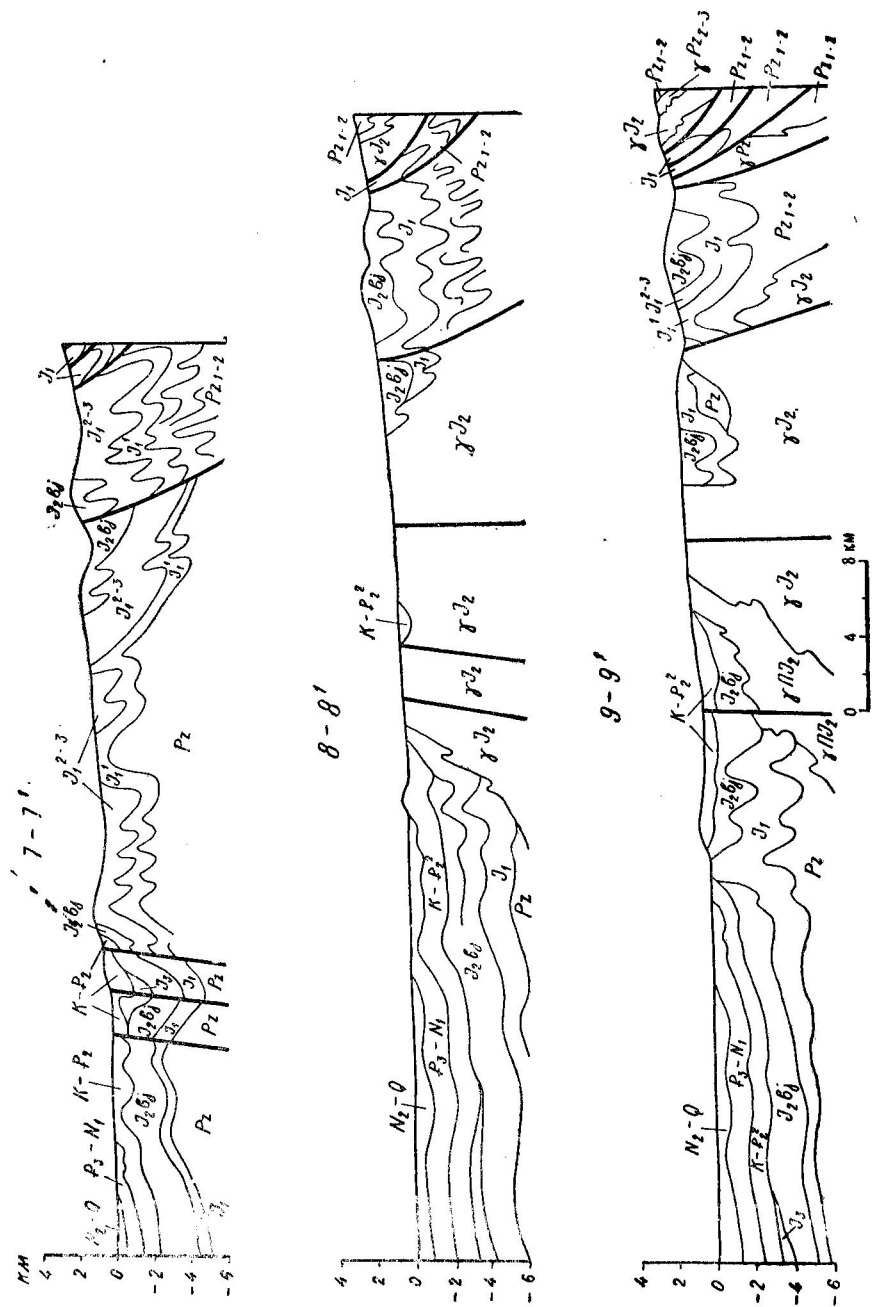


Рис. 8. Тектонические профили центральной и восточной частей Абхазии

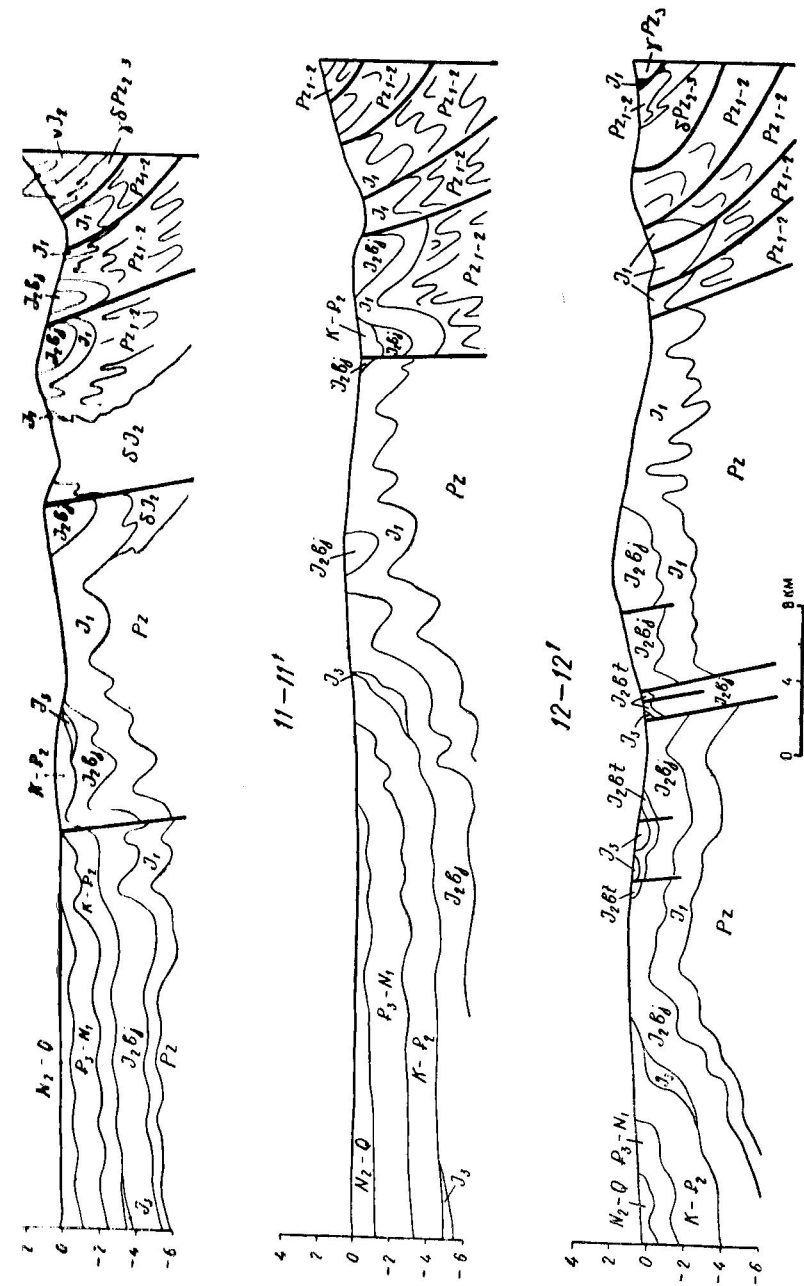


Рис. 9. Тектонические профили восточной части Абхазии

Адлерская, Гудаутская и Самурзаканская депрессии (Гамкредидзе, 1964). Гудаутская депрессия от более приподнятой части Абхазской зоны Грузинской глыбы отделена Гагрским взбросом, а северная граница Самурзаканской депрессии в поверхностной структуре выражена региональной флексурой (И. Гамкредидзе, 1966).

Отмеченные молассовые депрессии подстилаются слабоскладчатыми субплатформенными отложениями юры, мела, палеоцена и эоцена. Эта часть альпийского осадочного чехла Абхазской зоны Грузинской глыбы обнажена к северу от молассовых депрессий, слагая низкие и средние предгорья Южного склона Большого Кавказа, и характеризуется складчатостью слабой или умеренной интенсивности.

В северном направлении субплатформенные отложения Абхазской зоны Грузинской глыбы постепенно замещаются фациями переходными от субплатформенных к субфлишевым (Вопросы..., 1972). Интенсивность складчатости также постепенно увеличивается, особенно осадков нижне-среднеюрского структурного этажа, несогласно перекрытого верхнеюрско-эоценовыми отложениями. По этой причине вся эта полоса, расположенная южнее западного флишевого бассейна и занимающая среднюю часть южных предгорий Большого Кавказа, выделяется нами под названием Переходной зоны (Вопросы..., 1972) и соответствует зоне Предгорий (Рубинштейн, 1951).

Четкая граница между субплатформенными и переходными к субфлишу фациями верхней юры и мела наблюдается в западной части Абхазии, в бассейнах рр. Псоу и Гега, севернее антиклинали Ацху-Кацырха, совпадая с мульдой синклинали Ах-Аг (Вопросы..., 1972). Далее, к востоку, из-за отсутствия сплошного покрова осадков этого возраста данная фациальная граница выражена менее четко.

Доюрское основание альпийской геосинклинали Большого Кавказа в Абхазии обнажается в основном в зоне Главного хребта, слагая Бештинский и Софийский блоки ее древнего кристаллического ядра. Становление гранито-метаморфитового слоя Софийского блока, и, по-видимому, всего кристаллического ядра, завершилось в целом в конце среднего — начале позднего палеозоя в результате бретонской и судетской фаз складчатости (Адамия, 1968; Адамия и др., 1974, 1975б). Альпийский геосинклинали осадочный чехол зоны Главного хребта сложен в основном формацией глинистых сланцев нижней юры, которые совместно с гранито-метаморфитовым фундаментом образуют очень интенсивно складчатый комплекс.

Южная граница зоны Главного хребта в современной структуре Абхазии выражена системой взбросо-надвигов, объединяемых обычно под названием «Главный надвиг» (Вопросы..., 1972).

Между зоной Главного хребта и условной северной границей Абхазской зоны Грузинской глыбы выделяется зона Южного склона, которая соответствует северной части Гагрско-Джавской зоны и Чхалтинской подзоне П. Д. Гамкредидзе (1964, 1966; Путеводитель..., 1975). В ее составе по характеру строения и развития доальпийского фундамента и альпийского осадочного покрова можно выделить ряд подзон или сегментов. В крайне северо-западной ее части выделяется восточный край западного (Новороссийского) флишевого бассейна И. Р. Кахадзе (1947). Фундамент этой подзоны обнажается западнее в басс. р. Мзымта, и сложен флишеидным чередованием песчаников, аргиллитов и коралловых известняков перми (?) и триаса. За этими породами, по-видимому, согласно следует глинисто-сланцевая и вулканогенная нижняя и средняя юра, затем флиш верхней юры, мела и нижнего палео-

гена. Весь этот комплекс дислоцирован в позднеальпийское время и смят в интенсивно сжатые субизоклинальные складки.

Вся остальная часть зоны южного склона в Абхазии, по-видимому, подверглась довольно сильно проявившейся фазе предкелловейской (чегемской) складчатости, в силу чего на территории этой зоны среднеальпийский флишевый бассейн не развивался. В течение поздней юры и раннего мела эта подзона раннеальпийской складчатости представляла собой относительно приподнятую область мелкого или умеренно-глубокого моря, а временами — размываемую сушу. По причине отмеченных выше факторов для подзоны раннеальпийской складчатости характерно ярусное строение альпийского осадочного чехла, где верхняя юра, мел и палеоцен-эоцен, представленные умеренно складчатыми субплатформенными или переходными к ним фациями, несогласно перекрывают геосинклинальные интенсивно складчатые отложения нижней и средней юры. В этом отношении особенно четко выделяется Центрально-Абхазский сегмент (поднятие) подзоны раннеальпийской складчатости, где несогласие между ранне-среднеюрским и более молодыми структурными этажами выражено довольно четко. Но для этого сегмента характерна явно выраженная тенденция к относительно поднятию в течение всей ранней и средней юры, что нашло выражение в сокращении мощности и изменений фациального характера соответствующих отложений, о чем более подробно будет сказано ниже.

Существенно иначе построен и фундамент Центрально-Абхазского сегмента зоны Южного склона. В отличие от западного флишевого бассейна в данном сегменте нижняя юра подстилается пранито-метаморфитовым ниже-среднепалеозойским(?) основанием, подобно зоне Главного хребта. Следовательно, в этой части зоны Южного склона интенсивно проявилась герцинская консолидация, приведшая к формированию фундамента, а также к поднятию и размыву этой области перед юрой. В таком случае Центрально-Абхазское поднятие в альпийское время можно рассматривать как унаследованную структуру, развивающуюся после среднего палеозоя. Унаследованную структурой безусловной является также западный флишевый бассейн, развившийся в альпийское время на месте реликтового позднегерцинского геосинклинального бассейна.

Характерной чертой подзоны раннеальпийской складчатости зоны Южного склона, особенно Центрально-Абхазского поднятия, является широкое проявление в ее пределах батского гранитоидного магматизма.

СТРАТИГРАФИЯ, ФАЦИАЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

Стратиграфия и другие вопросы геологии разных частей Абхазии были разработаны не с одинаковой детальностью. По этой причине основное усилие наших работ было направлено на ликвидацию пробелов, имеющих по этому вопросу и доисследование наименее изученных объектов. Таковыми, в первую очередь, явились высокогорные районы Абхазии и развитые там образования палеозоя и юры. Необходимость концентрации наших работ на этих объектах была вызвана и практическим интересом, так как именно здесь сосредоточены наиболее важные рудопроявления ртути, меди и полиметаллов. По этим причинам разные стратиграфические подразделения в работе рассматриваются с различной детальностью.

Палеозой

Палеозойские образования, представленные исключительно магматическими и метаморфическими породами, обнажаются на территории Абхазии в зоне Главного хребта. Их небольшие выходы обнаружены также в Центрально-Абхазской части зоны Южного склона.

Зона Главного хребта. Палеозойские магматические и метаморфические образования этой зоны слагают древнее кристаллическое ядро альпийской геосинклинали Большого Кавказа. В составе ядра можно различить его внутреннюю и внешнюю части (Адамия, 1968). Внутренняя часть является областью преимущественного развития гранитоидов и гнейсов, особенно калишпатовых. Количественно им подчинены слюдяные кристаллические сланцы и мигматиты. Очень редки амфиболиты. Метаморфические породы относятся к андалузит-силлиманитовому типу амфиболитовой фации прогрессивного регионального метаморфизма. В центральной части ядра известны небольшие останцы диафторизованных пород гранулитовой фации (Шенгелиа, 1972).

Внешняя часть кристаллического ядра в виде тектонически сильно редуцированного и нарушенного сланцевого обрамления окаймляет внутреннюю часть с юга, запада и севера. Она характеризуется резким преобладанием метаморфических образований над гранитоидами. Последние представлены в основном бескалшпатовыми разностями (плагиограниты). Степень метаморфизма пород сланцевого обрамления достигает андалузит-силлиманитовой, реже ставролит-кианитовой субфации амфиболитовой фации прогрессивного регионального метаморфизма. В периферических частях сланцевого обрамления развиты и менее метаморфизованные толщи (эпидот-амфиболитовая и зеленосланцевая фации прогрессивного регионального метаморфизма). Для кристаллического ядра Большого Кавказа в целом характерно интенсивное, но неравномерное развитие процессов диафтореза. Породы метаморфизма типа высокого P/T (глаукофановые сланцы) в его составе не известны.

Кристаллическое ядро Главного хребта Большого Кавказа сильно переработано в результате альпийского тектогенеза. Оно разобщено на ряд блоков (поднятий) более молодыми отложениями, заполняющими почти продольные депрессии, к числу которых относятся Штулу-Харесская (Баксано-Харесская), Архызско-Клычская, Мзымта-Гузерицкая (Псеашхинская) депрессии (рис. 10). Поднятия представляют собой сложно построенные структуры с нормальными или дизъюнктивными границами. Размеры их весьма различны и наиболее крупное из них расположено в центральной части Главного хребта, в бассейнах рек Зеленчук, Теберда, Черек и Урух и известно под названием Тебердинско-Дигорского поднятия. К юго-западу от него расположено другое крупное поднятие — Софийское, которое тянется от верховьев р. Кодори до бассейна р. Малая Лаба. Эти два самых крупных блока кристаллического ядра разобщены Архызско-Клычской продольной депрессией, заполненной отложениями нижней юры.

К западу от Софийского расположено менее крупное Чугушское поднятие, а также ряд мелких выходов метаморфических пород.

К югу от Тебердинско-Дигорского поднятия, в верховьях рек Ингури и Цхенисцкали, располагается Шхарское, а на юго-восточном продолжении — Адайхохское, или Рачинско-Северо-Осетинское поднятие.

Небольшие выходы кристаллического ядра имеются также к востоку и северо-востоку от Адайхохского поднятия — в ущ. р. Ардон (Садонский массив), Фиагдон, Гизельдон и Терек (Дарьяльский массив).

~ 1:2.10⁶

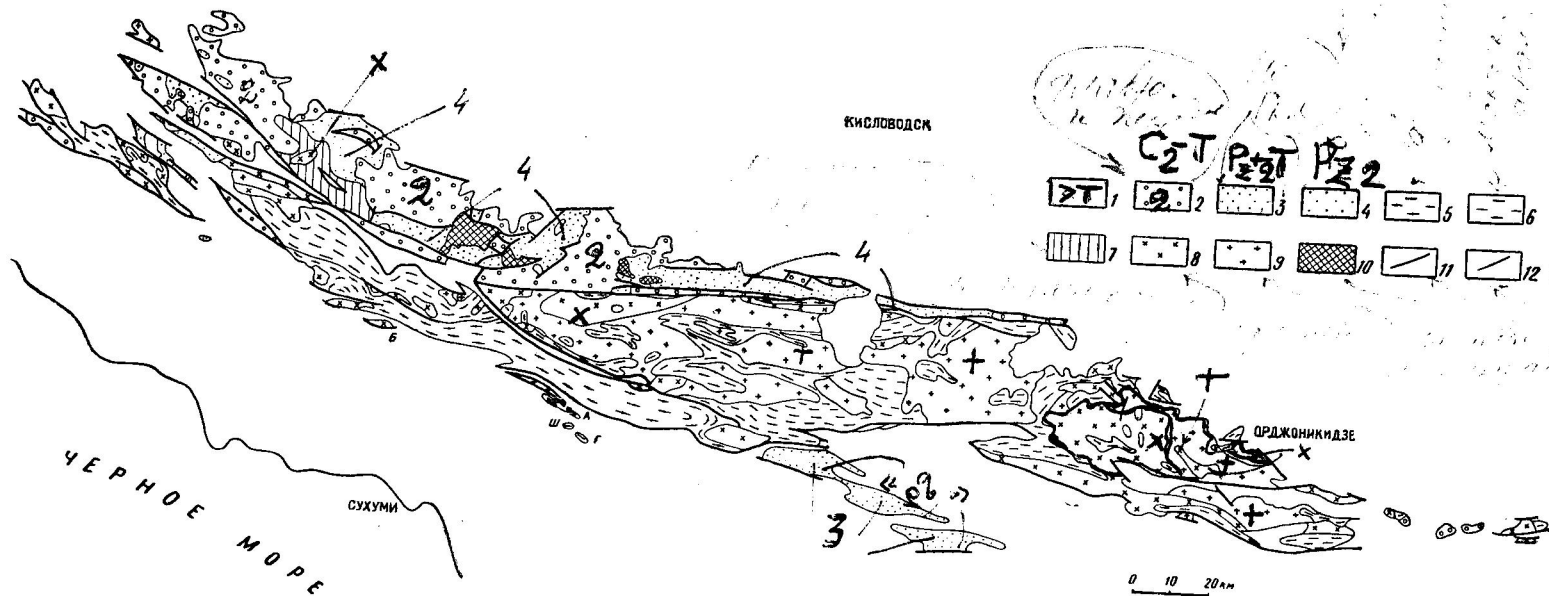


Рис. 10. Схема геологического строения кристаллического ядра Большого Кавказа и прилежащих частей зон Передового хребта и Южного склона. 1 — послетриасовые образования, 2 — средний карбон-триас зон Передового и Главного хребтов, 3 — средний палеозой-триас зоны Южного склона, 4 — средний палеозой зоны Передового хребта, 5 — лабинская серия и ее возможные аналоги, 6 — макерская серия и ее возможные аналоги, 7 — метаморфические породы зоны Передового хребта, 8 — плагногранитоидная формация, 9 — гранитная формация, 10 — базиты и ультрабазиты, 11 — тектонические контакты, 12 — интрузивные и стратиграфические контакты. С — Софийский блок, Б — Бештинский блок, А — Ацгарский клин, Ш — Шоудидский и Г — Горабский выступы доюрского фундамента

Вопросам стратиграфии и тектоники кристаллического ядра до последнего времени не уделялось должного внимания. Господствовало мнение, лишенное серьезной аргументации, о преимущественно докембрийском, частично раннепалеозойском возрасте становления как гранитоидов, так и метаморфических пород (Геол. СССР, т. IX, 1947, 1968).

Результаты измерений «абсолютного» возраста пород $K-Ar$, а также Rb/Sr методами потребовали пересмотра сложившегося представления о возрасте становления кристаллического ядра, так как систематически получались цифры, указывающие на палеозойский, в основном позднепалеозойский возраст как гранитоидов, так и вмещающих метаморфических пород (Афанасьев, 1958; Афанасьев и др., 1960, 1964; Рубинштейн, 1960, 1967 и др.). Параллельно с этим развернулись структурно-стратиграфические исследования кристаллического ядра, особенно его западной части, в частности Софийского блока. В этом отношении следует отметить в первую очередь исследования Е. А. Снежко (1958, 1965, 1968), В. А. Мельникова (1959, 1964), А. А. Самохина (1963), М. Л. Сомина (1965, 1967, 1969, 1971), М. К. Срабояна (1964, 1971), Ю. Я. Потапенко и М. Л. Сомина (1969), Ю. Я. Потапенко и Г. А. Стукалиной (1971).

Большая роль в деле петролого-геологических исследований Софийского блока, особенно его южной периферии, расположенной на территории Абхазии, принадлежит геологам Грузии. Фундамент этим исследованиям заложил еще Г. Р. Чхотуа (1938 и др.). В дальнейшем, после длительного перерыва, специальные петрологические работы в этом районе проводили Г. М. Заридзе и др. (1958), Г. К. Акимидзе (1968, 1970, 1971, 1971а), Г. Д. Думбадзе и Т. Г. Чхотуа (1968), Т. Г. Чхотуа (1970, 1971, 1971а), Ш. И. Джавахишвили (1970), Т. Г. Чхотуа и Г. Д. Думбадзе (1971), Д. М. Шенгелиа, Д. Н. Кецхвели и Г. Л. Чичинадзе (1974) и др. Параллельно велись и структурно-стратиграфические работы (Адамия, 1968; Вопросы..., 1972; Адамия и др., 1973; Чичинадзе, 1974), в результате которых составлена крупномасштабная геолого-структурная карта всей южной периферии Софийского блока. В результате такой концентрации исследовательских работ Софийский блок ныне является наиболее изученной частью кристаллического ядра Большого Кавказа и данные, полученные по нему, во многом определяют представления исследователей по многим вопросам геологии всего кристаллического ядра.

Софийский блок сложен преимущественно метаморфическими породами, в составе которых можно выделить ряд комплексов, состоящих из пород разного состава. В первую очередь это амфиболиты, амфибол-биотитовые сланцы, мигматиты и гнейсы по амфиболитам и амфиболовым сланцам. Образованы амфиболиты вследствие метаморфизма осадочно-вулканогенных и магматических образований среднего—основного состава (Чхотуа, 1970, 1971; Джавахишвили, 1970; Акимидзе, 1971; Сомин, 1971; Снежко и Рабинович, 1974). Вторая группа пород представлена комплексом слюдяных кристаллических сланцев, мигматитов и гнейсов. В этой группе можно различить две основные разности—преимущественно мусковитовые и преимущественно биотитовые, хотя широко представлены также двуслюдяные кристаллические сланцы. Материнскими породами кристаллических сланцев служили в основном осадочные терригенные отложения (Чхотуа, 1971; Сомин, 1971; Шенгелиа и др., 1974). Но нередко кристаллические сланцы, особенно биотитовые разности, несут следы их образования за счет амфиболитов

вследствие послыного инъецирования последних кварц-полевошпатовым материалом (Заридзе и др., 1958; Адамия, 1968).

Важная роль в строении Софийского блока принадлежит мраморам и мраморизованным известнякам, развитым в виде линз и довольно протяженных, но маломощных пластов и прослоев.

В центральной части Софийского блока локально развита еще одна группа метаморфических пород, сложенная в основном из обломков плагиогранитов и амфиболитового цемента и известная в литературе под названием «метаконгломератов» (Сомин, 1971) либо «псевдоконгломератов» (Чхотуа, 1971а).

Комплекс слюдяных кристаллических сланцев, мигматитов и гнейсов слагает северный край Софийского блока. С севера он ограничен косо срезающей его системой региональных разломов Архызско-Клычской юрской депрессии, отделяющей Софийский блок от Тебердино-Дигорского.

Комплекс амфиболитов и других амфиболовых пород развит в южной краевой части Софийского блока, вдоль его границы с аспидной формацией лейаса зоны Южного склона. Но внутри комплекса выделяются полосы развития кристаллических сланцев (см. рис. 1 и 3). Последние локально развиты также в крайне южной части Софийского блока (лаштракская и др. свиты), контактируя тектонически с отложениями нижней юры, либо с гранитоидами среднеюрского возраста. С этими кристаллосланцевыми толщами ассоциирует основная часть мраморизованных органогенных известняков и мраморов Софийского блока.

На границе кристаллосланцевого и амфиболитового комплексов, в случаях тектонически ненарушенных взаимоотношений, как правило, развита переходная между ними толща биотитовых сланцев и мигматитов, содержащая значительное количество (до 1/3 всей мощности) линз и прослоев амфиболитов и других амфиболовых сланцев (домбайская или гвандрипская свиты М. Л. Сомина, 1971).

Калишпатовые граниты, представленные довольно редкими и относительно небольшими телами, приурочены, как правило, к кристаллическим сланцам северного края Софийского блока. В южной же его периферии, в амфиболитах развиты в основном плагиогранито-гнейсы. Характерно также наличие небольших разрозненных тел слабосерпентинизированных ультрабазитов в амфиболитовом комплексе, вдоль его приконтактной полосы с кристаллосланцевым комплексом северной периферии Софийского блока.

Метаморфические породы Софийского блока, а вместе с ними и магматические образования, дислоцированы очень интенсивно — в них развиты линейные, субизоклинальные, крутые, часто опрокинутые (вплоть до лежачих) складки общекавказского простирания; вергентность — в основном южная. Часты разломы, создающие очень сложную картину тектонического строения рассматриваемого района, выраженную чередованием полос, сложенных толщами разного состава.

Комплекс слюдяных кристаллических сланцев и мигматитов северного края Софийского блока был выделен под названием макерской серии (свиты). Амфиболиты, биотит-амфиболовые и слюдяные сланцы и мигматиты восточной части южного края Софийского блока (междуречье Большой Лабы и Кодори) именуются буульгенской серией (свитой), а западной части южного края — лабинской серией. По мнению Е. А. Снежко и М. Л. Сомина, а также ряда других геологов, стратиграфическая последовательность этих серий такова (снизу вверх): 1—

буульгенская, 2—макерская и 3—лабинская. Основанием этому послужили их структурные взаимоотношения. В частности, по мнению Е. А. Снежко (1968), в долине р. Псыш «можно наблюдать согласное налегание слюдяных сланцев и гнейсов макерской свиты на амфиболовые породы буульгенской и тем самым установить более древний возраст последней» (стр. 38). Лабинская же серия, в свою очередь, налегает на макерскую и к тому же, по мнению А. А. Самохина (1963), Е. Л. Снежко (1968) и др., менее метаморфизована (фашия зеленых сланцев), нежели макерская и буульгенская серии (амфиболитовая и альбит-эпидот-амфиболитовая фашии).

Вышеприведенная стратиграфическая схема, разработанная главным образом на основе материалов Софийского блока, в дальнейшем была распространена на все кристаллическое ядро (Снежко, 1968, Сомин, 1971). Наиболее древней стали считать буульгенскую серию (свиту), развитую лишь в крайне юго-западной части ядра, следующей по возрасту—макерскую серию и ее возможных аналогов, слагающих почти все ядро (9/10 частей) и самой молодой—лабинскую серию и ее возможных аналогов, фрагментарно представленных лишь в перифериях кристаллического ядра. Исходя из такой трактовки стратиграфии метаморфических образований зоны Главного хребта М. Л. Сомин (1965) высказал предположение, что «теменем» кристаллического ядра является южный край Софийского блока.

При такой трактовке стратиграфии и структуры кристаллического ядра возникает ряд вопросов (Адамия, 1968; Адамия и др., 1973), не находящихся удовлетворительного объяснения. В первую очередь это касается пространственной приуроченности подавляющей части гранитов Главного хребта к макерской серии и ее аналогам. Трудно объяснить почему гранитообразование приурочивается лишь к «среднему» стратиграфическому горизонту практически не затрагивая более нижний уровень. Не понятна также приуроченность гранулитов к «среднему» стратиграфическому горизонту. Не находит объяснения и тот факт, что буульгенская и лабинская серии, развитые исключительно в южной периферии Софийского блока, по простиранию сменяют друг друга и нет ни одного разреза, где бы макерская серия, достигающая обычно огромной мощности, располагалась бы между ними.

Наряду с этим детальные петрологические исследования последних лет позволили установить, что степень метаморфизма лабинской и буульгенской серий практически одинакова и что обе серии сложены в основном одним и тем же набором пород (Акимидзе, 1968, 1970, 1971; Думбадзе и Чхотуа, 1968; Чхотуа, 1970, 1971, 1971а; Джавахишвили 1970; Чичинадзе, 1973). Все это вынуждает критически пересмотреть вышеприведенную стратиграфическую и структурную схему кристаллического ядра и высказать предположение, что наиболее древними являются макерская серия и ее возможные аналоги, слагающие внутреннюю часть кристаллического ядра (9/10 всего ядра), а более молодыми—лабинская и буульгенская серии и их возможные аналоги, слагающие обрамление ядра и, что лабинская и буульгенская серии, в целом, образования одновозрастные (Адамия, 1968; Адамия и др., 1973).

Специальные тектонические работы последних лет выявили исключительную сложность строения Софийского блока—метаморфические и магматические образования интенсивно дислоцированы с развитием изоклинальных и субизоклинальных складок, часто опрокинутых на юг. Сложная структура особенно характерна для южного края блока (Самохин, 1963; Адамия, 1968), где описан ряд синклиналиных и антикли-

нальных складок. «Но в действительности это тектонические формы несомненно более сложного строения и, вероятно, их следовало бы называть антиформами и синформами» (Сомин, 1971). В последнее время появились данные и о наличии шарьяжной тектоники на северо-западной периферии Софийского блока.

Следовательно, нет никакого основания для априорного утверждения о наличии в метаморфических образованиях Софийского блока лишь нормальной стратиграфической последовательности свит (серий). Скорее наоборот, — развитие в них субизоклинальных, опрокинутых на юг складок указывает в целом на обратную стратиграфическую последовательность, с появлением в северном направлении все более низких стратиграфических уровней, тем самым указывая на возможность более древнего возраста макерской серии.

Детальные картировочные работы, проводимые рядом геологов (Г. Н. Абесадзе, П. А. Хотяновский, Г. Л. Чичинадзе) на протяжении нескольких последних лет указывает, скорее всего, на разновозрастность лабинской и буульгенской серий, непрерывно переходящих по простиранию одна в другую (междуречье Санчаро и Большая Лаба). Никаких следов крупных тектонических нарушений между ними нами не обнаружено.

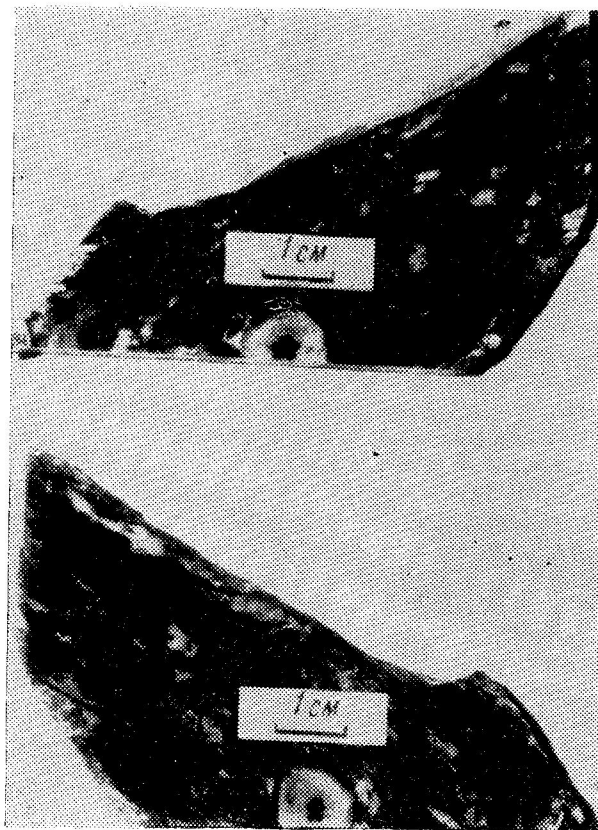


Рис. 11. Криноидный мраморизованный известняк лаштракской свиты лабинской серии. Правый борт уш. р. Лашипсе

Возраст лабинской серии установлен палеонтологически. Как известно (Потапенко и Стукалина, 1971; Адамия и др., 1973), в мрамори-

зованных известняках, развитых в средней части серии, были найдены криноидеи, указывающие на ее постранипалеозойский (возможно девонский) возраст (рис. 11). На среднепалеозойский (девон) возраст серий указывают также более ранние палеонтологические находки (Адамия и др., 1973).

Подводя итоги вышеизложенным данным по стратиграфии и возрасту метаморфических образований Софийского блока мы полагаем, что наиболее древней в ее составе является макерская серия (ранний-средний палеозой), более молодой — лабинская серия (средний палеозой), а буульгенская одновозрастна с последней.

Все это безусловно касается возраста материнских пород метаморфитов, а не возраста процессов метаморфизма, которые, очевидно, проявились в основном в конце среднего палеозоя и связаны с проявлением бретонской и судетской фаз складчатости (Адамия и др., 1975).

Заканчивая рассмотрение вопросов стратиграфии метаморфических образований зоны Главного хребта Большого Кавказа следует отметить, что все известные структурно-стратиграфические построения основаны на альтернативе об изначальной ненарушенной (нормальной) стратиграфической последовательности материнских пород метаморфических образований разного состава и их фациальной выдержанности в масштабе всей зоны. Однако это допущение может оказаться неверным, исходя из предположения, что зона Главного хребта в палеозое представляла собой структуру типа островной дуги (Адамия и др., 1973, 1974, 1975), а южное обрамление кристаллического ядра Большого Кавказа (Софийский блок) — аккреционную призму, сформированную в среднем палеозое вдоль внешнего края островной дуги зоны Главного хребта, на ее границе с малым океаническим бассейном зоны Южного склона. Подобные аккреционные призмы, как предполагают, имеют изначальное опрокинуто-чешуйчатое строение — сложены отдельными пакетами часто сложнодислоцированных пород, разграниченных разломными нарушениями (Karig, Sharman, 1975). Кроме того, для метаморфических образований островодужных систем на первый план выступает латеральная зональность одновозрастных образований, обусловленная как фациальной изменчивостью исходных пород, так и разным характером наложенных процессов метаморфизма и гранитизации (Matsuda, Uyeda, 1971; Miyashiro, 1972).

Зона Южного склона. О наличии выступов доюрских метаморфических и магматических пород в абхазской части зоны Южного склона первые сведения находим в работе В. Я. Эдилашвили (неопубликованные данные, 1945) и И. Р. Кахадзе (1947), согласно которым в Центральной Абхазии, в районах Келасурского и Горабского выходов юрских интрузивов, известны гнейсы и амфиболиты. В этом же районе (истоки р. Зима и северный отрог г. Киркипал), по данным Г. П. Агалина (1968), обнажаются кварц-полевошпатовые и биотит-роговообманково-эпидотовые метаморфические сланцы. В настоящее время в центральной части Абхазии установлено наличие выходов доюрского гранит-метаморфитового фундамента в трех пунктах (см. рис. 10). Самый южный из них (Горабский выступ) расположен у северного края Горабского среднеюрского интрузива и сложен амфиболитами (Дудаури, Тогонидзе, 1970), содержащими небольшую линзу мрамора. Далее к северу, в ущ. р. Шоудид (правый приток р. Аггара) обнажаются слюдяные кристаллические сланцы и мигматиты Шоудидского выступа (Адамия и др., 1975). Оба отмеченных выступа трансгрессивно перекрыты отложениями нижней юры. Крайне северный выступ, известный

под названием Ацгарского тектонического клина (Дудаури и др., 1973), обнажается в верхнем течении одноименной реки и представлен гранитами (К-Аг возраст 324 ± 14 и 341 ± 14 млн. л.), мигматитами, слюдяными кристаллическими сланцами и амфиболитами.

Метаморфические породы Центральной Абхазии совершенно условно коррелируются с лабинской (или буульгенской) серией зоны Главного хребта.

Таким образом, на основе имеющихся в настоящее время фактических данных по геологии кристаллического ядра Большого Кавказа нами предлагается следующая возможная модель структурно-морфологической обстановки и геодинамической эволюции земной коры этого региона.

1. В раннем (?) и среднем палеозое в пределах Большого Кавказа выделялись с севера на юг (1) Малый океанический бассейн Северного склона, (2) незрелая островная дуга Главного хребта и (3) малый океанический бассейн Южного склона. Все три зоны представляли собой области морской седиментации преимущественно терригенного и вулканогенного генезиса с небольшой ролью органогенно-карбонатных осадков.

2. В конце девона, раннем и среднем карбоне, в связи с проявлением бретонской и судетской фаз сжатия и складчатости, происходит закрытие малого океанического бассейна Северного склона, метаморфизм осадков и гранитообразование в пределах незрелой островной дуги Главного хребта и резкое сужение малого океанического бассейна Южного склона, что, возможно, было вызвано функционированием

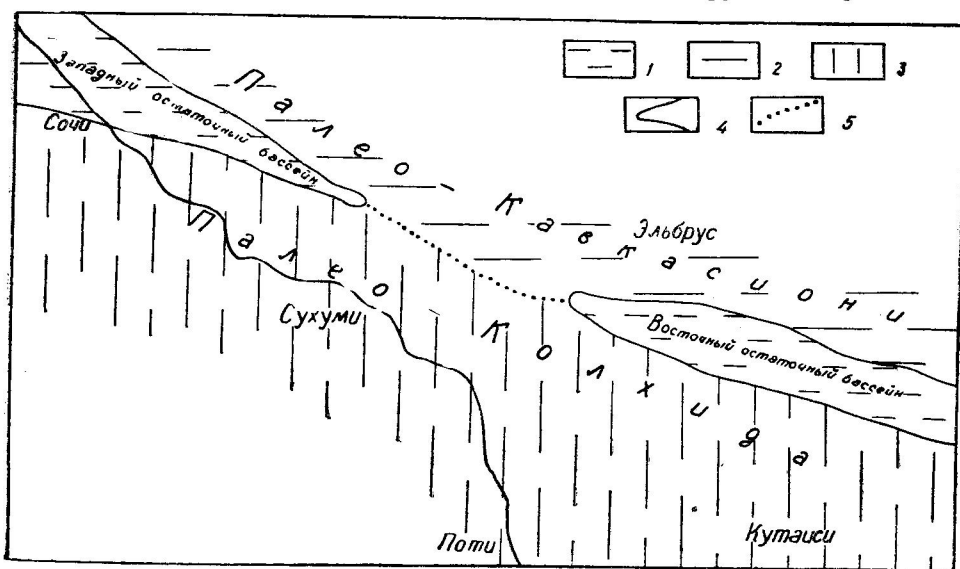


Рис. 12. Схема палеогеографии и структурной зональности западной части Большого Кавказа перед альпийским этапом его развития. 1 — геосинклинальные субфлишевые песчано-глинистые отложения (палеозой-триас) остаточных бассейнов окраинного моря Большого Кавказа, 2 — суша зоны Главного хребта, 3 — суша зоны Южного склона и Понтийско-Закавказской островной дуги, 4 и 5 — границы зон

вдоль его северного края зоны субдукции. При этом гранитообразование и метаморфизм низкого P/T приурочены к центральной части

островной дуги (Тебердино-Дигорский блок). Для южного обрамления этой структуры (Софийский блок и др.) гранитоиды не характерны (Адамия, 1968), а в метаморфических образованиях развит кианит (Чхотуа, 1970, 1971; Джавахишвили, 1970), указывающий, по-видимому, на промежуточные значения P/T .

3. Метаморфические образования южного края Софийского блока-фрагмента аккреционной призмы, возможно, представляют собой осадки малого океанического бассейна Южного склона, приращенные к нижней части плиты островной дуги Главного хребта. Метаморфизм этих осадков происходил в основном при промежуточных условиях P/T , на небольшой глубине (первые км от дна моря), в течение относительно короткого промежутка времени (Адамия и др., 1973, 1975).

4. Процессы метаморфизма низкого P/T и гранитообразования в конце среднего — начале позднего палеозоя проявились и вдоль южного края малого океанического бассейна Южного склона или по северной периферии Черноморско-Закавказской островной дуги, расположенной к югу от него. Конвергенция и субдукция коры малого океанического бассейна Южного склона под островную дугу Главного хребта вызвала сужение первого и, возможно, коллизию блоков обеих островных дуг в центральной части бассейна (Центральная Абхазия). В результате этих процессов перед альпийским этапом сформировалась структурно-морфологическая обстановка, изображенная на рис. 12: герцинские горно-складчатые сооружения Палео-Колхиды и Палео-Кавкасиони, соответственно на юге и на севере, и расположенные между ними западный и восточный остаточные бассейны — реликты малого океанического бассейна Южного склона.

Мезозой и кайнозой

Мезозой и кайнозой составляют альпийский осадочный чехол Абхазии. Расположен он несогласно на доюрском гранито-метаморфито-

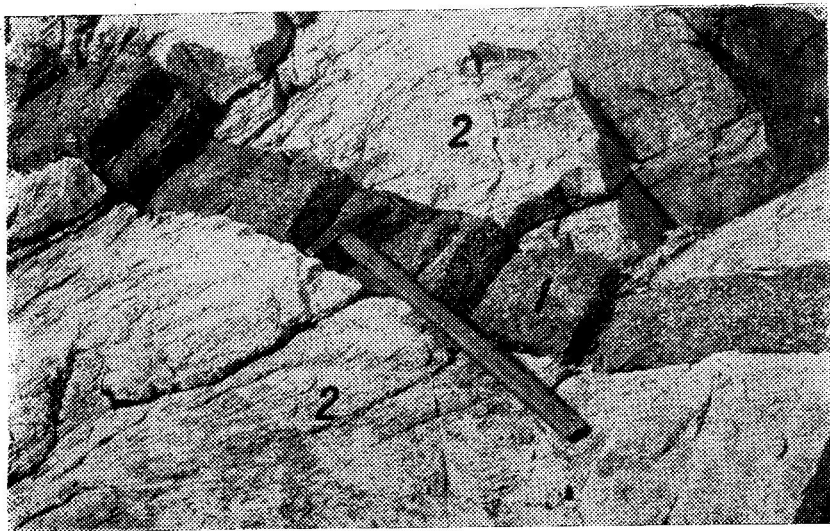


Рис. 13. Дайки диабаз-порфирита (1) и порфирита (2) в мигматитах (3). Наурский перевал

вом фундаменте, начинаясь трансрессивными отложениями нижней юры. Море наступало на сушу Палео-Колхиды и Палео-Кавкасиони из

герцинских реликтовых трогов малого океанического бассейна Южного склона. К середине лейаса сформировался относительно глубоководный бассейн — окраинное море Большого Кавказа, расположенный на южном краю Восточно-Европейской платформы и ограниченный с юга Понтийско-Закавказской островодужной системой. Погружение было связано с интенсивным растяжением земной коры района, достигшим кульминации в средней юре, в период формирования спилит-диабазовой формации байосского возраста. Явная картина растяжения наблюдается в зоне Главного хребта, где гранито-метаморфитовый доюрский фундамент испещрен роем взаимопересекающихся даек диабазов и диабаз-порфиров (рис. 13), расположенных обычно под большим углом по отношению к сланцеватости метаморфических образований. Но в глинисто-сланцевой формации нижней юры дайки диабазов и диабаз-порфиров приобретают форму силлов. Количество даек как в доюрском фундаменте, так и в осадках нижней юры местами очень велико и составляет 1/3 — 1/5 часть всей массы пород.

Раннеальпийское единое окраинное море — геосинклиналь Большого Кавказа, претерпело существенную перестройку структурного плана в конце средней юры в результате батской фазы складчатости. Эта фаза вызвала прекращение геосинклинального режима на значитель-

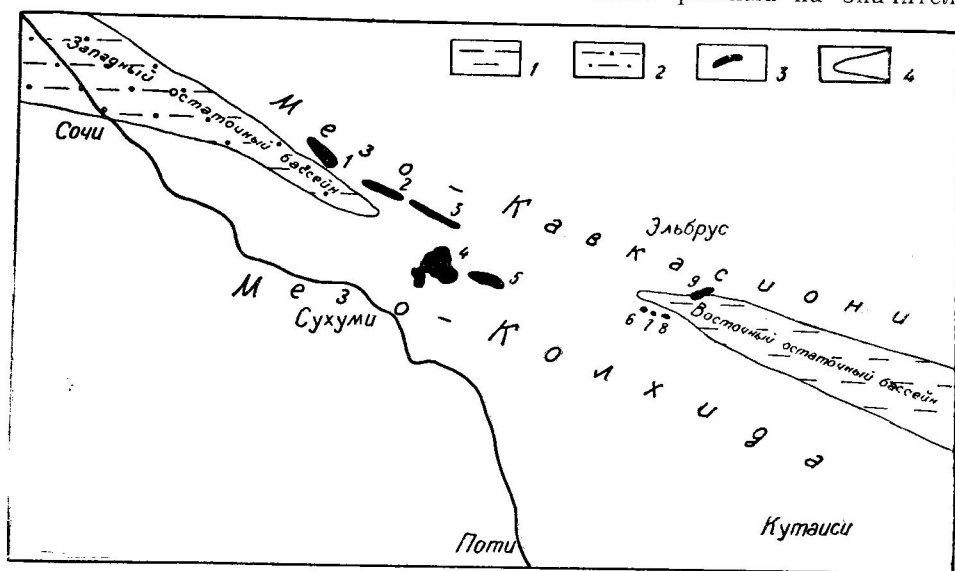


Рис. 14. Схема палеогеографии и структурной зональности западной части Большого Кавказа в конце батского века. 1 — кварц-аркозовые отложения, 2 — граувакки, 3 — батские гранитоидные интрузивы (1 — Кардывачский, 2 — Санчарский, 3 — Бзыбский, 4 — Келасурский, 5 — Горабский, 6 — Кирарский, 7 — Дизский, 8 — Абквирский, 9 — Ушба-Эцкерский), 4 — границы зон

ной территории Большого Кавказа, который сохранился лишь в восточном (Сванетском) и Западном (Новороссийском) остаточных трогах, разобращенных друг от друга Центрально-Абхазским поднятием. К северу от остаточных трогов вновь сформировалась суша Мезо-Кавказиони, а на юге — Мезо-Колхида. Таким образом, батская складчатость вызвала регенерацию доюрского, позднегерцинского структурного плана (рис. 14). Характерно, что среднеюрские гранитоидные интрузии

Абхазии и Сванети приурочены к областям интенсивного проявления батской складчатости (киммериды), располагаясь, как правило, у краев остаточных трогов.

Начиная с поздней юры на протяжении всего мела—раннепалеогена батские остаточные троговые окраинного моря Большого Кавказа эволюционируют в западный (Новороссийский) и восточный флишевые бассейны. Небезынтересно отметить, что батские терригенные отложения восточного остаточного трога, расположенные в окружении пород салического состава (палеозойские кристаллические сланцы и пранитоиды, кварц-аркозовые песчаники и сланцы палеозоя, триаса и нижней юры) состоят в основном из кварцево-слюдистого материала (Беридзе, 1970), тогда как батские терригенные отложения западного трога, в пределах Абхазии, сложены почти целиком из перемытого материала спилит-диабазовой формации байоса. Последняя, как известно, слогаает фундамент и края этого трога.

Заключительная, орогенная стадия альпийского этапа развития Абхазии, начавшаяся, по-видимому, предолигоценовой складчатостью, ознаменовалась полной инверсией рельефа окраинного моря Большого Кавказа и формированием предгорной молассовой депрессии, расположенной к югу от него.

Нижняя юра и аален, представленные преимущественно песчаноглинистыми в разной степени рассланцованными отложениями, на территории Абхазии развиты довольно широко. В ее северной части они слагают узкую субширотную полосу между кристаллическими породами Водораздельного хребта Большого Кавказа и первыми южными передовыми хребтами (Ацетукский-Бзыбский-Чхалтинский-Кодорский), сложенными в основном вулканогенными образованиями средней юры. Южнее нижняя юра и аален выступают в целом ряде антиклинальных структур (Гумистинский, Келасурский, Горабский антиклинорий и др.). В крайне юго-западной части верхи этих отложений вскрыты буровой скважиной на глубине около 1,5 км. На территории Абхазии попадает также восточное окончание выходов нижней юры Архызско-Клычской продольной депрессии.

Вопросы стратиграфии и фациальной зональности нижней юры и аалена Абхазии разработаны Г. Р. Чхотуа и др., И. Р. Кахадзе (1947), Ш. А. Адамия (1968), Адамия и др. (1972), Ш. А. Адамия, М. А. Беридзе и др. (Вопросы..., 1972). Выделяются две основные структурно-фациальные зоны — северная и южная. В первой из них разрез нижней юры и аалена сложен преимущественно глинистыми сланцами, тогда как для южной зоны характерно широкое развитие в верхней части разреза флишеидного чередования песчаников и аргиллитов (сорская свита), составляющих примерно 1/3 всего разреза. Кроме того, нижнеюрские отложения северной зоны деформированы и метаморфизованы заметно сильнее, нежели синхронные им отложения южной зоны.

Наши дальнейшие исследования, проводимые на протяжении ряда лет совместно с М. А. Беридзе, Г. Н. Абесадзе и др., полностью подтвердили выводы Г. Р. Чхотуа и И. Р. Кахадзе. Хотя следует отметить, что картина оказалась несколько более сложной. В частности, кроме основных отмеченных зон в восточной части района удалось установить наличие между ними узкой промежуточной зоны, характеризующейся существенной ролью карбонатных отложений, а также выделить ряд поперечных сегментов (восточный, центральный и западный сегменты северной зоны, Центральнo-Абхазский сегмент), обладающих

рядом черт индивидуальности строения разрезов нижней юры и аалена (рис. 15).

Северная зона. Эта фациальная зона включает южный край антиклинория Главного Кавказского хребта Большого Кавказа, абхазскую часть Чхалтинско-Лайлинской зоны целиком и северный край Гагрско-Джавской зоны П. Д. Гамкрелидзе (Путеводитель..., 1975). Отложения нижней юры-аалена Г. Р. Чхотуа подразделил на три литолого-стратиграфических горизонта (снизу вверх): 1 — горизонт микроконгломератов, песчаников и аспидных сланцев (200—250 м); 2 — горизонт аспидных сланцев (1,5—2 км); 3 — горизонт аспидных сланцев с примесью песчанистого материала, прослоями туфогенных пород и покровами порфиритов. Дальнейшие исследования, в том числе и наши, подтвердили и уточнили эту схему, и в настоящее время нижнеюрско-ааленские отложения рассматриваемой зоны подразделяются на шесть свит (снизу вверх): лашипсинскую, авадхарскую, ацгарскую, ахейскую, анчхойскую и кутыкухскую.

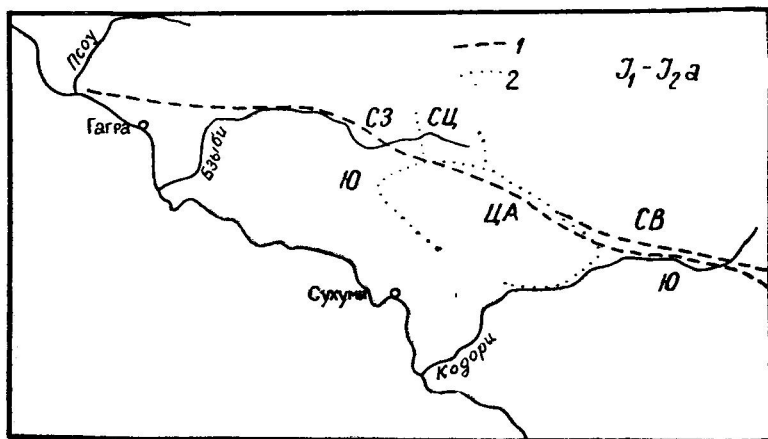


Рис. 15. Схема раннеюрско-ааленской фациальной зональности. 1 — границы северной (С), южной (Ю) и промежуточной (П) фациальных зон, 2 — границы западного (СЗ), центрального (СЦ) и восточного (СВ) сегментов северной зоны и Центрально-Абхазского сегмента южной зоны (ЦА).

Нижний литолого-стратиграфический горизонт лейаса, известный в настоящее время под названием лашипсинской свиты (Букия, 1954), в северной зоне обнажается в ограниченном числе пунктов, но, главным образом, в ее западной части: это верховья р. Аджара (р. Авадхара), северный и южный склоны р. Лашипсе, район перевалов Санчаро, Алаштрах и Аданге. Синемюрский возраст свиты обоснован палеонтологически находкой фауны в двух пунктах — в верховьях р. Аджара (Вопросы..., 1972) и на правом склоне р. Лашипсе (Букия, 1954). В составе свиты значительную роль играют грубообломочные отложения — конгломераты, гравелиты, песчаники. Наблюдается также примесь вулканического материала кварц-кератофирового состава. В тектонически ненарушенных участках свита трансгрессивно налегает на метаморфические и магматические образования палеозоя, представляя собой базальную формацию юры.

Авадхарская свита встречается также в ограниченном количестве пунктов западного сегмента северной зоны. Это, в первую очередь,

верховья р. Авадхары и Лашипсе, левый склон ущ. р. Бавю и район перевалов Санчаро и Алаштрах. Восточнее свита в виде небольшого выхода обнаружена в районе пер. Аданге. Авадхарская свита сложена преимущественно вулканокластолитами и лавами кератофир-кварцккератофир-спилитового состава (Ломизе и Сомин, 1962; Вопросы..., 1972), с которыми чередуются глинистые сланцы и алевролиты. Она согласно сменяет нижележащую синемюрскую лашипсинскую свиту, содержит неопределимую до вида фауну криноидей и гастропод и согласно покрывается глинистыми сланцами домерского возраста, на основании чего датируется как плинсбахский (карикс и частично домер). Мощность свиты варьирует от нескольких десятков до 600 м.

Ацгарская свита слагается почти целиком однообразными глинистыми (аспидными) сланцами и алевролитами. Но в восточном сегменте северной зоны в нижней части свиты локально развита толща чередования ороговикованных и уплотненных глинистых сланцев с пластовыми дайками будинированных диабазов. Кроме того в самой верхней части свиты центрального сегмента северной зоны, на границе с выше лежащей ахейской свитой, М. А. Беридзе (1973) обнаружил пиллоулавы и пирокластику базальтового состава (спилиты). К этому или несколько более высокому стратиграфическому уровню здесь приурочены также стратиморфные залежи пиритовой руды и обильные конкреции пирита.

Мощность ацгарской свиты, по-видимому, достигает 1000—1500 м. Возраст ее определяется в основном как плинсбахский (карикс-домер), на основании найденных в свите аммонитов в верховьях р. Авадхара (Ломизе и Сомин, 1962; Вопросы..., 1972) и в районе Ахейского рудопроявления ртути (Кахадзе, 1947; Балуховский, 1964, 1969; Вопросы..., 1972). В свите, на хр. Ахук-дара (водораздел рр. Мзымта и Авадхара) были найдены также экземпляры *Mytiloides quenstedti* Pöel., на основе чего возраст верхней части свиты был определен как тоарский (Вопросы..., 1972). Но в последнее время появляется все больше фактов, требующих пересмотра стратиграфической ценности названной формы, а также ряда видов рода *Mytiloides*, обычно рассматриваемых в качестве руководящих верхнелейасовых форм. Так, например, «верхнелейасовые» митилоиды были найдены совместно с синемюрскими аммонитами лашипсинской свиты (Букия, 1954), а также в известняках плинсбаха (Балуховский, 1964, 1969).

Следующая выше ахейская, анчхойская и кутыкухская свиты развиты лишь в северной зоне. Ахейская свита, согласно сменяющая ацгарскую, сложена флишоидным чередованием песчаников и глинистых сланцев. Но местами в ее строении существенную роль играют спилит-кератофирные вулканиты (западный сегмент). К низам свиты приурочены пиритовые конкреции, или же стратиморфные залежи пирита (центральный сегмент). Мощность свиты достигает 300 м. Возраст ее определяется как тоарский на основе обнаружения нами в ущ. р. Аданге *Naugoceras* sp. ind. и *Mytiloides cinctus* Goldf. (опр. В. И. Зесашвили). Развита свита во всей северной зоне в виде почти непрерывных пологих, слагающих мульды разорванных взбросами синклиналей.

Анчхойская свита (мощн. 500—700 м) почти полностью состоит из глинистых сланцев и алевролитов. Лишь местами в ее составе отмечаются небольшие прослои кератофирных туфов. У слияния рек Лашипсе и Авадхара в свите обнаружена ааленская фауна (Вопросы..., 1972). На ее ааленский возраст указывает и совместное присутствие в свите в районе пер. Анчхо таких форм, как *Posidonia buchii* Roem. и *Mytiloides quenstedti* Pöel. (Вопросы..., 1972).

Г. Р. Чхотуа и И. Р. Кахадзе (1947) установили постепенный переход глинисто-сланцевой формации нижней юры-аалена в порфиритовую свиту байоса Абхазии. Ни одного факта, противоречащего такому наблюдению, нами не было обнаружено. В северной фациальной зоне повсеместно на границе этих двух формаций выделяется переходная кутыкухская свита, сложенная чередованием глинистых сланцев и алевролитов с пирокластолитами и лавами кератофирового и спилитового состава. Мощность свиты изменяется в пределах от нескольких десятков до 250 м. На основе стратиграфического положения свиты между анчхойской свитой ааленского возраста и порфиритовой свитой байоса она датируется как верхний аален-низы байоса (Вопросы..., 1972).

Общая мощность всего разреза нижней юры и аалена северной структурно-фациальной зоны, по-видимому, равна 3000 м.

Промежуточная зона. Эта зона отмечается лишь в восточной части района, в ущ. рр. Чхалта и Сакени, протягиваясь субширотной узкой полосой между северной и южной структурно-фациальными зонами. Характерной особенностью зоны является относительно значительная роль известняков и мергелей, приуроченных к нижней и средней частям разреза. Основание разреза нигде не обнажается. Наиболее нижние горизонты, выходящие на поверхность лишь вдоль крупного разлома Жургя, известны в районах сс. Птыш, Твибрашери, Генцвиши и Обургвани и представлены мраморизованными массивными известняками, с которыми переслаиваются гравелиты, песчаники и мелкогалечные конгломераты. Известняки раньше ошибочно относились к верхнему лейасу, хотя некоторые исследователи и указывали на их вероятный нижнелейасовый, возможно, даже верхнепалеозойский возраст (З. И. Чхиквишвили и др.).

Фауна, найденная в этих известняках А. Н. Балуховским (1964, 1969) у с. Птыш, позволила датировать их как синемюр-плинсбахские образования. В последствии здесь же М. А. Беридзе удалось собрать довольно богатую коллекцию брахиопод, в которой, согласно определениям Е. Л. Прозоровской, оказались синемюр-плинсбахские формы.

Выше описанной карбонатной толщи, выделенной нами под названием генцвишской свиты, следует ацгарская свита, отличающаяся от типичной локальным развитием рассланцованных известняков и мергелей, а выше — ахейская, анчхойская и кутыкухская свиты.

Южная зона. Эта зона совпадает с большей южной частью Гагра-Джавской зоны П. Д. Гамкрелидзе (Путеводитель..., 1975). Осадки древнее верхней части ацгарской свиты в ней не обнажаются. Они, в отличие от синхронных пород северной зоны, менее метаморфизованы (глинистые сланцы и аргиллиты); слагают ядра антиклинальных складок в ущ. рр. Зап. Гумиста и Кодори и вверх по разрезу постепенно сменяются сорской свитой флишеидного чередования песчаников и аргиллитов или глинистых сланцев (мощн. 1000—1200 м). Тоар-ааленский возраст последней установлен на основе ее стратиграфического положения между ацгарской (домер) и порфиритовой (байос) свитами, что подтверждено и фаунистическими данными (Кахадзе, 1947; Нуцубидзе, 1964). Следовательно, сорская свита является стратиграфическим эквивалентом ахейской, анчхойской и кутыкухской свит северной и промежуточной зон. Она совершенно согласно сменяется порфиритовой свитой байоса. Не подтвердилось мнение о трансгрессивном налегании байоса на сорскую свиту, высказанное С. Г. Букия и А. Н. Балуховским (1964, 1969).

Центрально-Абхазский сегмент (поднятие). В центральной части Абхазии, в районе выходов Келасурского и Горабского среднеюрских интрузивов и Горабского и Шоудидского выступов палеозойского фундамента, отмечается значительное (в 2—4 раза) сокращение мощности нижнеюрско-ааленских отложений, а также их довольно заметные фациальные изменения относительно синхронным породам северной зоны.

В низах разреза развита базальная (чедымская) свита, мощностью от нескольких десятков до 300—400 м, сложенная чередованием конгломератов, гравелитов, песчаников и глинистых сланцев и линзами мраморизованных известняков. В районе выходов доюрского фундамента она трансгрессивно их покрывает (Дудаури и Тогоидзе, 1974; Адамия и др., 1975). Кроме отмеченных пунктов обнажения этой свиты нами обнаружены в ущ. рр. Чедым, Восточная Гумиста и Амтхел, где они слагают ядра антиклиналей. Возраст свиты определен как синемюрский, так как в ее верхней части А. С. Габидзашвили, Т. Г. Дanelия и О. М. Турманидзе обнаружили верхнесинемюрский *Epidiocreras* cf. *steinmanni* (Hug.) и др. формы (опр. М. В. Топчишвили). Тем самым подтвердились выводы о возрасте базальной свиты этого района, сделанные нами ранее (Адамия и др., 1972). Для чедымской свиты характерно интенсивное развитие явлений будинажа, не выходящих за ее пределы. По своему литологическому составу и строению эта свита очень похожа на нижнелейасовые отложения Кахетии, обнажающиеся в районе хр. Спероза и в ущ. рр. Стори, Дидхеви Лопота. Возможно, по этой причине В. Я. Эдилашвили и др. (1974) высказали предположение о доюрском возрасте гумистинской свиты. Такая трактовка ее возраста, как и мнение о доюрском возрасте прубообломочных толщ Кахетии, опровергается фаунистическими данными (Адамия, 1968; Вопросы..., 1972; Адамия и др., 1972), а также отмеченной выше фауной в отношении басс. р. Гумиста.

Стратиграфически выше гумистинской свиты, как правило, следует маломощная сибистинская свита (30—100 м) пирокластолитов кислого состава (кварцевые кератофиры и риолиты?). Но местами (ущ. р. Сибиста, ур. Леками) ее мощность увеличивается до нескольких сот метров. Для свиты характерно развитие внутриформационных конгломератов (сложенных в основном галькой кварцевых кератофиров), а также наличие небольших линз органогенно-криноидных известняков. В свите имеются и пачки глинистых сланцев. Установлены также случаи почти полного замещения вулканитов глинистыми сланцами (басс. рр. Сибиста, Шоудид, Амтхел, Вост. Гумиста). Возраст свиты (в основном карикс) устанавливается довольно точно ее стратиграфическим положением между слоями с синемюрской фауной и отложениями домера. Таким образом, она по своему стратиграфическому положению и литологическому составу хорошо коррелируется с авадхарской свитой северной зоны. Сибистинскую свиту вверх по разрезу продолжают карбонатные аргиллиты гумистинской свиты, содержащие линзы и прослойки криноидных известняков, в ряде случаев окрашенных в красный цвет и, тем самым, напоминающих красные известняки Дзиркульского массива. Мощность свиты не превышает 100—500 м. Она охарактеризована следующей плинсбахской фауной: *Androgynoceras* cf. *latecosta* (Sow.) — верхняя зона карикса и *Arietoceras* cf. *algovianum* (Opp.) — домер (опр. М. В. Топчишвили, колл. Ш. А. Адамия и М. А. Беридзе). Свита, таким образом, коррелируется с ацгарской свитой северной и южной зон.

Мощность сорской свиты южной части Центрально-Абхазского сегмента значительно сокращена, варьируя в пределах 100—500 м. В северной же части сегмента, в верховьях р. Сибиста, разрез верхней части лейаса значительно отличается от вышеописанного. В частности, здесь за вулканогенной сибистинской свитой следует очень маломощная пачка (50 м) глинистых сланцев с линзами органогенно-обломочных известняков, переполненных криноидеями, из которых В. И. Зесашвили определил плинсбахские формы *Pentacrinus cf. gonioegenos* Pomr., P. cf. *basaltiformis* Mill. (коллекция Ш. А. Адамия и М. А. Беридзе). Выше описанной пачки совершенно согласно следует чередование глинистых сланцев и рассланцованных туфов (мощн. до 50 м), постепенно сменяющееся вверх по разрезу порфиритовой свитой байоса. Таким образом, отложения, расположенные в описанном разрезе между сибистинской и порфиритовой свитами и не превышающие по мощности 100 м, соответствуют ацгарской, ахейской, анчхойской и кутыкухской свитам северной зоны, чедымской и сорской свитам южной части центрального сегмента или ацгарской и сорской свитам южной зоны.

Средняя юра. Порфиритовая свита байоса. Она составляет большую часть наиболее высоких передовых хребтов Абхазии (хребты Агелста, Ацетука, Анчхо, Багрияшта, Чибисха, Бзыби, Чхалта, Кодори и др.). Южнее она развита в ядрах ряда крупных антиклиналей (Ахцу-Кацырха, Бзыби и др.). В составе свиты основную роль играют вулканокластолиты, подчиненную — лавы и терригенные кластолиты. Представлена свита в основном породами спилит-диабазовой (порфиритовой) формации (Дзоценидзе, 1948, 1964). Низы свиты часто имеют спилитовый состав (Дзоценидзе, 1948, 1964; Вопросы..., 1972). К верхам же локально приурочены относительно более кислые и обогащенные калием разности (Коява, 1960; Вопросы..., 1972). Свита согласно следует за ааленскими вулканогенно-терригенными отложениями кутыкухской свиты или флишoidной сорской свитой, и в ряде мест постепенно сменяются морскими или пресноводными отложениями бата. В верхней части свиты, в районе с. Псху, Г. Р. Чхотуа обнаружил аммонит *Eurystemiceras polyhelictum* Bück. var. *okribense* Kakh. (опр. И. Р. Кахадзе), встречающийся в Грузии обычно вместе с аммонитами верхнего байоса (Зесашвили, 1964). Из верхней части порфиритовой свиты басс. р. Псоу и более западных районов Южного склона Большого Кавказа верхнебайосский комплекс фауны отмечает Ю. Н. Пастушенко (1967). Фауна верхнего байоса в верхах свиты собрана и в Ткварчельском районе (Кахадзе, 1947).

Максимальная мощность порфиритовой свиты байоса, возможно, достигающая 3—3,5 км, наблюдается в северной части Абхазии (северная периферия Гагрско-Джавской зоны). Отмечается тенденция ее уменьшения в южном направлении до 2—2,5 км (Вопросы..., 1972). Но минимальная мощность свиты устанавливается в Центральной Абхазии, в районе выступов доюрского фундамента и сокращенной мощности нижнеюрско-ааленского разреза. Для этой же части Абхазии характерно развитие в составе байоса исключительно лав, лавобрекчий и грубых вулканокластолитов, представленных в основном базалтоидами (рис. 16). К этому же участку приурочено довольно большое число разных по величине даек и штоков основных и ультраосновных пород, а также гранит-диоритовые интрузии Келасурского и Горабского массивов. В лавах и грубых вулканокластолитах часты обломки и включе-

ния биотит-роговообманковых пироксенитов, пироксеновых горнблендитов, плагиоклаз-биотитовых горнблендитов, роговообманковых и пироксен-роговообманковых габбро.

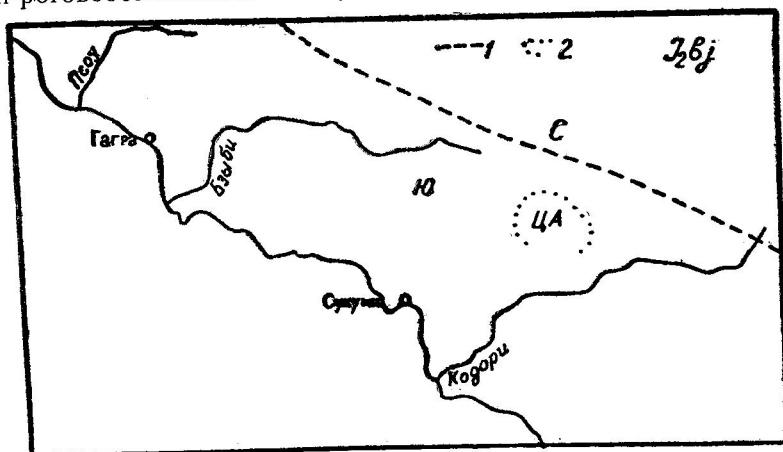


Рис. 16. Схема байосской фациальной зональности. 1 — граница северной (С) и южной (Ю) фациальных зон; 2 — Центрально-Абхазский сегмент (ЦА)

На остальной части территории Абхазии в составе порфиритовой свиты, особенно в ее нижней и верхней частях, преобладают слоистые,

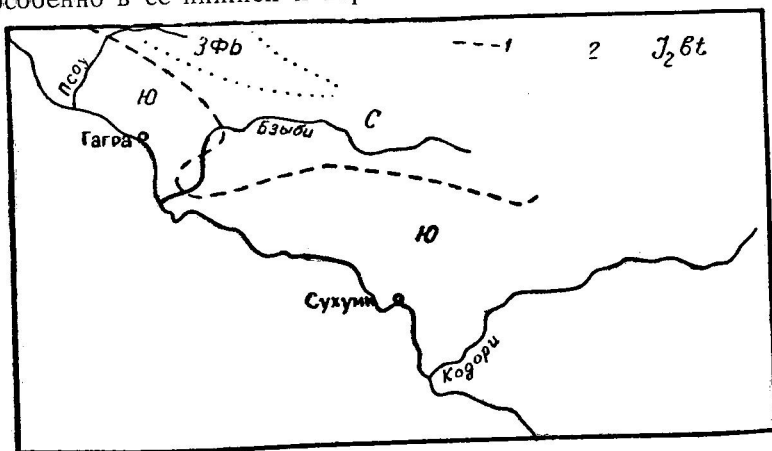


Рис. 17. Схема батской палеогеографии и фациальной зональности. 1 — граница северной (С) и южной (Ю) зон, 2 — предполагаемая граница позднебатского остаточного бассейна северной зоны — зародыша позднеюрско-мелового флишевого бассейна (ЗФБ)

часто мелко- и среднеобломочные вулканокластолиты, тогда как средняя часть сложена в основном грубыми, неслоистыми вулканитами. Терригенные осадки характерны для верхов свиты. На основе этого порфиритовая свита Абхазии была подразделена на три подсвиты (снизу вверх): ацетукскую, рицинскую и ригзинскую (Вопросы..., 1972). С ацетукской и рицинской подсвитами коррелируются, соответственно, техурская и ингурская толщи А. Н. Балуховского (1969), развитые в восточной части территории Абхазии, а с ригзинской — верхняя под-

свита ходжальской свиты и бахунджарская (?) свита С. Г. Букия.

Порфириновая свита на территории Абхазии, возможно, покрывала и южный край зоны Главного хребта. На это может указывать большая мощность свиты в непосредственной с данной зоной близости и отсутствие здесь признаков ее фациального изменения. Но далее на север, вне пределов Абхазии, байос, как и вся средняя юра, сложен песчано-глинистыми морскими осадками (см. северную зону на рис. 16).

Средняя юра. Батский ярус. На территории Абхазии выделяются две фациальные зоны батских отложений — северная и южная (рис. 17). В северной зоне они представлены морскими терригенными осадками, согласно следующими за порфириновой свитой байоса. Это батагская свита, сложенная чередованием песчаников и алевролитов, с прослоями песчаных известняков с мелкими сферическими песчано-карбонатными конкрециями. Мощность свиты — 100—250 м. Их выходы известны в средних течениях рр. Псоу, Гега и Бзыбь, а также в низовьях последней. Отложения богаты растительным обугленным детритусом, иногда создающим довольно значительные скопления (например Бзыбское месторождение каменного угля). Слои в ряде мест содержат морскую ископаемую фауну, указывающую на их батский возраст (Кахадзе, 1948; Вопросы..., 1972).

Мелкообломочные глинисто-песчаные отложения бата, содержащие прослойки силицитов и развитые в северо-западной части северной зоны, очевидно указывают на относительно более глубоководные условия в этом районе, выделяемом нами как зародыш западного флишевого бассейна.

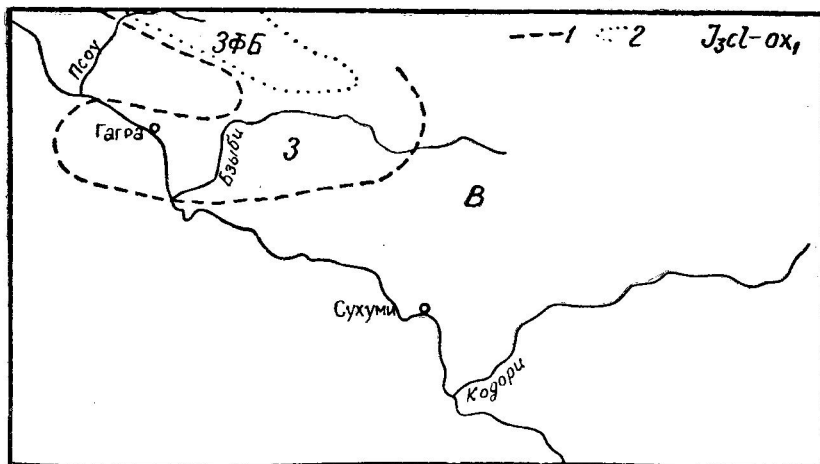
В южной фациальной зоне батские отложения, представленные пресноводными угленосными песчано-глинистыми отложениями, были, по всей вероятности, развиты локально, во временных водоемах, расположенных вдоль северного края Колхидской суши. В настоящее время их уцелевшие от последующих размывов выходы известны в районе Ткварчельского каменноугольного месторождения. Это — Ткварчельская свита (мощн. 150—250 м), возраст которой, на основе ее стратиграфического положения и ряда косвенных геологических данных (Кахадзе, 1947), условно определяется как батский.

Характерно, что терригенный материал батских отложений северной зоны представлен почти полностью обломками порфириновой свиты байоса (Вопросы..., 1972), что свидетельствует о формировании в пределах южной зоны размываемой суши, сложенной этой свитой.

Верхняя юра. Большая заслуга в изучении верхнеюрских отложений Абхазии принадлежит Г. Р. Чхотуа, В. И. Курочкину и И. Р. Кахадзе (1947), которыми была разработана стратиграфическая схема этих отложений и выяснены основные черты их структурно-фациальной зональности. В дальнейшем эти схемы уточнялись благодаря работам Н. Г. Химшиашвили (1957), В. Б. Оленина и Б. А. Соколова (1958), Н. С. Бендукидзе (1959, 1964), Е. К. Вахания (1969), С. Г. Букия, Т. А. Пайчадзе и др. (Вопросы..., 1972). Для верхней юры Абхазии прежде всего следует говорить о субмеридиональных фациальных зонах, в отличие от субширотной зональности, характерной для ранней и средней юры, хотя признаки перестройки структурно-фациального плана, очевидно, наблюдаются уже с бата или со второй половины этого века (см. рис. 17).

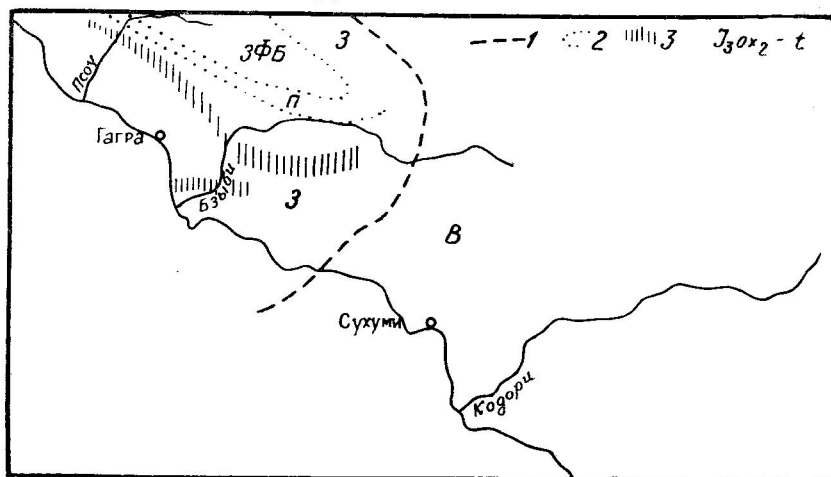
По фациальному характеру верхнеюрских отложений территория Абхазии четко подразделяется на две зоны (рис. 18—19). Восточная из них на протяжении, по-видимому, всей поздней юры представляла

собой сушу, где в отдельных лагунах накапливались гипсоносные пестроцветные глины, песчаники и конгломерат-брекчии (окрибская свита по Е. К. Вахания, 1969). Их возраст не может считаться точно установленным по всей Абхазии, хотя имеются довольно убедительные данные



Р и с. 18. Схема келловей-раннеоксфордской палеогеографии и фациальной зональности. 1 — граница западной зоны (З — морской бассейн) с восточной зоной (В — суша), 2 — граница западного флишевого бассейна (ЗФБ) с мелководной частью западной зоны

в целом о верхнеоксфорд-киммеридж-титонском возрасте пестроцветной свиты, фациально замещающейся в западном направлении морскими отложениями отмеченных ярусов (Чхотуа, 1940).



Р и с. 19. Схема позднеоксфордско-титонской зональности. 1 — граница западной зоны (З — морской бассейн) с восточной зоной (В — суша), 2 — границы западного флишевого бассейна (ЗФБ) и полосы переходных фаций (П) западной зоны, 3 — барьерные рифы

Западная зона, в отличие от восточной, на протяжении всей поздней юры представляла собой морской бассейн с весьма различными условиями осадконакопления в разных его частях. Разрез верхней юры

здесь начинается песчано-глинистой флишеидной свитой фаунистически датированного келловей-нижнего оксфорда (мощн. от 20 до 350 м), в основании которой залегает пачка чередования конгломератов, гравелитов, песчаников и аргиллитов. В периферических частях зоны эта свита, названная нами айбгинской (Вопросы..., 1972), трансгрессивно и с угловым несогласием перекрывает порфиритовую свиту байоса. В центральных же ее частях она согласно, хотя и с грубообломочной пачкой в основании, следует за аналогичной по составу батагской свитой батского возраста. Отмечается увеличение мощности свиты к центральной части зоны, а также уменьшение роли грубых кластолитов и появление в ее составе кремнистых пород. На этом основании в пределах западной зоны можно выделить мелководную, шельфовую часть морского бассейна и более удаленную от береговой линии и относительно глубоководную часть, являющуюся восточным окончанием западного (Новороссийского) флишевого бассейна И. Р. Кахадзе (1947).

Отложения верхнего оксфорда, киммериджа и титона в западной зоне распространены широко, составляя основную часть разреза морской верхней юры, представленной в пределах зоны разными фациями. На это впервые обратил внимание В. И. Курочкин, выделивший здесь ряд фациальных зон. В основном придерживаясь деления, введенного В. И. Курочкиным, мы несколько изменили их названия, предложив для южной части зоны название «полосы субплатформенных фаций», для северной части — «полосы субфлишевых фаций», а для пород, развитых между ними, — «полосы переходных фаций» (Вопросы..., 1972).

В полосе субплатформенных фаций верхний оксфорд трансгрессивно покрывает более древние отложения. Весь разрез верхнего оксфорда-титона сложен мелководными отложениями, представленными органогенно-рифовыми массивными известняками и доломитами. Северную границу этой полосы слагает барьерный риф, за которым (в северном крыле синклинали Ах-Аг) сразу же следует полоса переходных фаций, где развиты хемогенные и органогенные мелкообломочные тонко- и среднеслоистые известняки, доломитовые известняки и доломиты с линзами, прослоями и стяжениями силицитов и линзами рифогенных известняков. В центральной же части западной зоны — в полосе субфлишевых фаций — верхний оксфорд согласно продолжает нижний оксфорд и представлен флишеидным чередованием аргиллитов и песчаников, в котором в виде небольших линз встречаются рифогенные известняки, а также конгломераты. Более верхние горизонты верхней юры — киммеридж и титон, в этой полосе представлены рассланцованными мергелями и известняками, постепенно переходящими в такие же отложения нижнего мела.

Терригенный материал субфлиша келловей-оксфорда и переходной к нему фации представлен в основном обломками порфиритовой свиты байоса. В то же время для карбонатных субплатформенных осадков верхней юры (а также нижнего мела) характерно наличие аркезового обломочного материала, поступающего с юга, с Черноморской суши (Вопросы..., 1972).

Мощность верхнеоксфордско-титонских отложений достигает своего максимума в полосе субплатформенных фаций (до 1500 м), резко уменьшаясь в сторону полосы субфлишевых фаций — в восточном замыкании западного флишевого бассейна, где ее мощность не превышает 200—300 м. Такое уменьшение мощности верхнеюрского разреза характерно лишь для отмеченной окраины, а не для всего флишевого

бассейна, где обычно развиты километровые толщи флиша верхней юры (Геол. СССР, т. IX, 1968).

Нижний мел. Отложения нижнего мела, полные сведения об истории изучения стратиграфии которых можно найти в работах И. В. Кванталиани (1968, 1971), А. В. Квернадзе (1972) и М. В. Какабадзе (Вопросы..., 1972), распространены преимущественно в средней полосе территории Абхазии, принимая участие в строении южных предгорий Большого Кавказа — Агепстинского, Гагрского, Бзыбского, Кодорского хребтов и их отрогов. Представлены они преимущественно карбонатными отложениями, содержащими богатую и разнообразную фауну, позволяющую выделить все ярусы нижнего мела, а также произвести их зональное деление (Эристави, 1964; Кванталиани, 1968, 1971; Квернадзе, 1972; Вопросы..., 1972).

Вопросы структурно-фациальной зональности нижнего мела Абхазии освещены в работах В. И. Курочкина, М. С. Эристави (1964), В. Л. Егояна (1958, Геол. СССР, т. IX, 1968), В. Б. Оленина и Б. А. Соколова (1960), И. В. Чубинидзе (1967), И. В. Кванталиани (1968), Н. А. Ясаманова (1970), Ш. А. Адамия и др. (Вопросы..., 1972), М. В. Какабадзе (Вопросы..., 1972), А. В. Квернадзе (1972) и др. На основе этих данных на территории Абхазии, почти полностью покрытой морем, на протяжении раннего мела развивались следующие зоны (рис. 20): на крайнем северо-западе располагался унаследованно развивающийся край западного флишевого бассейна, где в условиях относительно глубоководного бассейна формировалась маломощная (до

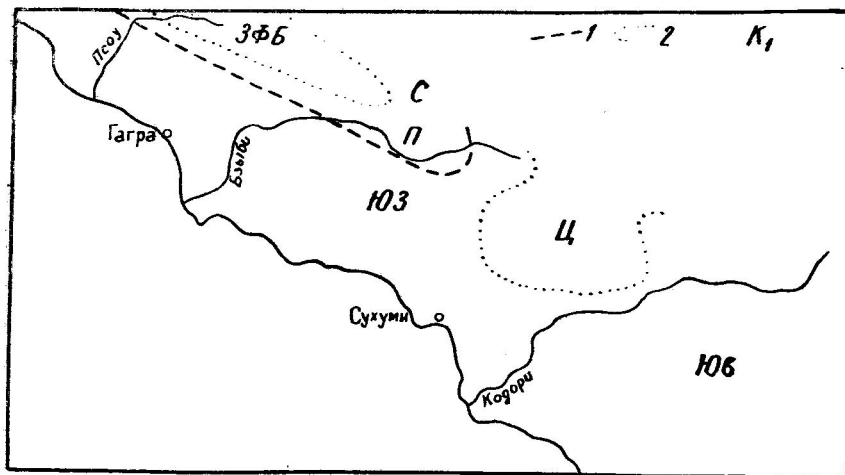


Рис. 20. Схема раннемеловой палеогеографии и фациальной зональности. 1—граница северной (С) и южной (Ю) зон, 2 — границы субфлиша западного флишевого бассейна (ЗФБ) с зоной переходных к нему фаций (П) и Центрально-Абхазского поднятия южной зоны.

150 м) толща мергелей, тонкослоистых песчанистых известняков и аргиллитов (субфлиш). Из средней части этих отложений, в районе Озерцо (водораздел басс. р. Псоу и Гега), Р. А. Гамбашидзе и М. В. Какабадзе собрали среднеаптские беллемниты *Mesohibolites ekimbontchev St.—Verg.*, *Microhibolites issae Nazar.* (опр. М. В. Какабадзе).

Зона субфлишевых фаций Западного флишевого бассейна с юга окаймляется узкой полосой переходных фаций, где нижний мел пред-

ставлен относительно более мелководными, нерассланцованными мергелями, известняками и глинами (Вопросы..., 1972).

Вся южная большая часть территории Абхазии — южная зона, являлась областью развития мелководных отложений эпиконтинентального моря, где нижний мел представлен в основном известняками, реже мергелями или карбонатными глинами. Существенную роль в составе нижнего мела этой зоны играет ургонская фация неокома. В западной части южной зоны берриас согласно следует за титоном, и нижнемеловой морской бассейн этой части зоны развивается унаследованно по верхнеюрскому бассейну. В восточной же части зоны, представляющей сушу в поздней юре, нижний мел трансгрессивно налегает на разные горизонты юры, претерпевших интенсивную денудацию, особенно в Центральной Абхазии. Этот участок покрывается эпиконтинентальным морем, по-видимому, лишь в конце раннего мела (Квернадзе, 1972).

Мощность разреза нижнего мела достигает максимума (500—800 м) в западной и восточной частях южной зоны. Центральный сегмент южной зоны характеризуется в 2—3 раза меньшими мощностями. Но самая малая мощность этих осадков отмечается в абхазской части западного флишевого бассейна (до 100—150 м), что составляет резкий контраст по отношению к мощности синхронных осадков более западных частей этого флишевого бассейна, где их мощность достигает 2500—4000 м (Геол. СССР, т. IX, 1968).

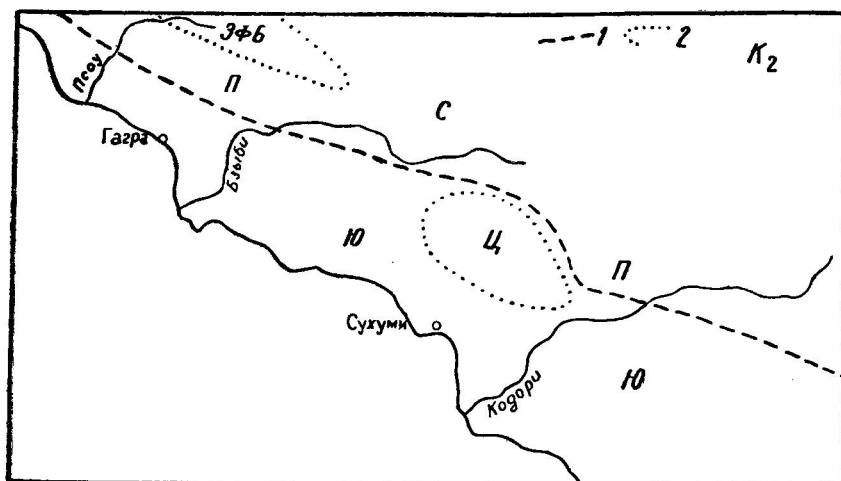
Верхний мел. В сводной работе Р. А. Гамбашидзе (1974) можно найти все необходимые сведения по стратиграфии и фациальной зональности верхнего мела Абхазии, а также ссылки на литературу, существующую по этим вопросам. Как известно, отложения этого возраста развиты там же, где и нижнемеловые, почти повсеместно согласно следуют за ними и сложены главным образом известняками, за исключением нижней части разреза (сеноман), где преобладает песчано-глинисто-мергелистый материал.

В позднем мелу, по сравнению с ранним мелом, значительных изменений структурно-фациальной зональности не произошло; существует та же зональность — (1) зона субфлишевых фаций на крайнем северо-западе, (2) зона переходных фаций к югу от первой и (3) зона субплатформенных фаций, занимающая всю южную часть территории Абхазии (рис. 21).

На наличие осадков верхнего мела в разрезе карбонатного субфлиша верховьев рр. Псоу, Гега и Агепста указал еще В. И. Курочкин. Но впоследствии С. Г. Букия весь этот разрез совершенно необоснованно отнес к верхней юре. Детальными работами, проводимыми нами на протяжении ряда последних лет совместно с Д. Г. Ахвледиани, Б. Г. Вашадзе, Р. А. Гамбашидзе, М. В. Какабадзе и др., удалось фаунистически доказать присутствие в этом разрезе, помимо верхней юры, отложений нижнего и верхнего мела (Вопросы..., 1972; Адамия, «Нижний мел» настоящей работы; Ахвледиани, Гамбашидзе, неопубликованные данные). Сеноман, турон и нижний сенон в этой зоне, представленные рассланцованными известняками и мергелями, а также силицитами, сохранились лишь местами, залегая под трансгрессивным верхним сеноном. Литологически они проявляют большое сходство с ананурским горизонтом, свитами маргалитис-кльде и эшмакисхеви восточного флишевого бассейна. Под красными известняками турона на левобережье р. Псоу отмечаются следы локального размыва.

Верхний сенон сложен 100—150-метровой пачкой известняков и мергелей, в основании которой залегают карбонатные гравелиты и конгло-

мераты, местами конгломерат-брекчии, содержащие материал размыта нижележащих пород юры и мела. По своему литологическому составу эта пачка имеет много общего с маастрихтской орбитонидной свитой восточного флишевого бассейна и, по-видимому, синхронна ей.



Р и с. 21. Схема позднемеловой палеогеографии и фациальной зональности. 1—граница северной (С) и южной (Ю) зон, 2 — границы субфлиша западного флишевого бассейна (ЗФБ) с зоной переходных фаций (П) и Центрально-Абхазского (ЦА) поднятия южной зоны

В крайне восточной части маастрихт трансгрессивно налегает на бат, келловей и ранний оксфорд, срезая всю остальную часть разреза верхней юры и мела. В западном направлении разрез постепенно становится полным, а мощности резко увеличиваются, достигая в центральных частях западного флишевого бассейна (Новороссийский синклинорий) 2 000—4 000 м (Геол. СССР, т. IX, 1968).

Верхний мел зоны переходных фаций согласно следует за альбскими отложениями. По Р. А. Гамбашидзе (1974), в этой фациальной зоне (Хашупсинский фациальный тип), наряду с субплатформенными осадками, обычными для более южной зоны, развиты и отложения, близкие по составу с таковыми северной зоны — кремнистые породы позднего сеномана и раннего турона, пестроцветные мергели дата. Характерна также примесь туфогенного материала в низах разреза. Мощность верхнего мела этой зоны изменяется в пределах 200—600 м.

В зоне субплатформенных фаций (Блабурхвско-Садмельский фациальный тип по Р. А. Гамбашидзе, 1974) отмечаются такие же мощности верхнего мела, что и в переходной зоне и согласный переход альба в сеноман, а также датских известняков — в палеоцен. Для зоны характерно заметное обогащение песчаников и мергелей сеномана и турона глауконитом, присутствие туфогенного материала, господство массивных известняков в верхах разреза, слабый размыв перед верхним туроном и в нижнем маастрихте (Гамбашидзе, 1974).

Резкое обогащение песчаным материалом осадков сеномана Центральной Абхазии (Оленин и Соколов, 1960) и наличие пестроцветных лагунных осадков в его верхах (Гамбашидзе, 1974) указывает на унаследованное развитие Центрально-Абхазского поднятия.

Палеоцен и эоцен. Наиболее полные сведения о современ-

ном состоянии изученности стратиграфии, палеогеографии и фациальной зональности палеоцена и эоцена Абхазии имеются в работах И. В. Качарава (1964), Н. Ш. Салуквадзе (1966, Вопросы..., 1972), Д. Ю. Папава и Г. С. Годердзишвили (1968), Ш. А. Адамия и др. (Вопросы..., 1972), Н. Ш. Салуквадзе и Ф. Д. Майсадзе (1973), Е. К. Вахания (1973) и Ф. Д. Майсадзе (1974). Отложения этого возраста развиты, главным образом, в самых южных отрогах предгорий Большого Кавказа. Лишь небольшие выходы палеоцена-эоцена известны в более северных районах — в средних течениях рр. Псоу и Бзыбь.

Наиболее полные разрезы палеоцена-эоцена имеются в южной фациальной зоне, представляющей собой область мелкого, но открытого моря, где палеоцен, согласно следующий за датскими мергелями и известняками, а также весь эоцен, представлены также известняками и мергелями (рис. 22).

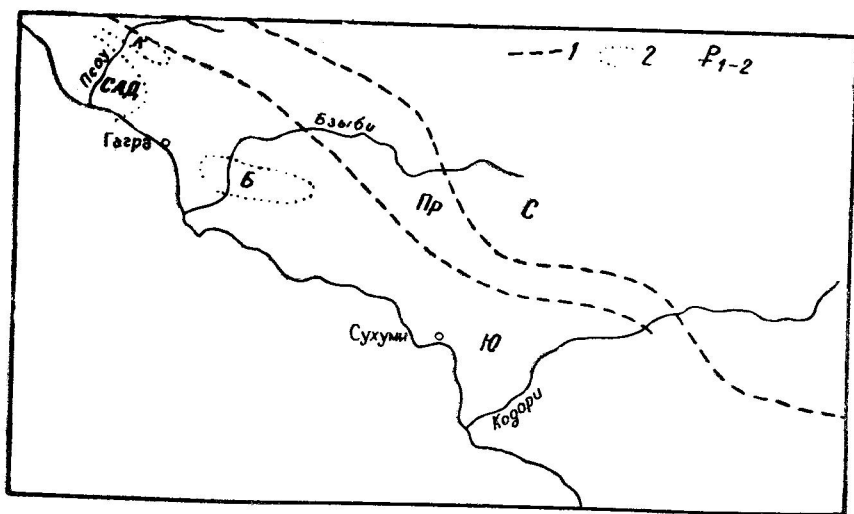


Рис. 22. Схема палеоцен-эоценовой палеогеографии и фациальной зональности. 1—граница между северной (С-суша) и южной (Ю—открытое море) зонами, 2—границы Кацырхского (К) и Бзыбского (Б) островов и Сочи-Адлерской депрессии (САД)

В верхнеэоценовых отложениях этой зоны локально развиты внутриформационные брекчия-конгломераты, состоящие из обломков палеоцен-эоценовых известняков и указывающих на образование в мелководном бассейне этого времени небольших островов (Кацырхский и Бзыбский; Вопросы..., 1972). Мощность палеоцен-эоценовых осадков в южной зоне невелика, достигая местами 150—200 м.

В крайне северо-западной части южной зоны со второй половины верхнего эоцена начинает формироваться депрессия (Сочи-Адлерская), где в отличие от восточной части зоны в конце позднего эоцена накапливаются преимущественно терригенные осадки мацестинской свиты (песчаники, гравелиты, брекчия-конгломераты и песчанистые глины), достигающие по мощности 200—400 м.

К северу от южной фациальной зоны выделяется зона прибрежных фаций палеоцена-эоцена. Это песчаники, гравелиты, аргиллиты и мелкогалечные конгломераты (пшицинская свита), а также известняковые породы среднего течения р. Псоу и левых притоков среднего течения р. Бзыбь, трансгрессивно налегающие на отложения мела. Их воз-

раст определен как палеоцен-нижний и средний эоцен (Салуквадзе, 1966; Вопросы..., 1972; Салуквадзе и Майсадзе, 1973). Литологические исследования отмеченных отложений позволили Ф. Д. Майсадзе (1974) установить, что область их питания терригенным материалом находилась к северу от отмеченных выше выходов палеогена и что она была сложена известняками верхней юры и мела, глинистыми сланцами и кварцевыми вулканитами лейаса, кристаллическими породами доюрского фундамента Главного хребта Большого Кавказа. Привлекает внимание отсутствие материала размыта порфиритовой свиты байоса, что можно объяснить ее бронированием известняками верхней юры (и мела?), расположенными несогласно на байосе и лейасе.

Олигоцен. Материалы по геологии олигоцена Абхазии суммированы в монографиях А. Г. Лалиева (1964, 1964а). Более новые данные имеются у Н. Ш. Салуквадзе (1966), Д. Ю. Папава и Г. С. Годердзишвили (1968), С. Г. Букия, Е. К. Вахания (1973).

Осадки олигоцена в низменных районах Абхазии согласно следуют за эоценом и представлены терригенными песчано-глинистыми отложениями, в которых местами отмечаются прослойки спонголитовых песчаников и спонголитов.

По фациальному характеру олигоцена в Абхазии можно выделить две зоны: западную (Сочи-Адлерская депрессия) и восточную (рис. 23). В первой из них олигоцен слагается хостинской свитой (500 м)

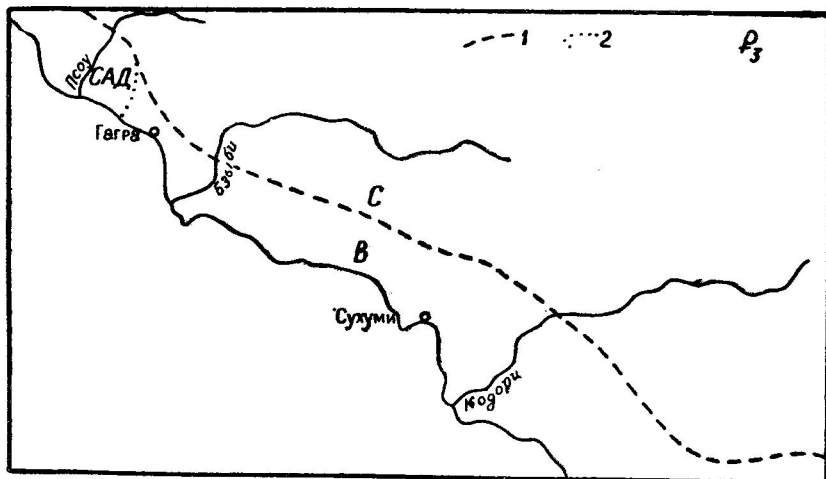


Рис. 23. Схема олигоценовой палеогеографии и фациальной зональности. 1—граница суши (С) с морским молассовым бассейном, 2 — граница Сочи-Адлерской депрессии молассового бассейна

толстослоистых, часто грубообломочных песчаников и сочинской свитой (1000 м) глин и песчаников (Папава и Годердзишвили, 1968). В отличие от них в восточной зоне развита майкопская серия глин (мощн. 100—500 м), начинающаяся хадумским горизонтом (Лалиев, 1964, 1964а). Осадки олигоцена квалифицируются как нижний член позднеальпийской молассы (тонкая моласса), знаменующей инверсию рельефа южного склона Большого Кавказа.

Неоген. Отложения неогена развиты на причерноморской территории Абхазии, протягиваясь непрерывной узкой полосой от района г. Гагра до басс. р. Ингури. К северу от прибрежной полосы известны

лишь небольшие изолированные их выходы. По стратиграфии этих осадков существует большое число работ, в том числе и обобщающих по всему неогену или отдельным его подразделениям (Букия, Булейшвили, 1964; Чиковани, 1964; Челидзе, 1964, 1974; Ананиашвили, 1966, 1971; Тактакишвили, 1967; Мухелишвили, 1969; Джанелидзе, 1970; Векуа, 1970; Майсурадзе, 1971; Сахелашвили, 1971; Вахания, 1973; Попхадзе, 1973), в которых имеются также ссылки на весь материал по геологии неогена Абхазии.

В Абхазии миоцен представлен морскими отложениями, в которых фаунистически охарактеризованы все его горизонты и ярусы. Нижний миоцен обычно согласно следует за олигоценом и представлен чередованием майкопских глин, алевролитов и песчаников, с прослоями гравелитов, конгломератов и конгломерат-брекчий. Мощность осадков достигает 500 м (Вахания, 1973).

Средний миоцен, начинающийся глинами, мергелями и песчаниками тарханского горизонта (мощн. 50 м), согласно сменяет отложения нижнего миоцена и развит фрагментарно, под трансгрессивными глинисто-песчанистыми осадками чокракского горизонта (мощность 50—400 м). В основании последнего часто отмечается базальная пачка конгломератов, гравелитов и песчаников, несогласно перекрывающая разные горизонты неогена и палеогена.

Караган и конк (мощность до 350 м), постепенно сменяющие отложения чокрака, представлены карбонатными глинами, алевролитами и песчаниками, в которых встречаются прослой известняков — ракушечников, мергелистых известняков, гравелитов и конгломератов.

Нижний и средний сармат в восточной и западной частях Абхазии представлены в основном глинами, алевролитами и песчаниками с прослоями известняков-ракушечников, гравелитов и конгломератов (мощность до 800 м), тогда как в центральной ее части (междуречье Дуаб, Тамыш, Кодори и Маджара) сармат сложен мощной толщей конгломератов (до 1000 м), несогласно залегающей на различных горизонтах неогена и олигодена. По северному краю распространения сарматских пород в его составе наблюдаются крупные обломки и глыбы известняков мела и нижнего палеогена (Вахания, 1973).

Верхний сармат в Абхазии уцелел от размыва лишь местами. Это — глины и песчаники с прослоями гравелитов и конгломератов (мощность 150 м).

Меотический ярус, относимый к нижнему плиоцену, трансгрессивно, резко несогласно перекрывает разные горизонты неогена, палеогена и мела. Сложен он в основном грубыми кластолитами (конгломераты, гравелиты), достигающими в северной полосе их развития 500—700 м. В южном направлении (Мокви, Очамчире), наряду с уменьшением мощности до 200—400 м, происходит смена грубообломочных осадков глинами (Вахания, 1973).

Отложения мейотиса Абхазии представлены, как правило, морскими фациями и лишь в басс. р. Мокви их часть образована в континентальных условиях (Челидзе, 1964).

Понтический ярус охарактеризован довольно богатой морской фауной. В крайне западной части Абхазии он сложен конгломератами и глинами (700—800 м), а в восточной части господствуют глины (мощность 200—250 м). Отмечается примесь туфогенного материала. Налегает понт на разные горизонты кайнозоя и мела трансгрессивно (Челидзе, 1974).

Разрез плиоцена в Абхазии заканчивается морскими конгломе-

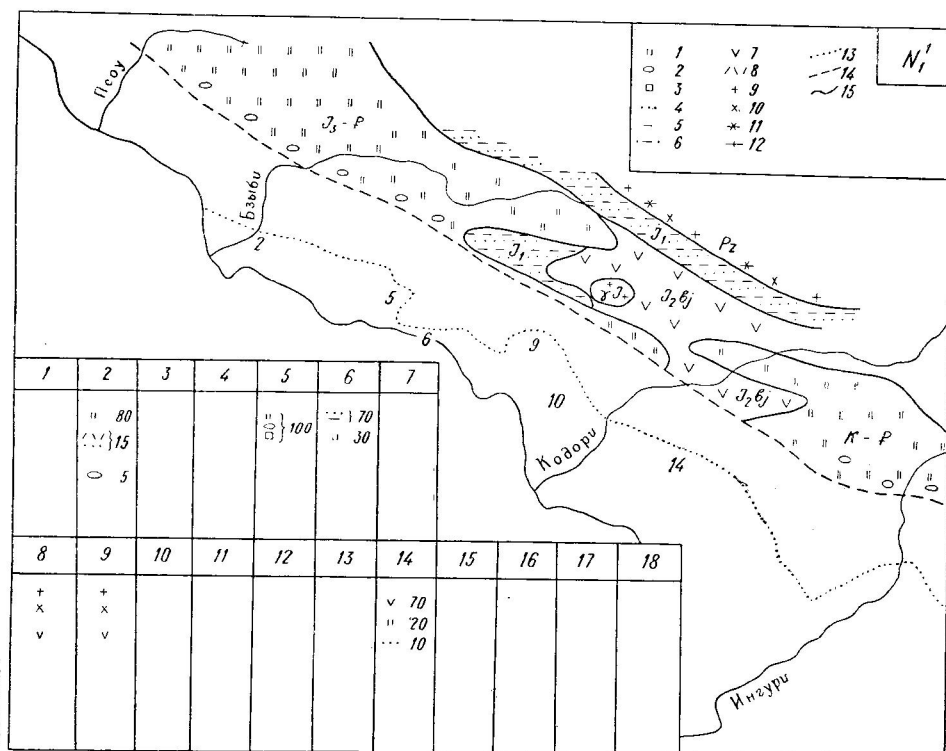
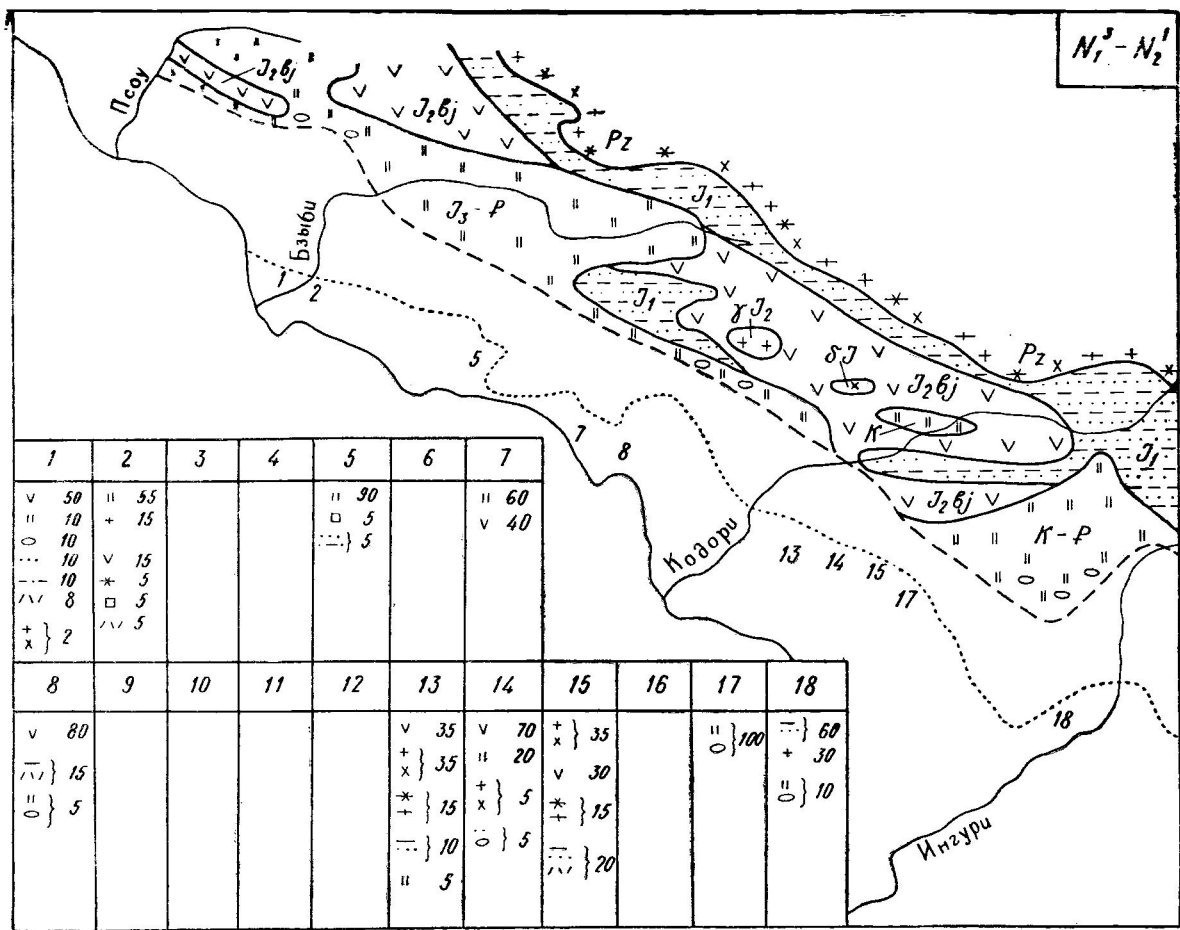
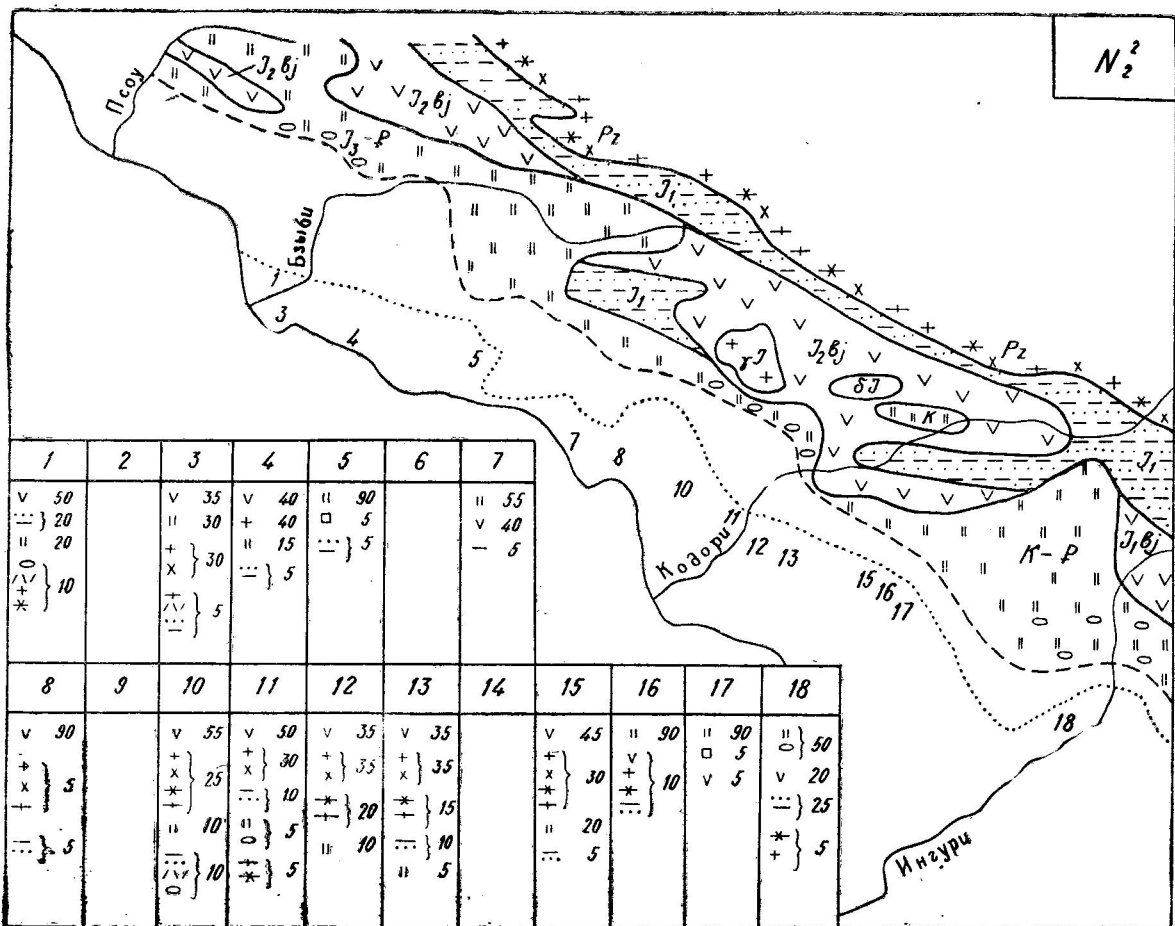


Рис. 24. Раннемиоценовая палеогеография Абхазии с элементами геологического строения суши южного склона Большого Кавказа. 1—18 — местоположения изученных разрезов. В графах 1—18—процентное содержание галек разного состава в конгломератах. Условные знаки: 1 — известняки, мергели, спонголитовые известняки и др. карбонатные породы верхней юры, мела, палеоцена и эоцена; 2 — спонголиты, трепели, опоки, 3 — кварц, кварциты, 4 — песчаники, гравелиты, 5 — глинистые сланцы, 6 — аргиллиты, 7 — вулканы среднего-основного состава, 8 — кератофиры, 9 — граниты, 10 — диориты, плагиограниты, 11 — слюдяные кристаллические сланцы, мигматиты, гнейсы, 12 — амфиболиты, 13 — современная северная граница распространения неогеновых пород, 14 — условная северная граница неогенового морского бассейна, 15 — границы стратиграфо-литологических комплексов пород



Р и с. 25. Позднемиоценово-раннеплиоценовая палеогеография Абхазии с элементами геологического строения суши Южного склона Большого Кавказа. Условные обозначения см.рис. 24



Р и с. 26. Среднеплиоценовая палеогеография Абхазии с элементами геологического строения суши Южного склона Большого Кавказа. Условные обозначения см. рис. 24

тами и глинами киммерийского и куюльницкого ярусов (мощность 100—150 м).

Четвертичная система. Морские четвертичные отложения известны в непосредственной близости от берега Черного моря. В остальной части территории Абхазии четвертичные аллювиальные, делювиальные, пролювиальные, флювио-гляциальные и ледниковые осадки развиты почти повсеместно, но не создают особо мощных накоплений.

Палеогеография и палеогеология Абхазии в неогене. Грубообломочные породы в составе неогеновых моласс Абхазии появляются в отложениях нижнего миоцена, где они развиты спорадически в виде маломощных линз и прослоев конгломератов и гравелитов среди глинисто-песчанистых толщ. Средний миоцен представлен также в основном мелкообломочной молассой. Но начиная с верхнего миоцена роль грубообломочных пород возрастает, а плиоцен сложен преимущественно конгломератами.

С целью реконструкции палеогеографических условий и выяснения основных черт геологического строения суши Абхазской части южного склона Большого Кавказа мы провели ряд специальных работ по изучению литологического состава грубых моласс неогена. Материал в поле я отобрал совместно с Ц. Ш. Кишмарейшвили, Н. Ш. Салуквадзе, Г. Д. Ананишвили. Литологические исследования произвела Ц. Ш. Кишмарейшвили. Материал ею полностью пока не обработан, но полученные предварительные данные представляют определенный интерес.

Литологические разрезы были составлены в следующих пунктах: для нижнего миоцена (рис. 24) — п. 2 — левобережье р. Бзыбь, п. 5 — ущ. р. Мцара (Гудаутский район), п. 6 — район Нового Афона, п. 14 — ущ. р. Дуаб. Кроме того, были исследованы грубозернистые песчаники нижнего миоцена района с. Абулхвара (п. 9) и ущ. р. Мачара (п. 10); для верхнего миоцена-нижнего плиоцена (рис. 25) — п. 1 — правобережье р. Бзыбь, п. 2 — левобережье р. Бзыбь, п. 5 — с. Куланурхва (Гудаутский район), п. 7 — Эшера; п. 8 — Сухуми, п. 13 — ущ. р. Цхенисцкали (Гульрипшский район), п. 14 — ущ. р. Дуаб, п. 15 — ущ. р. Мокви, п. 17 — ущ. р. Галидзга; для среднего плиоцена (рис. 26) — п. 1 — правобережье р. Бзыбь, п. 3 — мыс Пицунда, п. 4 — Мюссера, п. 5 — Куланурхва, п. 7 — Эшера, п. 8 — Сухуми, п. 10 — ущ. р. Мачара, п. 11 — правобережье р. Кодори, п. 12 — левобережье р. Кодори, п. 13 — ущ. р. Цхенисцкали, п. 15 — ущ. р. Мокви, п. 16 — с. Ара-садзых, п. 17 — ущ. р. Галидзга, п. 18 — ущ. р. Ингури.

На основе количественного содержания различных пород в гальках конгломератов мы попытались реконструировать геологическое строение размываемой суши, расположенной севернее неогенового молассового морского бассейна Абхазии, северная граница которого устанавливается весьма приблизительно (см. рис. 24—26).

По литологическому составу конгломератов нижнего миоцена в пределах исследованной территории Абхазии можно выделить западный, центральный и восточный участки. На западном участке (п. п. 2, 5) галька представлена почти полностью карбонатными породами (80—90%). Это главным образом органогенные мелководные известняки верхней юры, мела и палеоцена-эоцена. В меньшем количестве представлены мергели и кремнистые известняки. Заметную роль в составе конгломератов играют разные силициты (спонголиты, опоки, трепели) палеогенового возраста (5—10%), а также глинистые сланцы и

песчаники лейаса (до 15%). Материал порфиритовой свиты байоса и кристаллических пород палеозоя практически отсутствует.

Существенно иным литологическим составом характеризуются конгломераты более восточных районов Абхазии, охарактеризованные в пунктах 5 и 6 (Гудаута и Новый Афон). Здесь в составе конгломератов основную роль играют песчаники и сланцы сорской свиты тоара-аалена (70%), подчиненную — органогенные известняки и мергели верхней юры, мела и палеогена (30%). Далее на восток, в песчаниках нижнего миоцена басс. р. Кодори (п. п. 8 и 9), отмечается появление материала порфиритовой свиты байоса, а также гранитоидов и других кристаллических пород. В более восточных районах (п. 14) в конгломератах превалирует материал размыва порфиритовой свиты байоса (70%), а известняки мела-палеогена и песчаники тоара-аалена играют подчиненную роль.

Таким образом, на большей части западно-абхазского участка Южного склона Большого Кавказа в раннем миоцене обнажались карбонатные породы верхней юры, мела, палеоцена и эоцена. В южной периферии суши, по-видимому, обнажались также силициты палеогена (олигоцен), а на ее крайнем севере — глинистые сланцы и песчаники лейаса (см. рис. 22). В отличие от западного, суша центрального участка характеризовалась более сложным строением — в его пределах обнажались в основном песчано-сланцевые породы нижней юры и аалена, известняки и мергели верхней юры, мела и палеогена, силициты палеогена, а также порфиритовая свита байоса и гранитоиды палеозоя и мезозоя. В более восточных же районах размыву подвергались в основном вулканиты байоса, а также карбонатные породы мела, палеоцена и эоцена и серия глинистых сланцев лейаса-аалена.

В позднем миоцене — начале плиоцена отмечается усложнение геологического строения суши южного склона, вызванное, по-видимому, как тектоническими причинами, так и процессами денудации (см. рис. 25). На крайнем севере, вдоль всей периферии Южного склона, обнажались магматические и метаморфические образования палеозоя и гранитоиды мезозоя. На западном участке, кроме карбонатных, размыву подвергаются также вулканиты байоса, сланцы, песчаники и кератофиры нижней юры — аалена. Известняковый массив, по-видимому, существовал и на крайнем юго-востоке абхазской суши южного склона; центральная же часть суши была построена главным образом порфиритовой свитой байоса, из-под которой в Гумистинском и Кодорском антиклинориях обнажались песчаники и глинистые сланцы лейаса-аалена; размывались также Келасурский и Горабский гранитоидные массивы.

Тенденция все большего усложнения геологического строения и рельефа абхазской суши южного склона Большого Кавказа сохранилась также в среднем и позднем плиоцене (см. рис. 26).

Анализ полученных результатов позволяет сделать ряд выводов. 1. В раннем миоцене в центральной и западной части суши размывались преимущественно известняки и другие карбонатные породы верхней юры, мела, палеоцена и эоцена, представленные субплатформенными и переходными к субфлишу фациями. Флиш или субфлиш верхней юры-мела и палеогена на этой территории отсутствовал. Отсутствие в конгломератах материала порфиритовой свиты байоса при наличии материала размыва песчано-сланцевых и вулканических пород нижней юры и аалена можно легко объяснить несогласным перекрытием известняками верхней юры-мела ниже-среднеюрского структур-

ного этажа (СЭ). Порфиритовая свита давала обширные обнажения лишь в центральной части района. Наличие в песчаниках разрезов 9 и 10 таких минералов, как кварц, кислый плагиоклаз и микроклин, указывает на то, что в центральной части территории Абхазии размывались также кристаллические породы палеозоя и мезозоя (?).

2. В конце миоцена темп воздымания Южного склона Большого Кавказа усиливается. В зоне Главного хребта обнажается и разрушается палеозойское кристаллическое ядро. Картина геологического строения суши весьма напоминает современную. В центральной и восточной частях Абхазской суши сохранились обширные участки, где известняки верхней юры и мела несогласно покрывали ранне-среднеюрский структурный этаж и предохраняли порфиритовую свиту от размыва, тогда как более нижние горизонты юры, а также палеозой, обнажающиеся севернее, интенсивно размывались.

3. Такая же ситуация отмечается и для среднего плиоцена, хотя геологическое строение Северо-Абхазской суши еще более приближено к современному.

Таким образом, основные результаты, полученные на основе изучения состава конгломератов неогеновых моласс, по моему мнению — это установление отсутствия флишевых осадков верхней юры-мела во всей центральной и восточной частях Абхазии перед неогеном и несогласное налегание верхнеюрско-мелового и мел-палеогенового СЭ на ниже-среднеюрский.

МАГМАТИЗМ

Домезозойский магматизм

Среднепалеозойские доорогенные магматические образования развиты в Софийском блоке кристаллического ядра. Это — метаморфизованные габброиды и диабазовые породы, превращенные в амфиболиты и др. метаморфические сланцы лабинской и буульгенской серий. Здесь же встречаются и герцинские раннеорогенные натровые гранитоиды, в основном плагиограниты.

Гипербазиты в Софийском блоке встречаются в виде ксенолитов, либо в виде небольших тел в метаморфических сланцах (Чхотуа, 1938; Баранов, 1968). Представлены они чаще всего пироксенитами. Перидотиты встречаются реже. В последних, на южном склоне Главного хребта преобладают гарцбургиты и верлиты. Серпентинизация обычно слабо проявлена (Чхотуа, 1941).

Гипербазиты Софийского блока, по всей вероятности, древнее позднепалеозойских гранитов. Тесная пространственная связь гипербазитов с метаморфизованным габбро-базальтовым комплексом буульгенской и лабинской серий, возможно, свидетельствует об их одновозрастности.

К среднепалеозойским доорогенным габбро-базальтоидам, возможно, относятся материнские породы амфиболитов Горабского выступа и Ацгарского тектонического клина, а к герцинским раннеорогенным гранитоидам — плагиогранодиориты последнего, К-Аг возраст которых равен 341 ± 14 млн. л. (Дудаури и др., 1973).

Магматические породы герцинского орогенного этапа в абхазской части Софийского блока, а также в зоне Южного склона, представлены небольшими телами калишпатовых гранитов, возраст которых по геологическим и радиологическим данным определяется как верхнепалеозойский (конец раннего карбона — средний карбон; Адамия и др. 1975).

Мезо-кайнозойский магматизм

Вулканизм альпийского цикла в Абхазии начинается с ранней юры (гетанг?-синемюр), когда в зоне Главного хребта в наземных условиях, а в зоне южного склона — подводных, извергались небольшие массы кератофиров, кварцевых кератофиров и спилитов. Вулканизм усилился в первой половине плинсбаха и затем, после перерыва, слабо проявился в тоаре и аалене, имея все тот же спилит-кератофировый состав (Беридзе, 1968, 1973; Вопросы..., 1972). В целом продукты раннеюрско-ааленского вулканизма Абхазии составляют примерно 1/6—1/10 часть разреза.

Кульминация альпийского геосинклинального вулканизма в Абхазии достигается в байосе, во время формирования спилит-диабазовой (порфиритовой) формации большой мощности (Дзоценидзе, 1948; 1964). С этим вулканизмом связано также формирование силлов и даек базальтоидов в северной периферии зоны Южного склона и в южной краевой части Софийского блока, где, очевидно, проявился и эффузивный подводный вулканизм этого века.

Для верхов байоса Абхазии характерно появление калиевых базальтоидов (Вопросы..., 1972), а также кварцевых порфиритов (андезитов) содержащих, кроме того, биотит и калишпат.

На заключительной стадии раннеальпийского геосинклинального этапа формируются раннеорогенные многофазные интрузии пестрого состава. В начале внедряются ультраосновные и основные тела: пироксениты, оливиновые пироксениты, горнблендиты, габбро, габбро-диабазы и диабазы. Следующие фазы интрузивной деятельности приводят к формированию диоритов, кварцевых диоритов, гранодиоритов и гранитов.

Раннеорогенные интрузии Абхазии размещены в зонах Главного хребта и Южного склона и, как правило, приурочены к участкам проявления раннеальпийской (батской) складчатости. В зоне Главного хребта таковы Кардывачский, Санчарский, Бзыбский и др. интрузивы, а в зоне Южного склона — Гумистинский, Келасурский и Горабский.

Слабый базальтоидный вулканизм в зоне Южного склона, в Центральной Абхазии, известен в поздней юре (Курочкин; Пайчадзе и Кавтарадзе, устное сообщение). В сеномане, в западной части Абхазии, внедрились небольшие дайки и штоки субщелочных габброидов (Нетреба, 1962; Борсук, 1968; Дудаури и Кикодзе, 1970).

СТРУКТУРНЫЕ ЭТАЖИ, ФАЗЫ СКЛАДЧАТОСТИ, ФОРМАЦИОННЫЙ СОСТАВ

Под структурным этажом понимается комплекс отложений, имеющих с ниже- и вышележащими комплексами регионально выраженные несогласные стратиграфические границы.

В различных тектонических зонах Абхазии устанавливается разное число СЭ. Самый нижний из известных в настоящее время в Абхазии СЭ — герцинский (Г); он широко развит в зоне Главного хребта и слагает почти целиком Софийский блок. Это — метаморфические породы макерской, буульгенской и лабинской серий, а также габброиды, ультрабазиты, гнейсы и разные гранитоиды, дислоцированные очень интенсивно уже до юры, с образованием субизоклинальных складок, часто, по-видимому, лежащих, надвигов и, возможно, шарьяжных пластин. Формирование этого СЭ практически завершилось в конце средне-

го палеозоя, перед второй половиной башкирского века среднего карбона, очевидно вследствие проявления бретонской и судетской фаз складчатости (Адамия, 1968; Адамия и др., 1975).

Формационный состав материнских пород ГСЭ трудно поддается расшифровке из-за глубокого метаморфизма. Однако с большой долей вероятности можно говорить о песчано-глинистом (аспидносланцевом?) составе исходных пород низов СЭ (макерская серия), базальтоидном составе средней части разреза СЭ (лабинская и буульгенская серии) и песчано-глинисто-карбонатном (флишоидном?) составе его верхов (лаштракская свита лабинской серии). При такой трактовке формационного состава ГСЭ Софийского блока можно говорить о большом сходстве разреза среднего палеозоя этого блока с среднепалеозойским разрезом зоны Передового хребта Большого Кавказа.

В последовательности образования собственно магматических формаций ГСЭ Софийского блока устанавливается такой ряд: 1) габбро-гипербазитовая — нижний (?) и средний палеозой, 2) плагитогранитная — вторая половина среднего палеозоя и 3) гранитная — конец среднего — начало позднего палеозоя. Формирование двух последних совпадает во времени с проявлением бретонской и судетской фаз складчатости.

ГСЭ Софийского блока подвергся интенсивной альпийской тектонической переработке. Совместно с ниже-среднеюрскими отложениями, расположенными на них несогласно, они вновь были дислоцированы в результате альпийских фаз складчатости с образованием вторичных субизоклинальных складок, возможно типа синформ и антиформ.

Доальпийский СЭ обнажен также в Абхазии в центральной части зоны Южного склона в виде Ацгарского, Шоудидского и Горабского мелких выступов фундамента. Их отнесение к ГСЭ условно.

Второй снизу СЭ сформирован в результате проявления предкелловейской складчатости и сложен комплексом ниже- и среднеюрских (НСЮ) пород. Развита он как в зоне Главного хребта, так и в Абхазской зоне Грузинской глыбы, а также на значительной территории зоны Южного склона (за исключением западного флишевого бассейна), выделяемой под названием области раннеальпийской складчатости (Адамия, 1974).

НСЮСЭ в Софийском и Бештинском блоках зоны Главного хребта трансгрессивно, с угловым и азимутальным несогласием перекрывает ГСЭ. Он начинается базальной лашилсинской свитой, за которой следует глинистая (аспидная) формация, содержащая в своем составе спилит-кератофиловую. Развита этот этаж лишь в виде небольших, уцелевших от эрозий останцев, залегающих в синклиналиях (Лашилсинская, Бештинская и Архызско-Клычская). Верхняя, среднеюрская часть разреза удалена эрозией. Она, по-видимому, была представлена спилит-диабазовой формацией — в южной периферии зоны и глинисто-песчанистой — в северной периферии зоны.

Для НСЮСЭ зоны Главного хребта характерно развитие в них субширотных, линейных сильно сжатых (до субизоклинального), опрокинутых на юг складок и взбросо-надвигов южной вергентности. За пределами Абхазии (г. Фишт) наблюдается его несогласное перекрывание слабоскладчатыми верхнеюрскими рифогенными известняками.

К формированию НСЮСЭ, связанному с проявлением предкелловейской (батской) фазы складчатости, приурочено также внедрение батских гранитоидов Кардывачского, Санчарского и Бзыбского полифазных интрузивов.

В области раннеальпийской складчатости зоны Южного склона НСЮСЭ несогласно налегает на ГСЭ. В его составе принимают участие глинисто-песчанистая и спилит-кератофировая формации нижней юры и аалена, спилит-диабазовая формация байоса и песчано-глинистая формация бата. Они сложены в линейные субизоклинальные или асимметричные, южновергентные складки общекавказского простирания и разбиты также южновергентными же субширотными взбросо-надвигами. В строении этого этажа принимают участие и гранитоидные интрузивы Келасурского и Горабского массивов, сформированных в бате, во время проявления предкелловейской складчатости.

НСЮСЭ Абхазской зоны Грузинской глыбы обнажен лишь в ядрах небольших антиклинальных складок. Нижняя юра и аален, а также байос представлены теми же формациями, что и в области раннеальпийской складчатости Южного склона, хотя и меньшей мощности; в нижней юре и аалене господствуют песчаники, а вулканизм байосского века принимает базальт-андезитовый состав.

Бат в этой зоне, как известно, представлен угленосной прибрежно-морской или пресноводной песчано-глинистой молассой.

Появление обильного, часто грубо аркозового материала в тоаре-аалене (сорская свита), поступавшего с юга, справедливо связывают с проявлением в этой зоне донецкой фазы складчатости. Очевидно, на это указывает и трансгрессивное расположение порфиритовой свиты байоса на древние образования более восточных районов этой зоны.

Донецкая фаза складчатости проявилась, по-видимому, и в зоне Главного хребта, с чем может быть связан привнос из этой зоны кварцевого материала в тоаре (ахейская свита).

Степень складчатости НСЮСЭ Абхазской зоны Грузинской глыбы менее интенсивна — наряду с линейными встречаются и брахиморфные разноориентированные, довольно пологие, симметричные, местами сундучные складки. Развиты крутые сбросы и взбросы.

Вышеисследуемый верхнеюрско-меловой (ВМ) СЭ в области раннеальпийской складчатости зоны Южного склона резко несогласно перекрывает разные горизонты НСЮСЭ. Этот этаж местами начинается трансгрессивной анбгинской свитой келловей-нижнего оксфорда, а местами органогенно-хомогенными известняками и силицитами верхнего оксфорда либо органогенными известняками нижнего мела. Это — преимущественно карбонатная формация относительно глубокого либо мелководного моря. Внутри этажа местами известны слабо выраженные локальные несогласия на границах нижнего и верхнего оксфорда, титона и неокома, в основании альба, верхнего турона и маастрихта, что позволяет выделить соответствующие подэтажи. Все эти внутриэтажные несогласия вероятно связаны с слабым проявлением андской, австрийской и субгерцинской фаз. Более сильной в этой зоне была ларамийская (предпалеоценовая) фаза складчатости, приведшая к формированию данного СЭ.

Самым верхним СЭ области раннеальпийской складчатости зоны Южного склона является палеоцен-эоценовый (ПЭ), трансгрессивно налегающий на разные горизонты ВМСЭ. Он сложен палеоцен-эоценовой песчано-глинистой формацией, которую можно отнести к ранней молассе этой зоны, указывающей на инверсию рельефа и превращение в сушу района, расположенного севернее от его развития, и, следовательно, на значительную роль ларамийской фазы складчатости в деле формирования структур этой зоны.

В западном флишевом бассейне зоны Южного склона, если рассматривать его внутреннюю, центральную часть, расположенную вне территории Абхазии, палеозой (?) — весь мезозой и палеоцен — эоцен слагают непрерывную серию осадков, лишенной региональных несогласий или перерывов в седиментации. Наиболее нижняя обнаженная или вскрытая скважиной часть этой серии осадков представлена флишоидным чередованием песчаников, глинистых сланцев и тонкослоистых известняков перми (?) — триаса, за которым следует: глинисто-сланцевая формация нижней юры-аалена (со спилит-кератофировыми горизонтами на разных уровнях), спилит-диабазовая и песчано-глинистая формации средней юры, карбонатный и терригенный флиш верхней юры, мела, палеоцена и эоцена, содержащий горизонт базальтоидных вулканитов в альбе-сеномане. Весь этот мощный комплекс осадков, лишенный региональных перерывов или несогласий, дислоцирован в позднеальпийское время. Но по краям флишевого бассейна, в частности в пределах его восточного окончания, расположенного в северо-западной части Абхазии, внутри этого комплекса отмечаются стратиграфические и структурные несогласия. Наиболее нижней обнаженной частью разреза здесь является нижняя и средняя юра, согласно продолжающаяся субфлишем верхней юры и нижнего мела. Несомненные следы локального размыва здесь отмечаются перед туроном. А маастрихт (или верхний сенон) залегает явно несогласно на разные, глубоко эродированные горизонты нижележащего СЭ, составляя тем самым верхний — позднесенонский СЭ. На этом основании вполне обоснованно можно говорить о весьма важной роли субгерцинской фазы складчатости для этого участка Абхазии.

Для обеих рассмотренных СЭ восточного края западного флишевого бассейна характерна интенсивная складчатость с развитием линейных, субизоклинальных, опрокинутых к югу, часто лежащих складок общекавказского простирания, осложненных пологими взбросо-надвигами. Западнее известны также чешуйчатые надвиги шарьяжного типа (Геол. СССР, т. IX, 1968).

В восточной части Абхазской зоны Грузинской глыбы на нижне-среднеюрской СЭ резко несогласно налегает местами уцелевший от предмеловой денудации верхнеоксфордско-титонский (?) СЭ. Сложен он пестроцветной песчано-глинистой соленосной молассой, накопленной в передовом прогибе, свидетельствуя о значительной роли чегемской и андской фаз складчатости для этого района.

Мел, палеоген и нижний миоцен, включая тарханский горизонт среднего миоцена, в Абхазской зоне Грузинской глыбы слагают непрерывный осадочный комплекс и, следовательно, единый мел—тарханский СЭ. Основание этого этажа, начинающееся либо с нижнего неокома, либо с барема, несогласно перекрывает нижне-среднеюрский или верхнеоксфордско-титонский СЭ. Внутри МТСЭ отмечаются локальные размывы перед альбом, верхним туроном и маастрихтом.

В формационном отношении МТСЭ включает в себя субплатформенные группы: мелководную эпиконтинентально-морскую карбонатную формацию мела, палеоцена и верхнего эоцена и морскую глинисто-песчанистую (тонкую) молассу олигоцена-нижнего миоцена и тархана. В крайне западной части зоны (Сочи-Адлерская депрессия) верхне-эоценово-олигоценовая часть этого этажа представлена более грубообломочной молассой.

Самый верхний чокракско-плейстоценовый СЭ Абхазской зоны Грузинской глыбы сложен песчано-глинистой и конгломератовой морской

молассой. Он несогласно покрывает разные горизонты неогена и палеогена. Внутри этого этажа отмечаются локальные несогласия в основании сармата, меотиса и понта.

Складчатость обеих верхних СЭ Абхазской зоны Грузинской глыбы — слабая. Разломы обычно крутые.

РАЙОНИРОВАНИЕ ПО ТИПУ СКЛАДЧАТОСТИ

Попытка районирования Абхазии по типу складчатости была принята Б. Г. Вашадзе (Вопросы..., 1972). По его данным, а также по материалам последующих работ, по интенсивности складчатых деформаций осадочного чехла и гранито-метаморфитового фундамента, территорию Абхазии можно подразделить на три основные зоны общекавказского простиранья — зону германотипной (близкой кидиоморфной) складчатости, зону альпинотипной (или голоморфной, полной, линейной, геосинклинальной) складчатости (см. рис. 27 и 6—9). Первая

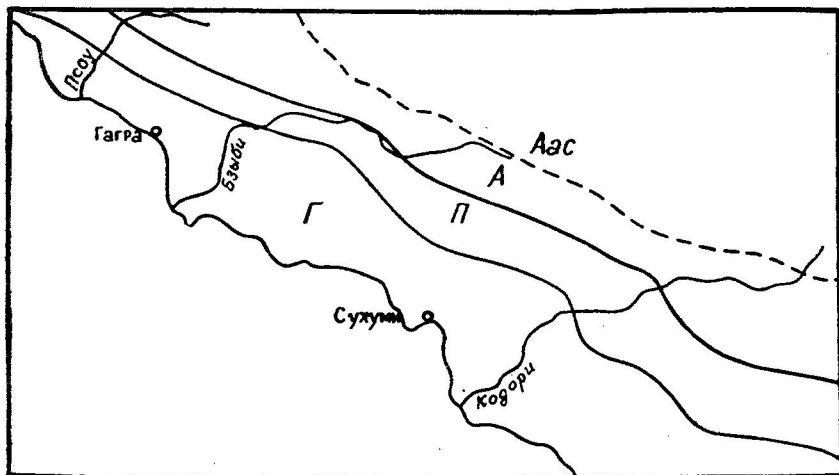


Рис. 27. Схема зональности по типу (интенсивности) складчатости. Г — зона германотипной складчатости, П — зона промежуточной (переходной) складчатости, А — зона альпинотипной складчатости, Аас — зона альпинотипной складчатости с развитием синформ и антиформ в герцинском структурном этаже

из них в целом совпадает с южной частью Абхазской зоны Грузинской глыбы, а вторая, расположенная севернее, охватывает всю северную часть зоны южного склона и зону Главного хребта. Между отмеченными основными зонами германотипной и альпинотипной складчатости в центральной полосе Абхазского среднегорья выделяется зона складчатости переходного между ними типа (промежуточная), охватывающая южный край складчатой системы Большого Кавказа и северную периферию Грузинской глыбы. В свою очередь, зона альпинотипной складчатости не однородна по интенсивности деформации. Наряду с тем, что она в целом характеризуется постепенным усилением степени дислоцированности осадочного чехла в северном направлении, в ее крайне северной части выделяется доальпийское кристаллическое ядро, для которого характерно развитие субизоклинальных, часто южновергентных местами синформных и антиформных (?) складок, а для

вышеследующего ниже-среднеюрского этажа — изоклинальные складки, наклоненные на север.

В зоне альпинотипной складчатости, как правило, развиты конгруэнтные линейные южновергентные субизоклинальные, иногда лежачие складки, взбросы, взбросо-надвиги и надвиги с амплитудой вертикального и горизонтального смещения не превышающей несколько км. В переходной зоне наблюдаются преимущественно южновергентные асимметричные или нормальные (симметричные, стоячие) складки и крутые взбросы, а в зоне германотипной складчатости — пологие, часто брахиморфные и разноориентированные нормальные складки и крутые разломы разного направления.

Наряду с возрастанием степени дислоцированности отложений в северном направлении для зоны альпинотипной складчатости отмечается также усиление и их метаморфизма. Так аспидные сланцы лейаса, развитые в крайне северной полосе этой зоны, в южном направлении замещаются артиллитовыми сланцами. Наряду с этим для полосы, прилегающей к системе разломов «Главного надвига», на участках развития диабазовой толщи ацгарской свиты, особенно характерно интенсивное развитие явлений будинажа.

На общем фоне интенсивной дислоцированности зоны альпинотипной складчатости все же выделяется Центрально-Абхазский участок ее северной периферии, который без преувеличения можно рассматривать в целом как гигантскую тектоническую брекчию. Характерной особенностью структуры этого района является частая сеть общекавказских сбросо-надвигов, расположенных в основном взаимопараллельно, вследствие чего серия глинистых сланцев нижней юры разбита на ряд тонких пластин — тектонических чешуй, надвинутых друг на друга по направлению с севера на юг. Ширина выхода нижеюрских отложений, ограниченных кристаллическим палеозойским ядром с севера и порфиритовой свитой байоса с юга, не превышает 0,7—1,5 км (при средней их мощности около 3 км), причем в его составе существенную роль играют тектонические брекчии, сложенные обломками, глыбами и крупными блоками глинистых сланцев, песчаников, диабазов и роговиков. К этим тектонизированным зонам обычно приурочены проявления медно-пирротиновых и полиметаллических руд высокогорной части Абхазии.

Весьма своеобразный тип будинажа наблюдается южнее, в отложениях чедымской свиты синемюрского возраста Центрально-Абхазского поднятия (рис. 28). Будинированию здесь подверглись песчаники, гравелиты и мелкогалечные конгломераты, чередующиеся с глинистыми сланцами. Процесс будинажа приурочен строго к данному горизонту, не выходя за его пределы. Наблюдается возрастание будинирования стратиграфически сверху вниз, что в целом ряде случаев приводит к образованию довольно сложной конгломератоподобной текстуры пород, где «галыки» представлены округлыми обрывками компетентных слоев, претерпевших перемещение и вращение, а «цементом» — сильно перемятый глинисто-сланцевый материал. Эти конгломератоподобные образования чедымской свиты весьма похожи на «псевдоконгломераты» дамхурцевской свиты лабинской серии. Возможно, эти последние также образованы в результате будинажа с последующим перемещением и вращением обрывков компетентных пород.

В зоне складчатости промежуточного типа, в целом характеризующейся развитием пологих или умеренно сжатых складок, известны узкие синклинали, прилегающие к южным, крутым (местами взброшенным) крыльям крутых антиклиналей (Кацырха, Арабика), где глини-

то-мергелистые отложения палеогена и тонкослоистые мергели верхнего мела сильно дислоцированы с развитием сжатых, почти изоклиналильных опрокинутых к югу складок и надвигов (Эристави, 1961; Ва-

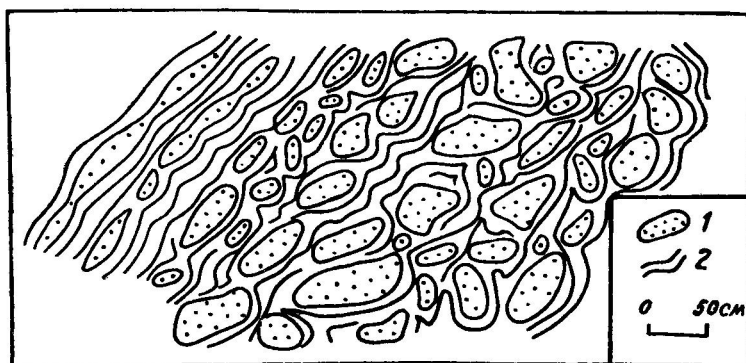
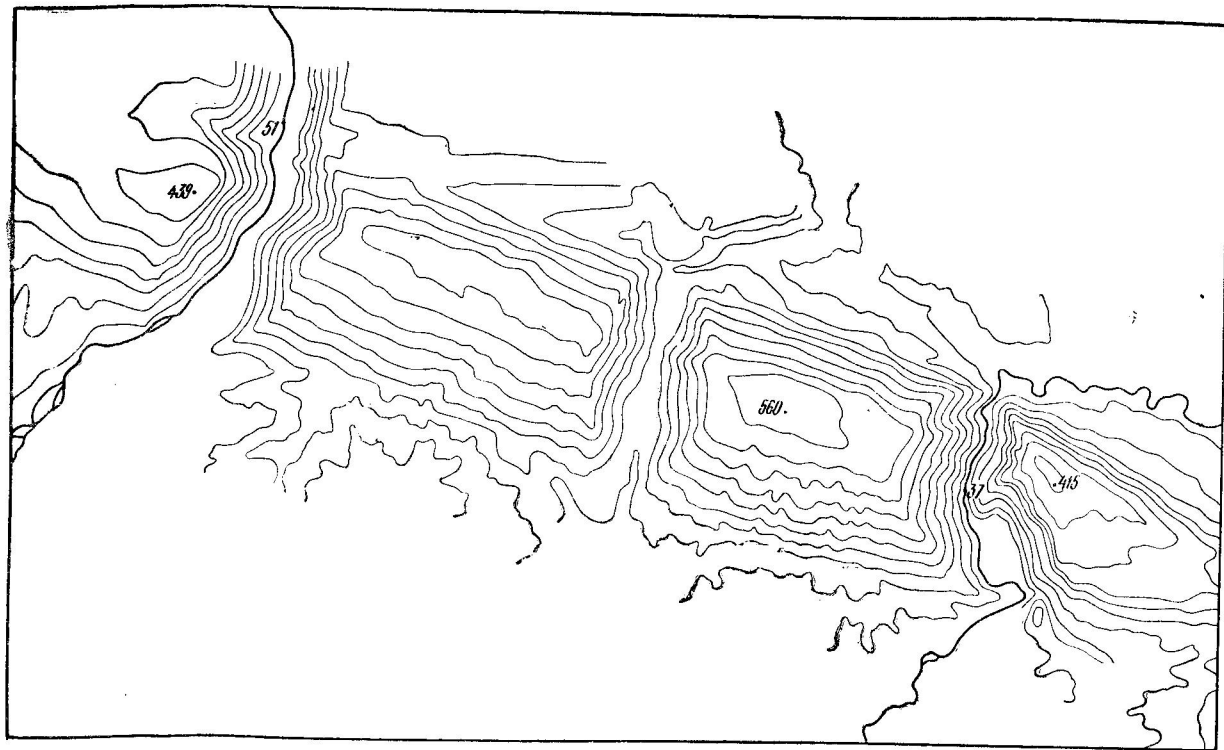


Рис. 28. Сложнобугорчатые образования чедымской свиты басс. р. Восточная Гумиста. 1 — песчаники, травертиты и мелкогалечные конгломераты, 2 — глинистые сланцы

шадзе, 1972). Складки дисгармоничны по отношению к толстослоистым известнякам мела и верхней юры, в которых они не выражены. Кроме того, по мере вышлоаживания крутизны крыльев отмеченных узких синклиналей наблюдается затухание складок, что указывает, по-видимому, на их образование вследствие «раздавливания» некомпетентных слоев, залегающих в мульдах этих складок.

В зоне германотипной складчатости, в полосе, непосредственно прилегающей с севера к Самурзаканской молассовой депрессии Грузинской глыбы, в отложениях мела и палеогена развиты относительно узкие субширотные молодые антиклинали и синклинали, хорошо выраженные в современном рельефе, что наряду с развитием в них антицедентных ущелий рек свидетельствует об их молодом, верхнеплиоценово-четвертичном возрасте. Таковы, например, антиклинали Бырц, Ахбюк, Кодори и Апианде и расположенные между ними синклинали, прорезанные ущельями рек Кодори, Мачара, Келасури и Гумиста (рис. 29). На проявление молодой, плейстоценовой складчатости в причерноморской полосе Западного Кавказа указывают также антecedентность основной речной сети по отношению к структурам, выраженным в современном рельефе басс. р. Мзымта (Кочетов, 1969) и данные морских геофизических исследований, выявивших в шельфовой части побережья этого района складки, выраженные в современном рельефе (Терехов и др., 1970, 1973).

На примере ряда крупных складок зоны германотипной и промежуточной складчатости обнаруживается длительность и унаследованность их развития (Вопросы..., 1972). Складки, зародившиеся вследствие чегемской фазы, развиваются затем на протяжении всего среднеальпийского периода, обуславливая фациальную зональность отложений верхней юры, мела и палеоцен-эоцена. Таковы антиклинали Ацху-Кацырха, Арабика, Бзыби и синклинали, граничащие с ними. Эти антиклинали в поздней юре представляли собой острова—кордильеры, либо подводные поднятия, служащие источником обломочного материала, либо постаментом для рифовых построек. К ним же приурочены участ-



Р и с. 29. Антиклиналь Бырц, выраженная в современном рельефе в виде субширотного хребта, пересеченного antecedентными ущельями рек Гумиста, Сухуми и Беслети (цифры на схеме — абсолютные высоты в м)

ки развития ургонских фаций неокома и мелководных литотамниевых известняков палеоцена. В синклиналиях развивался разрез более глубоководных отложений.

В заключение отмечу, что сведения о конкретных складчатых и разрывных дислокациях можно найти на тектонических картах Абхазии масштаба 1:200 000, составленных мною для Грузинского ПГУ.

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ АБХАЗИИ

Высокогорная часть Абхазии издавна привлекает к себе пристальное внимание геологов как один из самых перспективных рудоносных районов Грузии. Как известно, здесь расположены несколько групп рудопроявлений ртути, а также меди и полиметаллов.

Рудопроявления ртути в Абхазии образуют две субпараллельные рудоносные зоны общекавказского простирания: северную — Ахей-Авадхарскую и южную — Ахахча-Бетагскую (Вопросы..., 1972). Первая размещена в отложениях нижней юры и аалена, вблизи контакта этой серии с кристаллическим ядром зоны Главного хребта. Она содержит два небольших месторождения — Авадхарское и Ахейское и ряд мелких рудопроявлений. Оруденение приурочено к разным стратиграфолитологическим горизонтам нижней юры — аалена: участки Чамашха и Ахей расположены в песчаниках и вулканитах ахейской свиты, участок Тхасоу — в глинистых сланцах анчхойской свиты, участок Мзымна — в глинисто-туфогенной кутыкухской свите, а на участке Макратела оруденение киновари приурочено к пластовой дайке диабазы. Руды, как правило, локализованы в трещинах, развитых преимущественно в компетентных породах, хотя нередко они размещены вдоль контактов различных по составу пород, а также в участках смятых в раздробленных пород.

Южная зона рудопроявлений ртути развита в переходной зоне Предгорий. Оруденение локализовано в трещинах разного направления, развитых в верхах порфиритовой свиты байоса (Ахахча), либо в бетагской свите батского возраста (с. Бетага).

Основным рудоконтролирующим фактором, определяющим размещение рудопроявлений ртути Абхазии, является структурный контроль, причем главная роль принадлежит позднеальпийским региональным дизъюнктивным нарушениям. Северная зона рудопроявлений ртути контролируется крупным глубинным разломом, разделяющим зону Главного хребта от зоны Южного склона Большого Кавказа. Южная зона пространственно совмещена с границей крупных неотектонических единиц Абхазии — зоны Южного склона и Абхазской зоны Грузинской глыбы (Вопросы..., 1972).

Приуроченность ртутной минерализации Абхазии к позднеальпийским структурам свидетельствует о ее третичном возрасте, что хорошо согласуется с данными о молодом возрасте оруденения ртути районов, расположенных как западнее, так и восточнее Абхазии (Вопросы..., 1972).

Исходя из вышеприведенных данных, дальнейшее развитие поисково-разведочных работ, по-видимому, следует проводить преимущественно в приграничных зонах основных тектонических единиц Абхазии.

Медно-пирротиновые и кварц-полиметаллические рудопроявления Абхазии составляют часть хорошо известного в литературе медно-пирротинового пояса Южного склона Большого Кавказа, протягиваю-

щегося на расстоянии более чем 1 000 км от басс. р. Мзымта на западе до басс. р. Агрчай на востоке. Они, как правило, размещены в отложениях глинисто-сланцевой формации нижней юры-аалена зоны Южного склона в виде узкой цепочки рудопроявлений и месторождений, развитой вдоль границы этой зоны с зоной Главного хребта. Полоса этих рудопроявлений на тектонической карте Кавказа масштаба 1:1 000 000 выделена как зона проявления раннеальпийской складчатости (Адамия, 1974).

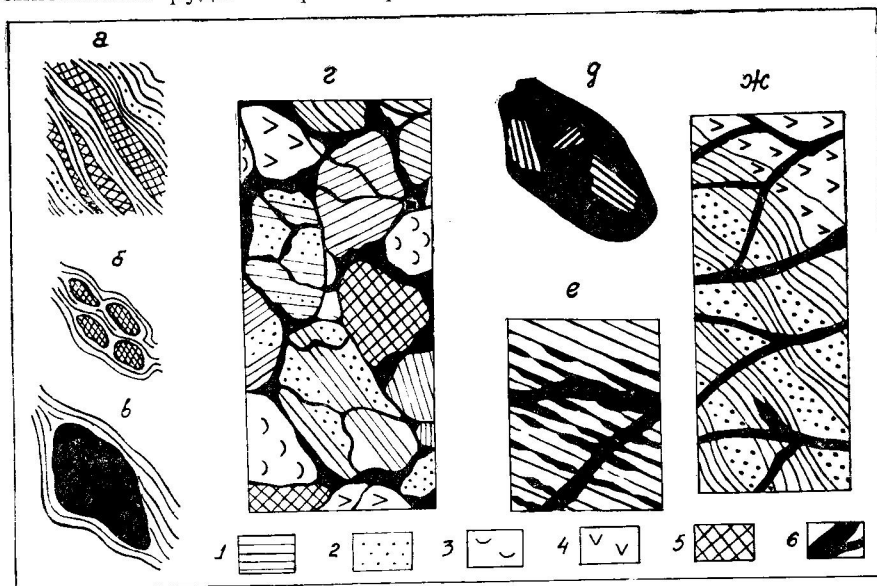
Медно-пирротиновые рудопроявления Абхазии известны издавна, а в настоящее время представляют собой объект интенсивных поисково-разведочных работ. Результаты наших исследований, полученные за период 1969—1973 гг. в процессе совместных работ с геологами ГИН АН ГССР, КИМСа и ГПГУ изложены в ряде отчетов. В этих отчетах, а также в диссертационной работе А. Г. Твалчрелидзе (1974) имеются полные сведения по геологическим и металлогеническим вопросам медно-пирротинового и полиметаллического оруденения Горной Абхазии.

Медно-пирротиновые и полиметаллические рудопроявления в Абхазии приурочены главным образом к узкой полосе развития аспидно-сланцевой формации нижней юры, известной под названием зоны сланцевой юры Абхазии или Чхалтинской подзоны Чхалта-Лайлинской зоны (Гамкрелидзе, 1951, 1964). Они сконцентрированы вдоль южной границы зоны Главного хребта, выраженной здесь системой Каменистая — Магана — Ацгарской и Бешта — Чхалтинской взбросо-надвигов. Оруденение приурочено к разным литолого-стратиграфическим горизонтам лейаса, обычно тектонически сильно раздробленным и перемежатым, часто представляющим собой типично тектонические брекчии. На крайнем западе Абхазии, в верховьях р. Белой, оруденелыми являются кварц-кератофировые трещиноватые вулканы авадхарской свиты (нижний плинсбах). В более восточных же районах руды приурочены к ацгарской и ахейской свитам верхнего плинсбаха и тоара и секущим их диабазам, а также к стратиморфным залежам пирита. В среднем течении р. Чхалта оруденению подверглись диабазы, внедренные в палеозойские гранитоиды Ацгарского тектонического клина. Во всех этих случаях оруденение контролируется крупными региональными разломами общекавказского направления (Чхалтинская группа разломов) и обычно развито в тектонических брекчиях либо в трещинах, связанных с этими дизъюнктивами (например участки Шхапарт, Шхапзия, Башкацара, Сибиста, Твибрашери и др.).

Тектонические брекчии сложены песчаниками и глинистыми сланцами лейаса, диабазами, секущими нижнюю юру, и роговиками, образованными за счет глинистых сланцев в приконтактовых с диабазами зонах. Обломки в тектонических брекчиях ориентированы различно. В обломках глинистых сланцев хорошо выражен кливаж. В ряде случаев в тектонических брекчиях представлены также обломки массивного пирита (уч. Башкацара).

Медно-пирротиновое и кварц-полиметаллическое оруденение Абхазии представлено двумя морфологическими типами — массивным и прожилково-вкрапленным. Массивные руды, состоящие в основном из пирита или же из пирротина, пирита и халькопирита, представляют собой линзы или будины разной величины и расположены, как правило, согласно со сланцеватостью вмещающих пород (рис. 30 а, б, в). Но нередко массивные медно-пирротиновые руды вмещают в себя разноориентированные обломки раскливажированных глинистых сланцев (рис. 30 г).

Второй тип медно-пирротинового и пирит-полиметаллического оруденения имеет прожилково-вкрапленный характер, либо служит цементом в тектонических брекчиях (рис. 30 г, ж). Они, как правило, секут слоистость и сланцеватость под разными углами. Хотя имеются случаи пропитывания рудными растворами плоскостей кливажа (рис. 30 е).



Handwritten notes:
 1 - глинистый сланец
 2 - песчаник
 3 - роговик
 4 - диабаз
 5 - пирит
 6 - пирит-пирротин-халькопирит-полиметаллические руды

Рис. 30. Типы пиритового, медно-пирротинового и пирит-халькопирит-полиметаллического оруденения. а—чередование стратиморфной пиритовой руды с глинистыми сланцами и алевролитами, б — будинированные стратиморфные пиритовые руды, в— будинированная массивная медно-пирротинная залежь в глинистых сланцах, г — тектоническая брекчия, сцементированная пирит-пирротин-халькопиритовой рудой, д— массивная пирротин-халькопиритовая руда, включающая обломки глинистых сланцев, е — пирит-халькопиритовые жилы в глинистых сланцах и пропитывание ими плоскостей кливажа, ж— прожилково-сетчатое оруденение в глинисто-песчанистой свите и диабазах. 1 — глинистый сланец, 2 — песчаник, 3 — роговик, 4 — диабаз, 5 — пирит, 6 — пирит-пирротин-халькопирит-полиметаллические руды

Для полноты сведений следует также отметить, что в редких случаях локальное медно-пирротинное и полиметаллическое оруденение в Абхазии встречается и вне пределов отмеченного выше пояса, в частности севернее — в метаморфических сланцах и гранитоидах палеозоя кристаллического ядра, а также к югу от медно-пирротинового пояса, в образованиях средней юры.

На основе взаимоотношения руд с вмещающими породами и развитыми в этих породах тектоническими структурами устанавливаются, по крайней мере, два этапа рудообразования. Первый этап, выраженный формированием пиритовых руд в виде стратиморфных залежей, или же вкрапленников и конкреций в глинистых сланцах и в виде вкрапленников и скоплений в вулканитах лейаса, является наиболее древним. Их формирование очевидно происходило синхронно с осадконакоплением и в значительной степени было обусловлено проявлением спилит-кератофирового (ранний плинсбах), либо базальтового (поздний

плинсбах-тоар) вулканизма. С проявлением последнего, возможно, было связано накопление относительно больших масс пирита, создающих крупные стратиморфные залежи пирита в центральной части Горной Абхазии, в районе Адаггейской группы рудопроявлений.

Второй этап рудообразования, выраженный формированием пирротина, халькопирита, полиметаллических руд, а также более позднего пирита, безусловно проявился после осадконакопления и диагенеза ранней юры и аалена, внедрения в них даек и силлов диабазов и диабаз-порфириров, ороговикования сланцев в контактах, развития в отложениях кливажа и образования тектонических брекчий, фиксирующих местоположение крупных региональных разломов Чхалтинской группы. Точный возраст этой стадии минерализации определить не удастся. Возможно, прав А. Г. Твалчрелидзе (1974), высказывающий мнение, что часть руд второго этапа, в частности массивные пирротин-халькопиритовые руды, образованы в позднем бате и связаны с проявлением предкелловейской фазы складчатости. По-видимому, имеется какая-то связь медно-пирротинового оруденения южного склона Большого Кавказа с данной фазой складчатости, на что может указывать приуроченность этого пояса исключительно к зонам раннеальпийской складчатости региона. Вторая же часть оруденения, представленная в Абхазии кварц-пирит-халькопирит-полиметаллическими рудами, безусловно более молодая, очевидно позднеальпийская, так как она явно связана с молодыми тектоническими структурами района и, кроме того, не носит следов интенсивной тектонической переработки, столь характерной для более древних образований этой полосы.

Таким образом, есть основание говорить о длительности формирования Абхазской части медно-пирротинового пояса и о ее связи с региональными дизъюнктивными нарушениями, расположенными на границе крупных геоструктурных единиц. В начале дизъюнктивы в этой полосе развивались как структуры растяжения, служащие в ряде случаев подводящими каналами базальтоидного вулканизма. Но начиная уже с батской фазы складчатости эта полоса претерпевает интенсивное сжатие, с чем возможно было связано развитие взбросо-надвиговых нарушений вдоль границы зон Главного хребта и Южного склона с пододвиганием второй под первую. С функционированием этого поддвига было связано, видимо, формирование современной структуры пояса, а также медно-пирротин-полиметаллическое оруденение Абхазии.

Заключение

В результате проведенных работ удалось значительно уточнить стратиграфию пород, развитых на территории Абхазии. В этом отношении наиболее важны достижения по стратиграфии метаморфических образований зоны Главного хребта и раннеюрско-ааленских отложений зоны Южного склона, а также субфлишевых и переходных к ним осадков западного флишевого бассейна и зоны переходных фаций. На этом фоне остаются все еще слабо разработанными стратиграфия и, в связи с этим, вопросы эволюции вулканизма порфиритовой свиты байоса.

Разработка новых, значительно усовершенствованных стратиграфических схем палеозоя и мезо-кайнозоя Абхазии позволила с достаточной детальностью расшифровать и структуру этого района. В этом отношении особенно существенны достижения по расшифровке геологического строения его высокгорной части — области концентрации рудопроявлений ртути, меди и полиметаллов.

Комплекс исследований — стратиграфических, структурных, литологических, петрологических и металлогенических, проведенных за последние 10 лет в Абхазии, показывал, что существующие до этого крупномасштабные геологические карты, в целом ряде случаев, не отвечают требованиям, предъявляемым к подобным геологическим материалам. Удовлетворительная геологическая основа для крупномасштабной съемки этой территории подготовлена лишь сейчас.

Все еще малоисследованной остается строение глубинных слоев района, расположенных ниже эрозионного среза рельефа. Небольшой объем работ разведочной геофизики, а также горных выработок, проведенных лишь на отдельных участках, не дают достаточной информации для удовлетворительного решения этого вопроса.

Имеющиеся материалы по истории геологического развития Абхазии позволяют осветить круг вопросов относительно некоторых закономерностей эволюции земной коры орогенических поясов. Если рассмотреть в начале доюрский (герцинский) этап ее развития, то можно говорить о наличии в пределах этой территории частей двух крупных структурно-морфологических единиц — окраинного моря Большого Кавказа и Понтийско-Закавказской островной дуги (Адамия, 1975).

Формирование или дальнейшее увеличение объема «гранито-метаморфитового» фундамента, т. е. континентальной коры, проявляет тесную временно-пространственную связь с проявлением герцинских орогенических фаз. Следовательно, на примере герцинской истории Абхазии можно говорить о единстве процессов складчатости, горообразования, гранитообразования и метаморфизма (Адамия и др., 1975). Эти процессы происходили в узких удлинённых зонах земной коры на относительно небольших глубинах, не превышающих нескольких км. Скорость процессов была относительно высокой — единицы или первые десятки млн. лет (Адамия и др., 1975). Процессы сжатия и конструкции континентальной коры в начале альпийского этапа развития сменяются ее растяжением, утонением и раздроблением, приведшим к расширению окраинного моря Большого Кавказа за счет вовлечения в погружение герцинского горноскладчатого сооружения зоны Главного хребта и северной краевой части Понтийско-Закавказской островной дуги. В пределах окраинного моря, в условиях спрединга, возможно, формировались участки с новой базальтовой корой. Но альпийские фазы складчатости и связанное с ними гранитообразование вновь приводят к увеличению «гранито-метаморфитовой» коры, мощность которой в Абхазии достигает в настоящее время 15—20 км.

На примере раннеальпийских фаз складчатости отмечается приуроченность этого процесса к краевым, относительно узким полосам геосинклинали (окраинного моря) Большого Кавказа, тогда как в ее центральной части, в остаточных трогах, где впоследствии развиваются флишевые бассейны, осадки практически остаются недислоцированными (рис. 31 А—Б). Это указывает на локальность приложения складкообразовательных сил, что можно объяснить пододвиганием консолидированной коры Понтийско-Закавказской островной дуги под консолидированную кору окраинного моря Большого Кавказа и пододвиганием последней под консолидированную кору шельфа Восточно-Европейского континента. В процессе пододвигания, по-видимому, происходила деформация фундамента, а также соскабливание с него осадков, их скучивание с образованием складок и взбросо-надвигов. Дальнейшая конвергенция островной дуги и континента привела к еще большему укорочению коры окраинного моря путем пододвигания и к полной

складчатости осадков этого бассейна (рис. 31С). В отличие от зон Бенюфа отмеченные подвиги, по-видимому, не выходили за пределы «базальтового» слоя.

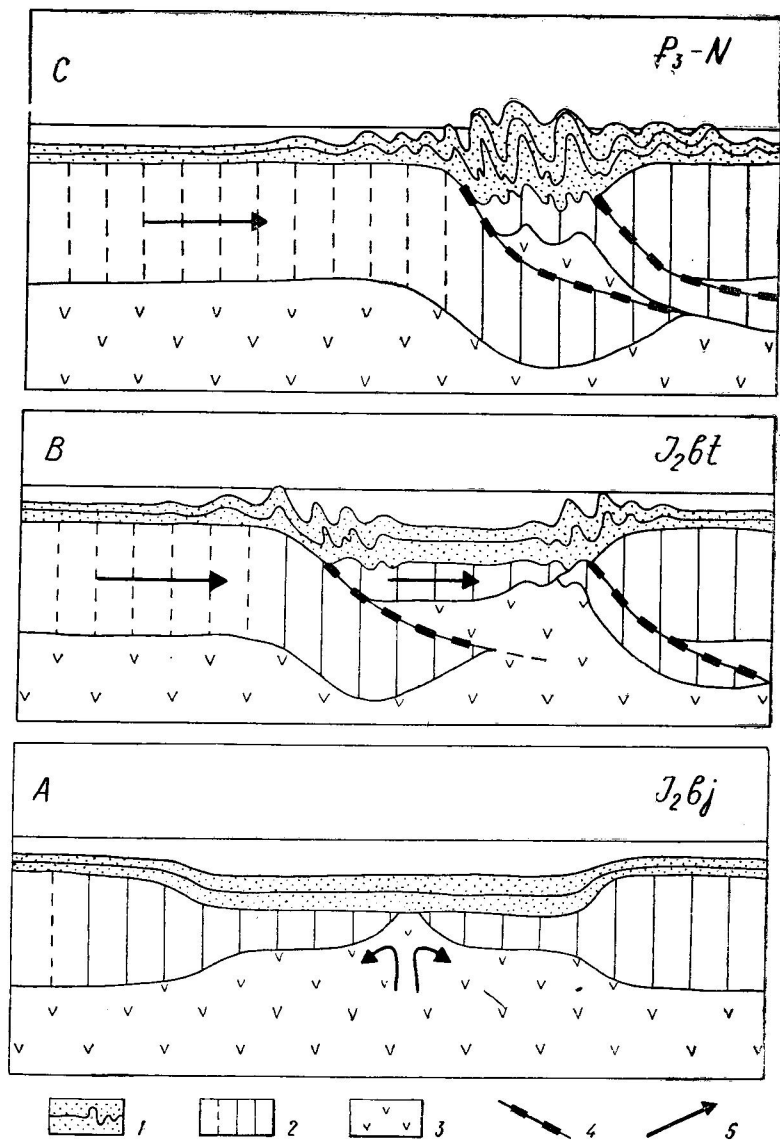


Рис. 31. Модель механизма складчатости осадков окраинного моря на примере альпийской геосинклинальной складчатости Большого Кавказа. 1 — осадочный слой, 2 — гранито-метаморфитовый фундамент, 3 — «базальтовый» слой, 4 — подвиги, 5 — направление движения блоков консолидированной коры

ЛИТЕРАТУРА

- А г а л и н Г. П. Палеозойские отложения Сванетии и их значение при выборе створа плотины в верховьях р. Ингури. Тр. Ленгидропроекта, сб. 7, 1938.
- А д а м и я Ш. А. Доюрские образования Кавказа. Тр. Геол. ин-та АН ГССР, нов. сер., вып. 16, 1968.
- А д а м и я Ш. А. Объяснительная записка к макету тектонической карты Кавказа масштаба 1:1.000.000. «Мецниереба», Тбилиси, 1974.
- А д а м и я Ш. А., А б е с а д з е Г. Н., Х о т я н о в с к и й П. А. К стратиграфии и возрасту метаморфических образований Главного хребта Большого Кавказа. ДАН СССР, т. 211, № 4, 1973.
- А д а м и я Ш. А., Б е р и д з е М. А., Л о б ж а н и д з е Г. П., Л о л а д з е З. И., Х у ц и ш в и л и О. Д., Ч и ч и н а д з е Г. А. Обнаружение выхода доюрских метаморфических пород в ущ. р. Шоудид (Абхазия). Сообщения АН ГССР, т. 79, № 3, 1975.
- А д а м и я Ш. А., Б е р и д з е М. А., Т о п ч и ш в и л и М. В., К стратиграфии нижнеюрских отложений Центральной Абхазии. Сообщения АН ГССР, № 2, 1972.
- А д а м и я Ш. А., З а р и д з е Г. М., Р у б и н ш т е й н М. М. Состав, возраст и условия формирования «гранито-метаморфитового» слоя Кавказа. Тезисы Сов.-Индийского симпозиума, «Мецниереба», Тбилиси, 1975.
- А д а м и я Ш. А., З а р и д з е Г. М., Р у б и н ш т е й н М. М., Т а т р и ш в и л и Н. Ф., Ч х о т у а Т. Г., Ш е н г е л и а Д. М. Время и условия формирования кристаллического ядра Большого Кавказа. Изв. вузов. № 8, 1974.
- А к и м и д з е К. Г. К вопросу о возрасте слабометаморфизованных сланцев Южного склона Большого Кавказа на примере ущелья р. Аугара. Сообщения АН ГССР, т. 51, № 2, 1968.
- А к и м и д з е К. Г. Особенности метаморфического преобразования слюдяных сланцев ущелья р. Кодори в зоне Главного надвига кристаллического ядра Большого Кавказа. Тр. КИМС, вып. VIII (10), серия полезн. ископ., Тбилиси, 1970.
- А к и м и д з е К. Г. Петрология метаморфитов зоны Главного надвига Большого Кавказа в пределах бассейна р. Кодори. Автореферат канд. дисс. Тбилиси, 1971.
- А к и м и д з е К. Г. К вопросу о формировании амфиболитов ущелья р. Кодори в зоне Главного надвига кристаллического ядра Большого Кавказа. Сообщения АН ГССР т. 61, № 2, 1971.
- А ф а н а с ь е в Г. Д. Геология магматических комплексов Северного Кавказа и основные черты связанной с ним минерализации. Тр. Ин-та геол. рудн. м-ний, петр., мин. и геох., вып. 20, 1958.
- А ф а н а с ь е в Г. Д., А б д у л л а е в Р. Н., Р у б и н ш т е й н М. М., С т у д е н и к о в а З. В. Итоги геохронологических исследований магматических горных пород Кавказа. МГК, XXI сессия, Докл. сов. геол., пр. 3. Изд. АН СССР, 1960.
- А ф а н а с ь е в Г. Д., Р у б и н ш т е й н М. М. и др. Геохронологическая шкала в абсолютном летоисчислении по данным лабораторий СССР на апрель 1964 г. с учетом зарубежных данных. МГК XXIII сессия, Докл. сов. геологов, М., 1964.
- Б а л у х о в с к и й А. Н. К стратиграфии и палеогеографии лейаса Центральной Абхазии. Сб. «Вопросы региональной геологии СССР». Изд. МГУ, 1964.
- Б а л у х о в с к и й А. Н. Тектоника и история развития зоны сопряжения Большого Кавказа и Грузинской глыбы Закавказского срединного массива. Канд. дисс., Изд. МГУ, 1969.
- Б а р а н о в Г. И. Палеозойский магматизм. В кн.: «Геология СССР, т. IX, Северный Кавказ», ч. I, «Недра», М., 1968.
- Б е н д у к и д з е Н. С. К стратиграфии верхнеюрских рифовых известняков западной Абхазии и ущелья р. Мзымта. Сб. трудов Геол. ин-та АН ГССР, Тбилиси, 1959.
- Б е н д у к и д з е Н. С. Верхняя юра. В кн.: «Геология СССР, т. X, Грузинская ССР», ч. I, «Недра», М., 1964.

- Б е р и д з е М. А. О нижнеюрском вулканизме верховьев рр. Авадхара и Лашипсе. Сообщения АН ГССР, т. 52, № 2, 1968.
- Б е р и д з е М. А. Литология ниже- и среднеюрских отложений южного склона Большого Кавказа в пределах Верхней Рачи. Тр. ГИН АН ГССР, нов. сер., вып. 24. «Мецниереба», Тбилиси, 1970.
- Б е р и д з е М. А. Раннеюрский спилито-кератсфиртовый вулканизм северо-западной части Абхазии и его влияние на формирование кластических осадков. Тр. ГИН АН ГССР, нов. сер., вып. 38, «Мецниереба», Тбилиси, 1973.
- Б о р с у к А. М. Магматизм мелового периода. В кн.: «Геология СССР, т. IX, Северный Кавказ», ч. I, «Недра», М., 1968.
- Б у к и я С. Г. О нижнем лейасе в северо-западной части Абхазии. ДАН СССР, нов. сер., т. 99, № 6, 1954.
- Б у л е й ш в и л и Д. А. Нижний миоцен. Верхний миоцен-сармат. В кн.: «Геология СССР, т. X, Грузинская ССР», ч. I, «Недра», М., 1964.
- В а х а н и я Е. К. Новые данные о возрасте верхнеюрской пестроцветной свиты Грузии. Сообщения АН ГССР, т. 56, № 1, 1969.
- В а х а н и я Е. К. Геологическое строение Колхидской низменности. Тр. Груз. отдел. ВНИГНИ, вып. 151, Изд. «Мецниереба», Тбилиси, 1973.
- В е к у а М. Л. Остракоды киммерийских и куляльничких отложений Абхазии и их стратиграфические значения. Канд. дисс., Тбилиси, 1970.
- Вопросы геологии северо-западной части Абхазии. «Мецниереба», Тбилиси, 1972.
- Г а м б а ш и д з е Р. А. Стратиграфия верхнемеловых отложений Грузии и смежных с ней областей Азербайджана и Армении. Автореферат докторск. дисс., Тбилиси, 1974.
- Г а м к р е л и д з е И. П. К тектонике полосы соприкосновения складчатой системы южного склона Большого Кавказа и Грузинской глыбы. Сообщ. АН ГССР, т. 44, № 3, 1966.
- Г а м к р е л и д з е П. Д. Общие соображения о геотектоническом строении Грузии. В сб. трудов Ин-та геол. и минерал. АН ГССР, 1951.
- Г а м к р е л и д з е П. Д. Тектоника. В кн.: «Геология СССР, т. X, Грузинская ССР», «Недра», М., 1964.
- Г а м к р е л и д з е П. Д. Основные черты тектонического строения Кавказа. «Геотектоника», № 3, 1966.
- Геология СССР, т. IX, Северный Кавказ, «Госиздат», М.-Л., 1947.
- Геология СССР, т. IX, Северный Кавказ. «Недра», М., 1968.
- Д ж а в а х и ш в и л и Ш. И. Кристаллические сланцы южного склона Большого Кавказа. Геол. ин-т АН ГССР. Труды. нов. сер., вып. 23, 1970.
- Д ж а н е л и д з е А. И. Проблема Грузинской глыбы. Сообщения АН ГССР, т. III, № 1—2, 1942.
- Д ж а н е л и д з е А. И. К вопросу о тектоническом расчленении территории Грузии. В сб.: «Вопросы петрогр. и минералогии», Тб. -М., 1953.
- Д ж а н е л и д з е А. И. Территория Грузии в системе альпийского орогена. В сб. Тр. Геол. ин-та АН ГССР, сер. геол., № VII (XII), 1953а.
- Д ж а н е л и д з е О. И. Фораминиферы нижнего и среднего миоцена Грузии. «Мецниереба», Тбилиси, 1970.
- Д з о ц е н и д з е Г. С. Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии. Ин-т геологии и минер. АН ГССР, Монографии, № 1, Тбилиси, 1948.
- Д з о ц е н и д з е Г. С. Донеогеновый вулканизм. В кн.: «Геология СССР, т. X, Грузинская ССР», ч. I, «Недра», М. 1964.
- Д у д а у р и О. З., Т о г о н и д з е М. Г. Об открытии выхода кристаллического субстрата в Центральной Абхазии. Сообщения АН ГССР, т. 60, № 1, 1970.
- Д у д а у р и О. З., К е ц х о в е л и Д. Н., Т о г о н и д з е М. Г., Ш е н г е л и а Д. М. Тектонический клин палеозойских кристаллических пород в верховьях р. Ацгара (Абхазия). Сообщения АН ГССР, т. 71, № 1, 1973.

- Дудаури О. З., Кикодзе Г. С. Габбро-диабазы ушелья р. Псоу. Сообщения АН ГССР, т. 57, №3, 1970.
- Думбадзе Г. Д., Чхотуа Т. Г. О процессах регрессивного метаморфизма в кристаллических сланцах бассейна р. Бавю (Абхазия). Сообщ. АН ГССР, XI.IX. № 1, 1968.
- Егоян В. Л. Некоторые вопросы тектонической зональности мелового комплекса северо-западного Кавказа. В сб. Тр. геол. ин-та АН ГССР, Тбилиси, 1959.
- Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф., Джавахишвили Ш. И. Гранитонды и кристаллические сланцы Большого Кавказа в пределах Клухорского района. В тр. Геол. ин-та АН ГССР, мин.-петрогр. серия, т. IV, 1958.
- Зесашвили В. И. Средняя юра. В кн.: «Геология СССР, т. X, Грузинская ССР», «Недра», М., 1964.
- Кахадзе И. Р. Грузия в юрское время. Тр. Геол. ин-та АН ГССР, сер. геол., т. III (VIII), 1947.
- Качарави И. В. Палеоцен и эоцен. В кн.: «Геология СССР, т. X, Грузинская ССР», ч. I, «Недра», М., 1964.
- Кванталиани И. В. Стратиграфия и аммонитовая фауна клансейских и смежных с ними отложений Абхазии. Автореферат кандидатск. диссерт. Тбилиси, 1968.
- Кванталиани И. В. Палеогеография аптского и раннеальбского времени Абхазии. Матер. по геол. и нефтегазоносности Грузии. «Недра», М., 1971.
- Квернадзе А. В. Стратиграфия и фауна нижнемеловых отложений Абхазии. Канд. диссерт., Тбилиси, 1972.
- Кикодзе Г. С. Кремнистые конкреции в верхнеюрских карбонатных породах Западной Абхазии. Сообщ. АН ГССР, т. 68, № 1, 1972.
- Кочетов Н. И. О соотношении тектонических структур и рельефа в басс. р. Мзымта (Западный Кавказ). Бюлл. МОИП, т. 44, № 4, 1969.
- Коява В. С. К петрографии кислых эффузивов басс. р. Галидзга. Сообщения АН ГССР, т. 25, № 5, 1960.
- Лалиев А. Г. Оligоцен. В кн.: «Геология СССР, т. IX, Грузинская ССР», «Недра», М., 1964.
- Лалиев А. Г. Майкопская серия Грузии. «Недра», М., 1964.
- Ломизе М. Г., Сомин М. Л. О ранних проявлениях юрского вулканизма на Северо-Западном Кавказе. «Вестн. Моск. ун-та», сер. IV, геол., № 6, 1962.
- Майсадзе Ф. Д. Об источнике материала палеогеновых образований среднего течения р. Бзыби. Сообщ. АН ГССР, т. 74, № 1, 1974.
- Майсадзе Ф. Д. Некоторые вопросы палеогеографии палеогена северо-западной части Абхазии. Сообщения АН ГССР, т. 80, № 3, «Мецниереба», Тбилиси, 1975.
- Майсурадзе Л. С. Фораминиферы сармата Западной Грузии. «Мецниереба», Тбилиси, 1971.
- Мельников В. А. Новые данные о палеозое Северо-Западного Кавказа. Бюлл. ТНИ, № 4, (21), МГ и ОН СССР, 1959.
- Мельников В. Л. К стратиграфии палеозоя Северо-Западного Кавказа. «Советская геология», № 11, 1964.
- Мусхелишвили Л. В. Историческое развитие сарматской моллюсковой фауны Западной Грузии. Авторефер. кандид. диссерт., 1969.
- Нетребва А. В. Щелочные габброиды южного склона Северо-Западного Кавказа. Тр. по геол. и полезн. ископ. Северного Кавказа, вып. 10, Ессентуки, 1962.
- Нуцубидзе К. Ш. Нижняя юра. В кн.: «Геология СССР, т. X, Грузинская ССР», ч. I, М., 1964.
- Оленин В. Б., Соколов Б. А. О возрасте лестроцветной свиты Мегрелии и Восточной Абхазии. Изв. вузов, сер. геол. и разв., № 8, 1958.
- Оленин В. Б., Соколов Б. А. Западная Грузия и смежные районы Краснодарского края в меловой период. Изв. вузов, геол. и разв., № 2, 1960.
- Папава Д. Ю., Годердзидзе Г. С. О возрасте хостинских песчаников. Сообщ. АН ГССР, т. 52, № 3. «Мецниереба», Тбилиси, 1968.

- П а с т у ш е н к о Ю. Н. К стратиграфии вулканогенно-порфириновой формации байоса южного склона Западного Кавказа. «Советская геология», № 3, 1967.
- П о т а п е н к о Ю. Я., С о м и н М. Л. О соотношении лабинской и макерской серий Главного Кавказского хребта. ДАН СССР, т. 189, № 4, 1969.
- П о т а п е н к о Ю. Я., С т у к а л и н а Г. А. О первой находке органических остатков в метаморфическом комплексе Главного Кавказского хребта. ДАН СССР, т. 189, № 5, 1971.
- Путеводитель экскурсий. Советско-Индийский симпозиум. Сравнительная геология Кавказа и Гималаев. Тбилиси, 1975.
- Р у б и н ш т е й н М. М. К проблеме геотектонического расчленения Грузии. В сб. трудов Геол. ин-та АН ГССР, Тбилиси, 1951.
- Р у б и н ш т е й н М. М. О возрасте кристаллического субстрата Кавказа. Сообщ. АН ГССР т. 24, № 2, «Мецниереба», Тбилиси, 1960.
- Р у б и н ш т е й н М. М. Аргоновый метод в применении к некоторым вопросам региональной геологии. Тр. Геол. ин-та АН ГССР, нов. сер., вып. II, «Мецниереба», Тбилиси, 1967.
- С а л у к в а д з е Н. Ш. Стратиграфия и фауна палеогеновых отложений Центральной Абхазии. Авторефер. кандидат. диссерт., «Мецниереба», Тбилиси, 1966.
- С а л у к в а д з е Н. Ш., М а й с а д з е Ф. Д. О палеогеновых отложениях среднего течения р. Бзыби. Сообщ. АН ГССР, т. 72, № 2, «Мецниереба», Тбилиси, 1973.
- С а м о х и н А. А. Вещественный состав и структура метаморфического фундамента области Главного хребта Западного Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геол., №4, 1963.
- С н е ж к о Е. А. О роли гранитоидов Главного хребта в формировании кристаллических сланцев Кавказа. Тр. Новочеркасского политехническ. ин-та, 1958.
- С н е ж к о Е. А. К вопросу о стратиграфии кристаллических сланцев Главного хребта Северо-Западного Кавказа. Тезисы докл. II научной сессии, вып. VI, секция геол., Новочеркасск, 1965.
- С н е ж к о Е. А. Докембрий. Зона Главного хребта. В кн.: «Геология СССР, т. IX, Северный Кавказ», ч. I, «Недра», М., 1968.
- С н е ж к о Е. А., Р а б и н о в и ч А. Л. Изотопный состав серы сульфидов амфиболитов буульгенской свиты р. Теберды (Северный Кавказ) в связи с вопросами их генезиса. «Геохимия», № 4, 1974.
- С о м и н М. Л. Некоторые особенности связи магматизма и тектоники кристаллического ядра Главного хребта Большого Кавказа, «Геотектоника», № 3, 1965.
- С о м и н М. Л. Тектоника и история развития доюрского основания западной части Главного Кавказского хребта и его южного склона. Кандидатская диссерт., М., 1967.
- С о м и н М. Л. О древнейших структурных комплексах Главного Кавказского хребта и смежных областей. «Геотектоника», № 5, 1969.
- С о м и н М. Л. Доюрское основание Главного хребта и южного склона Большого Кавказа. «Наука», М., 1971.
- С р а б о н я н М. Х. Новые данные о геологическом строении осевой части Главного хребта Северо-Западного Кавказа. Тр. по геол. и полезн. ископаемым Северного Кавказа, вып. XI, Ставропольское кн. изд-во, 1964.
- С р а б о н я н М. Х. Геология и петрология кристаллического основания зоны Главного Кавказского хребта в басс. рр. Теберда, Аксаут, Марух, Кизгич. Автореф. кандидат. диссерт., Новочеркасск, 1971.
- Т а к т а к и ш в и л и И. Г. Историческое развитие семейства Валенсиенид. «Мецниереба», Тбилиси, 1967.
- Т в а л ч р е л и д з е А. Г. Генезис медно-пирротиновых руд Горной Абхазии. Автореферат кандидат. диссерт., МГУ, М., 1974.
- Т е р е х о в А. А., М о м о ш и н а К. Н., М о с к а л е н к о Э. П. О продолжении структур северо-западного Кавказа во впадине Черного моря. «Геотектоника», № 1, 1973.
- Т е р е х о в А. А., Х а х а л е в Е. М., М а л о в и ц к и й Я. П. Новые данные о геологическом строении прикавказского континентального склона Черного моря. ДАН СССР, т. 195, № 1, 1970.

- Химшиашвили Н. Г. Верхнеюрская фауна Грузии, Тбилиси, Изд. АН ГССР, 1957.
- Челидзе Г. Ф. Плиоцен. В кн.: «Геология СССР, т. X, ГССР», ч. I, «Недра», М., 1964.
- Челидзе Г. Ф. Морской понт Грузии. Тр. Геол. ин-та АН ГССР, нов. сер., вып. 48, 1974.
- Чиковани А. А. Средний миоцен. В кн.: «Геология СССР, т. X, Грузинская ССР», ч. I, «Недра», М. 1964.
- Чичинадзе Г. Л. Новые данные о геологическом строении доальпийского фундамента левобережья р. Ацгара (Абхазия). Сообщения АН ГССР, т. 76, № 1, «Мецниереба», Тбилиси, 1974.
- Чубинидзе И. В. Палеогеография Абхазии в раннемеловое время. Матер. по геологии и нефтегазон. Грузии. Тр. Груз. компл. экспед. ВНИГНИ, вып. LXI, «Мецниереба», Тбилиси, 1967.
- Чхотуа Г. Р. Несколько замечаний о континентальной пестроцветной толще центральной Абхазии. Аннотации докладов на III НТ конф. ГИИ, Тбилиси, 1940.
- Чхотуа Г. Р. К петрографии древних основных и ультраосновных пород верховьев р. Кодори в Абхазии. Бюлл. Геол. ин-та Грузии, 1938.
- Чхотуа Г. Р. Интрузивы Абхазии. Тр. Груз. геол. управл., вып. 2, «Техника да шрома», Тбилиси, 1941.
- Чхотуа Т. Г. Амфиболиты северо-западной части южного склона Большого Кавказа в пределах Абхазии. Сообщ. АН ГССР, т. 58, № 1, «Мецниереба», Тбилиси, 1970.
- Чхотуа Т. Г. Петрология метаморфических образований Большого Кавказа в пределах северо-западной части Абхазии. Канд. диссерт., «Мецниереба», Тбилиси, 1971.
- Чхотуа Т. Г. О псевдоконгломератах истоков р. Большой Лабы. Сообщения АН ГССР, т. 62, № 3, «Мецниереба», Тбилиси, 1971а.
- Чхотуа Т. Г., Думбадзе Г. Д. К петрологии дистеновых кварцитов и дистен-ставролит-гранатовых амфиболитов лабинской серии. Сообщ. АН ГССР, т. 64, № 3, «Мецниереба», Тбилиси, 1971.
- Шенгелиа Д. М. Петрология палеозойских гранитоидов Северного Кавказа. Тр. Геол. ин-та АН ГССР, нов. сер., вып. 34, «Мецниереба», Тбилиси, 1972.
- Шенгелиа Д. М., Кецховели Д. Н., Чичинадзе Г. Л. О выделении в лабинской серии верцхлистбисской свиты в Абхазии. Сообщения АН ГССР, т. 76, № 1, «Мецниереба», Тбилиси, 1974.
- Эдилашвили В. Я., Леквинадзе Р. Д., Гогиберидзе В. В., Шубладзе Р. Л. К вопросу о возрасте некоторых свит сланцевой серии Большого Кавказа. Тезисы докл. 4-ой конф. по геол. и полезн. ископаем. Северного Кавказа, Ессентуки, 1974.
- Эристави М. С. Некоторые вопросы тектоники бассейнов рр. Псоу и Мзымты. Изв. геол. общ. Грузии, т. 2, вып. 2, 1961.
- Эристави М. С. Нижний мел. В кн.: «Геология СССР, т. X, Грузинская ССР», ч. I, «Недра», М., 1964.
- Ясаманов Н. А. Палеогеография Западной Грузии в неокомское время. Изв. Геол. об-ва. Грузии, т. VII, вып. 1—2, 1970.
- Adams A. Sh. A. Plate tectonics and evolution of the Alpine system: Discussion. Geol. Soc. America Bull., v. 86, 1975.
- Karig D. E., Sharmán III G. E. Subduction and accretion in trenches. Geol. Soc. of Am. Bull., v. 86, n. 3, 1975.
- Matsuda T. and Uyeda S. On the Pacific-type orogeny and its model-extension of the paired belts concept and possible origin of marginal seas. Tectonophysics. Elsevier Publ. Company, Amsterdam, n. 11, 1971.
- Miyashiro A. Metamorphism and related magmatism in plate tectonics. Am. Jurr. Sci., 272, 1972.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	5
Геотектоническое районирование	10
Стратиграфия, фашиальная зональность и палеогеография	16
Палеозой	17
Мезозой и кайнозой	25
Магматизм	48
Домезозойский магматизм	48
Мезо-кайнозойский магматизм	49
Структурные этажи, фазы складчатости, формационный состав	49
Районирование по типу складчатости	53
Некоторые вопросы металлогении Абхазии	57
Заключение	60
Литература	63

Шота Александрович Адамия

ТЕКТОНИКА И ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ АБХАЗИИ

Напечатано по постановлению Редакционно-издательского
совета Академии наук Грузинской ССР

Редактор издательства Т. П. Бокучава
Техредактор Э. Б. Бокерия
Корректор И. Г. Насаридзе

Сдано в набор 20.10.1976; Подписано к печати 31.5.1977; Формат
бумаги 70×108¹/₁₆; Бумага № 1; Печатных л. 5.95; Уч.-издат. л. 5.53;
УЭ 01103; Тираж 600; Заказ 3369;
Цена 65 коп.

გამომცემლობა „მეცნიერება“, თბილისი, 380060, კუტუზოვის ქ. 19
Издательство «Мецниереба», Тбилиси, 380060, ул. Кутузова, 19

საქ. სსრ მეცნ. აკადემიის სტამბა, თბილისი, 380060, კუტუზოვის ქ. 19
Типография АН Груз. ССР, Тбилиси, 380060, ул. Кутузова, 19