

ЮЖНО-
ЧЕРНОМОРСКИЙ
ВУЛКАНИЧЕСКИЙ
ПОЯС
И ЕГО МЕТАЛЛОГЕНИЯ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
МОСКОВСКОЕ ОБЩЕСТВО ИСПЫТАТЕЛЕЙ ПРИРОДЫ

ЮЖНО-
ЧЕРНОМОРСКИЙ
ВУЛКАНИЧЕСКИЙ
ПОЯС
И ЕГО МЕТАЛЛОГЕНИЯ



Ответственные редакторы:
академик АН ГССР Г.А. ГВАЛЧРЕЛИДZE,
доктор геолого-минералогических наук А.Е. МИХАЙЛОВ



МОСКВА
"НАУКА"
1985



Южно-Черноморский вулканический пояс и его металлогения. М.: Наука, 1985. 96 с.

Южно-Черноморский вулканогенный пояс прослеживается от границ с Румынией через Болгарское Среднегорье, Анатолийский Понт до Малого Кавказа и далее в Центральный Иран. Он сложен вулканогенно-осадочными породами мелового и палеогенового возраста, заключающими многочисленные колчеданные, скарново-магнетитовые и меднопорфировые месторождения. Рассмотрены стратиграфия, магматизм и тектоника отдельных частей пояса, что позволило с новых позиций подойти к полемиическим вопросам возникновения впадины Черного моря.

Ил. 18, библиогр. 140 назв.

Рецензенты:

В.М. ГРИГОРЬЕВ, И.С. ЧУМАКОВ

ЮЖНО-ЧЕРНОМОРСКИЙ ВУЛКАНИЧЕСКИЙ ПОЯС И ЕГО МЕТАЛЛОГЕНИЯ

*Утверждено к печати Московским обществом
испытателей природы*

Редактор *А.В. Копп*. Художественный редактор *И.Ю. Нестерова*
Технический редактор *М.К. Серегина*. Корректор *О.А. Пахомова*

Набор выполнен в издательстве на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 29370

Подписано к печати 18.06.85. Т-01163. Формат 60 x 90 1/16

Бумага для глубокой печати. Гарнитура Пресс-Роман

Печать офсетная. Усл.печ.л. 6,0 + 0,9 вкл. Усл.кр.-отт. 7,0. Уч.-изд.л. 8,4
Тираж 750 экз. Тип. зак. 440. Цена 1 р. 30 к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство "Наука"

117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

ПРЕДИСЛОВИЕ

Проблема изучения вулканических поясов, наложенных на разновозрастные геологические структуры зрелой континентальной коры, в последнее время приобрела большое не только научное, но и прикладное значение, поскольку в их пределах размещаются месторождения ряда рудных формаций, в том числе и весьма продуктивных. Одним из первых авторов, выделивших протяженный мезозойский вулканический пояс, начинающийся в суббалканской зоне Югославии и восточнее прослеживающийся через Болгарское Среднегорье и Анатолийский Понт в Малый Кавказ, был Г.А. Твалчрелидзе [1964]. В совместной работе Г.А. Твалчрелидзе и Г.С. Дзюценидзе пояс был назван Среднегорско-Понтийско-Сомхетским, а позднее Г.А. Твалчрелидзе на основании новых данных рассматривал пояс как крупную региональную структуру, протягивающуюся на расстояние до 3000 км от Румынских Апусени через Югославию, Болгарию, Анатолию, Малый Кавказ, Центральный Иран до Западного Пакистана.

Пояс сложен вулканогенно-осадочными породами мелового, палеогенового и отчасти неогенового возраста. Он содержит многочисленные колчеданные, скарново-магнетитовые и меднопорфировые месторождения. В таком региональном определении характеристика тектоники, петрологии и металлогении пояса требует большого объема исследований и монографического описания. Перед авторами стояла значительно более скромная задача — выделить в пределах пояса локальные структуры, относительно детально изученные на территориях Болгарии и Грузии, расшифровка которых дала бы новые данные к решению полемичного вопроса возникновения Черноморской впадины.

В качестве таковой структуры был выбран четко намечающийся Бургаско-Триалетский прогиб, крайние сегменты которого, обладающие большим сходством, обнажаются на противоположных берегах Черного моря в пределах Болгарии и Западной Грузии. Отсюда следует и сокращенное название вулканического пояса — Южно-Черноморский. Отдельные отрезки пояса также имеют собственные названия: на территории Болгарии — Среднегорский, на территории Турции — Понтийский и в Грузии — Сомхетский.

Приведенные в тексте материалы представляют собой обобщение многолетних исследований, проводившихся в Юго-Восточной Болгарии, Северном Причерноморье и Аджаро-Триалетской зоне Грузии сотрудниками Московского геологоразведочного института, Софийского горно-геологи-

ческого института и Геологического института АН ГССР. Подготовку к изданию материалов по территории Болгарии осуществил П. Попов.

По территории Северо-Западной Турции (Южное Причерноморье) привлечены литературные источники и опубликованные геологические карты.

При очень большом авторском коллективе вполне естественно несоответствие взглядов по отдельным вопросам, затронутым в изложении. Эти расхождения не завуалированы, а отражены в тексте. Различная степень изученности отдельных частей описываемого отрезка вулканического пояса, а также не однозначная композиция описания вынудила привести имеющиеся фактические материалы отдельно по трем регионам: Юго-Восточной Болгарии, Северной Анатолии и Юго-Западной Грузии.

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ ПОЯСА

ЮГО-ВОСТОЧНАЯ БОЛГАРИЯ

Описываемая часть Юго-Восточной Болгарии охватывает территорию, ограниченную на севере южными склонами Балканского хребта, на западе широтой г. Нова Загора, на востоке побережьем Черного моря и на юге границей с Турцией.

Стратиграфия

В Юго-Восточной Болгарии на поверхности обнажены различные по составу и условиям залегания толщи от протерозойских до четвертичных образований. Близка по своему строению примыкающая с юга крайняя северо-западная часть Турции, расположенная севернее Мраморного моря и поэтому описанная совместно с территорией Болгарии.

Протерозойские породы обнажены в горах Сакар, Странджа и на возвышенностях Св. Илии, Монастырка и Древня, в ядре Странджанского антиклинория. Представлены они двумя комплексами. Нижний комплекс имеет пестрый состав. В северной части гор Сакар он сложен гнейсами, мигматитами, амфиболитами, среди которых залегают метаморфизованные ультрабазиты. В северо-западной части Странджи встречаются и мраморы. Мощность нижнего комплекса около 3000 м. Верхний комплекс по составу гранито-гнейсовый. Сложен он метагранитами аляскитового типа, обнажающимися на южных склонах гор Сакар, и имеет мощность 2500 м. К ядрам крупных антиклиналей приурочены Сакарский и Странджанский гранитные батолиты, имеющие докембрийский возраст.

Палеозойские породы регионально метаморфизованы в зеленосланцевой фации. Они представлены образованиями так называемой диабазово-филлитовидной формации (поздний рифей — кембрий — ордовик), терригенно-карбонатным (девон?) и вулканогенно-терригенным (пермь) комплексами.

Комплекс диабазово-филлитовидной формации широко обнажен в пределах гор Странджа и в северо-западном направлении доходит до Св. Илииских возвышенностей. Представлен он метааркозами, метаалевролитами, филлитами, мраморами, сланцами, диабазами и другими породами смешанного вулканогенно-осадочного происхождения, а также продуктами подводного основного вулканизма. Комплекс можно рассматривать как типичную аспидную формацию, сочетающуюся со спилитами и диабазами.

Терригенно-карбонатный комплекс обнажается в юго-восточной части гор Странджа, где согласно залегает на породах диабазово-филлитовидной

формации. В его основании обнажаются брекчии и конгломераты, чередующиеся с филлитами и метаалевролитами. Верхняя часть комплекса сложена мраморами.

Вулканогенно-терригенный комплекс, залегающий несогласно на породах диабазово-филлитоидной формации, обнажается на северных и северо-восточных склонах Св.Илиских возвышенностей. Он сложен разнообразными континентальными терригенными и кислыми вулканогенными породами.

К отложениям триасового возраста относятся три комплекса: нижний — терригенно-карбонатный, средний — карбонатный и верхний — также карбонатный, имеющие неравномерное распространение. В северо-западной части Странджанского антиклинория обнажаются породы нижнего и среднего комплекса, но там они метаморфизованы до амфиболитовой фации и представлены гнейсами, слюдяными сланцами, амфиболитами, мраморами. В центральной части гор Странджа обнажается так называемый балканский тип триаса, представленный неметаморфизованными осадочными породами: аркозами, доломитами, известняками, брекчиями и конгломератами. В юго-восточной части гор Странджа породы триасового возраста представлены алевролитами, глинистыми известняками и глинистыми сланцами. Реже встречаются брекчии, конгломераты, аргиллиты и филлиты. Они совместно с диабазово-филлитоидной формацией слагают лобовую часть Странджанского надвига.

Юрские отложения хорошо охарактеризованы фаунистически и делятся на пять комплексов [Начев, 1976]. В основании на размытой поверхности триаса залегают конгломераты, песчаники и алевролиты, имеющие непостоянную мощность — 20—150 м. Выше — кварцевые песчаники, алевролиты и аргиллиты с горизонтами детритовых известняков мощностью 80—100 м (нижний отдел). Третий комплекс (байоский) сложен алевролитами и аргиллитами с тонкими прослоями известняков общей мощностью до 200 м. Верхний отдел представлен алевролитами, аргиллитами и глинистыми известняками, сменяющимися пятым комплексом — кристаллическими известняками, переходящими в карбонатно-терригенный флиш.

В меловой системе на описываемой территории установлены породы только верхнего отдела, залегающие с резким несогласием на всех подстилающих образованиях, вплоть до палеозойских.

Стратиграфия верхнемеловых пород Восточного Среднегорья и Восточной Старой планины разработана болгарскими геологами [Кулаксазов и др., 1964; Кулаксазов, 1974; Кънчев, 1962; Цанков и др., 1962, 1963; Бошев и др., 1967; Карагюлева, Костадинов, 1977; Попов, Антимова и др., 1980; Попов, Антимова, 1982]. На основании выполненных исследований в верхнемеловом отделе выделены три комплекса: нижний карбонатно-терригенный сеноман-гуронского возраста, средний осадочно-вулканогенный кампанского возраста и верхний карбонатно-терригенный маастрихтского возраста.

В карбонатно-терригенном комплексе выделяются конгломерато-песчаная, угольная, надугольная мергельная и алевролитово-аргиллитовая толщи.

Конгломерато-песчаная толща слагает основание комплекса и залегает трансгрессивно на более древних породах. Ее мощность от нескольких

до 300—400 м. Обнажена она на юго-востоке в районе сочленения Странджанского антиклинория и Бургасского синклинория. Толща состоит главным образом из известковистых песчаников, чередующихся с песчаными алевролитами, аргиллитами и мергелями. В ее основании залегают полимиктовые конгломерато-брекчии, переходящие вверх по разрезу в кварцитовидные песчаники и известняки.

Угольная толща на западе фациально замещает конгломератово-песчаную, а на востоке согласно перекрывает ее. Средняя мощность толщи около 30 м. Сложена она тонкослоистыми известково-песчанистыми алевролитами, заключающими слои каменного угля.

Надугольная мергельная толща состоит преимущественно из мергелей и в небольшом количестве — песчаников, алевролитов и аргиллитов. Ее средняя мощность около 40 м, но местами увеличивается до 180 м.

Залегающая выше алевролитово-аргиллитовая толща имеет флишеидный характер. Представлена она чередующимися тонкослоистыми алевролитами и аргиллитами и в меньшем количестве — мергелями и песчаниками. Ее мощность от 150 до 600—700 м, но самые верхние части разреза размыты.

По опубликованным палеонтологическим данным [Кулаксазов и др., 1964; Кънчев, 1962; Кулаксазов, 1974] впервые три толщи карбонатно-терригенного комплекса имеют сеноманский возраст, а алевроито-аргиллитовая — туронский.

Осадочно-вулканогенный комплекс сложен разнообразными вулканогенными и осадочными породами. Вулканиды накапливались как в наземных, так и в подводных условиях в морском бассейне, окружающем цепочку вулканических островов.

Комплекс образует две ветви, разделенные кайнозойской Бургасской впадиной. Северная из них имеет широтную ориентировку и в окрестностях г. Несебра скрывается под уровнем моря. Другая ветвь направлена на юго-восток. Она вытянута вдоль побережья моря и южнее г. Ахтополя, на территории Турции также скрывается под уровнем моря. Западнее Бургаса, в окрестностях Ямбола, обе ветви сливаются вместе и в широтном направлении прослеживаются севернее Софии через всю Болгарию до границы с Югославией.

Возраст вулканитов, слагающих ветви, также не одинаков. В юго-восточной из них распространены наиболее ранние части вулканического комплекса, которые имеют стратиграфические контакты с осадочными отложениями нижнего сена. Верхняя часть разреза в них отсутствует. В противоположность этому в северной ветви на поверхности распространены верхние части разреза вулканического комплекса, несогласно перекрытые маастрихтским верхним карбонатно-терригенным комплексом (рис. 1, см. вкл.).

По литологическим особенностям в юго-восточной ветви пояса выделяется ряд свит: бродиловская, кубадинская, пынчевская, велекская, олисто-стромная, бистрецкая, судийскопольская, казылджикская, новопаничаревская, росенская и ахтопольская.

Бродиловская свита слагает нижние части разреза комплекса. Ее мощность от 10—20 до 180—200 м. Сложена она чередующимися слоями крупнозернистых песчаников, гравелитов и конгломератов, с редкими прослоями мергелей. Конгломераты развиты главным образом в нижних частях разреза

за. Состав их обломков разнообразен и зависит от основания. Цемент глинисто-известково-песчаный, а в западных районах — песчано-туфовый [Цанков и др., 1962; Кулаксазов и др., 1964].

Кубадинская свита [Попов, Антимова, 1982] развита в западных районах и залегает на породах бродиловской свиты. Ее мощность достигает 900–1000 м. Нижние части разреза образованы главным образом лавовыми покровами и реже агломератовыми туфами трахандезитов. В верхах разреза отмечается чередование агломератов, лапиллиевых и пепловых туфов с единичными покровами лав, а в самой верхней части разреза присутствуют мергели, глинистые известняки, аргиллиты, туфы, туффиты и единичные покровы латитов. Питающие вулканические центры, вероятно, находились на территории Странджанского антиклинория, где они глубоко эродированы.

Пынчевская свита [Попов, Антимова, 1982] развита в центральных районах. Залегает на бродиловской свите и замещает латерально в восточном направлении кубадинскую свиту. Сложена массивными и слоистыми кристаллитовидными туфами андезитового, риодацитового, реже латитового состава. Иногда в разрезе встречаются аргиллиты, глинисто-известковые туффиты и глинистые известняки. Мощность свиты около 800 м.

Велекская свита [Кулаксазов и др., 1964] залегает на бродиловской свите. Ее мощность достигает 450–500 м. Свита развита в юго-восточных частях области, имеет флишоидное строение и представляет собой бедный вулканическими продуктами стратиграфический аналог кубадинской и пынчевской свит. Нижние части разреза свиты (80–100 м) представлены чередующимися аркозовыми песчаниками, аргиллитами и алевролитами, с редкими прослойками конгломератов, известковых алевролитов, известняков и пепловых туфов. Средние части разреза (130–140 м) представлены известняками, известковыми алевролитовыми аргиллитами и полимиктовыми песчаниками. В самой верхней части наблюдается чередование крупнозернистых песчаников, гравелитов, алевролитов, аргиллитов, реже известняков и туфов (240–260 м).

Олистостромная толща [Antonov et al., 1977] образует нижние уровни разреза осадочно-вулканогенного комплекса в Бургасском районе. На западе латерально замещается пынчевской и бистрецкой, а на востоке — велекской свитами. Образовалась в результате интенсивного размыва Странджанского антиклинория. Ее мощность не меньше 500 м. Олиститы состоят из сенонман-туронских отложений, сенонских вулканитов и более древних пород. Величина их достигает 30–40 м, а иногда превышает и 100 м. Основная масса толщи глинисто-туфо-песчаная.

Бистрецкая свита [Попов, Антимова, 1982] развита в западной части области и залегает на пынчевской и кубадинской свитах. На востоке латерально замещается олистостромной толщей, а на западе постепенно выклинивается, частично замещаясь судийскопольской свитой. В восточных частях ее мощность достигает 700–750 м. Образована в основном от среднедо тонкослоистых глинистыми известняками, переслаивающимися с мергелями, известковыми аргиллитами, песчаниками, пепловыми, реже лапилло-агломератовыми туфами и туффитами.

Судийскопольская свита [Попов, Антимова, 1982] распространена в западной части описываемой территории. Состоит она из мергелей, глинистых

известняков, песчаников, туфов тефритового состава, туффитов, известковых аргиллитов и т.д. Отдельные разновидности пород в разрезе встречаются в различном количестве. В северо-западных частях территории мощность свиты около 2000 м, причем здесь она образует нижние и средние части разреза комплекса. В южных районах мощность свиты 1000–1200 м. Залегает она на бистрецкой и кубадинской свитах, а на востоке замещается латерально казылджикской и верхними частями бистрецкой свит.

Казылджикская свита [Попов, Антимова и др., 1980] развита в юго-восточных частях области и залегает на велекской или олистостромной свитах. Ее мощность 1800–2200 м. Образована в основном пирокластами и лавами базальтового, андезито-базальтового, реже андезитового состава. С приближением к вулканическому центру в свите увеличивается содержание агломератовых туфов и лавовых покровов. Самыми распространенными породами среди вулкаников являются лавобрекчи, миндалекаменные и массивные лавы, реже встречаются лавы с шаровой отдельностью. Широко развиты агломератовые, лапиллиевые и пепловые туфы.

Стратиграфический разрез свиты состоит из двух пачек. В основании нижней пачки лежат кристаллические базальтовые туфы мощностью 250–300 м; выше залегают серо-зеленые витрокластические, слоистые, пироксеновые, базальтовые туфы. Пироксеновые базальты образуют также покровы от 10 до 50 м мощностью в нижней части пачки, общая мощность которой 1300–1400 м; верхняя пачка состоит из агломератовых, лапиллиевых и пепловых туфов, пироксеновых базальтов, а в верхней части встречаются прослой глинистых и карбонатных туффитов. Общая мощность нижней пачки 450–500 м; мощность свиты 2000–2200 м.

Южнее Зидарова в составе верхней половины свиты появляются агломератовые туфы, покровы амфибол-пироксеновых андезито-базальтов и редкие маломощные покровы андезитов.

На юге, в окрестностях г. Мичурин, среди пород казылджикской свиты расположен сильно эродированный разновозрастный со свитой палеовулкан Папия, хорошо выраженный в рельефе в виде округлого купола 3–4 км в поперечнике (рис. 2). На склонах горы обнажены застывшие потоки лав, агломератовые, лапиллиевые и пепловые туфы базальтов, андезито-базальтов и реже андезитов. Лавы приурочены к нижней части разреза, а пирокласты — к верхней.

В центральной части палеовулкана довольно многочисленны жерловые, субвулканические и дайковые тела основного и среднего состава. Мощность эффузивов в окрестностях горы Папия около 2000 м, но не менее 400–500 м эффузивов смыто процессами эрозии.

Новопаничаревская свита [Попов, Антимова и др., 1980; Попов, Антимова, 1982] образована почти полностью пирокластами и лавами, нередко крупношарового сложения; оливин-пироксеновыми базальтами, оливин-пироксеновыми трахибазальтами, пироксеновыми и амфибол-пироксеновыми трахиандезитами и трахитами. Окраска пород преимущественно красно-фиолетовая.

В свите выделяются четыре пачки. Нижняя из них состоит из темно-серых покровов оливин-пироксеновых лав переменного состава от базальтов до трахитов. Ее мощность 100–180 м. Вторая пачка образована пепловыми, лапиллиевыми и агломератовыми туфами, покровами и потоками лав оли-

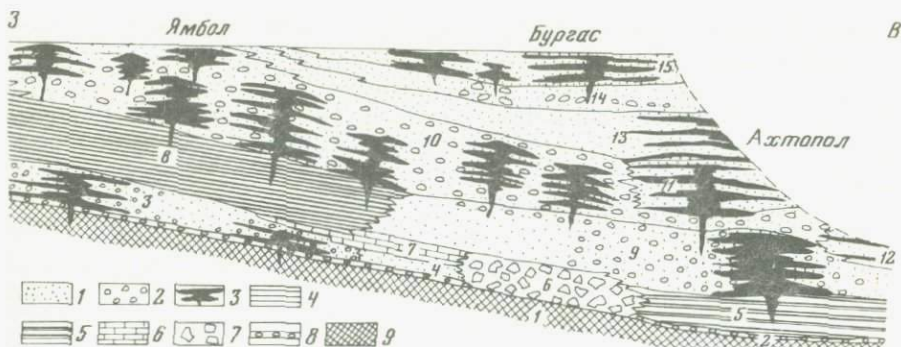


Рис. 2. Схематический разрез верхнемелового осадочно-вулканогенного комплекса в Восточном Среднегорье

1 - пепловые туфы; 2 - агломератовые и лапиллиевые туфы; 3 - лавовые покровы; 4-6 - вулканогенно-осадочные породы; 7 - олигостром; 8 - базальные конглобрекчи; 9 - фундамент. Свиты (цифры на разрезе): 1 - доверхнемеловой фундамент, 2 - бродиловская, 3 - кубадинская, 4 - пынчевская, 5 - велекская, 6 - олигостровая толща, 7 - бистрецкая, 8 - судийскопольская, 9 - казылджикская, 10 - новопаничаревская, 11 - росенская, 12 - ахтопольская, 13 - тынковская, 14 - медовская, 15 - драгановская

вин-пироксеновых или пироксеновых трахибазальтов и трахиандезитобазальтов. Мощность пачки 700-800 м. Следующая пачка сложена пепловыми и лапиллиевыми витрокластическими и литовитрокластическими туфами трахиандезитового и трахиандезитового состава. Мощность 700-750 м. Верхняя пачка состоит главным образом из агломератовых туфов с редкими прослоями лапиллиевых и пепловых туфов трахиандезитов и реже трахибазальтов. Ее мощность 450-550 м. Общая мощность свиты 1950-2380 м, но к югу, в окрестностях Ахтополя, мощность уменьшается до 600 м.

На крайнем юго-востоке ветви породы новопаничаревской свиты замещаются ахтопольской свитой [Попов, Антимова и др., 1980], сложенной красновато-фиолетовыми пепловыми и агломератовыми туфами и покровами трахиандезитов, трахитов, щелочных трахитов и очень редко трахибазальтами. Свита расчленяется на три пачки. Нижняя из пачек, лежащая выше пород, слагающих палеовулкан Папия, состоит из слоистых пирокластов, пепельных туфов, алевролитовых и псаммитовых туффитов, а также прослоев мергелей. Пирокласты состоят из обломков базальтов, трахиандезитов, трахитов и трахибазальтов. Мощность пачки 180-200 м. Выше лежит пачка зелено-серых и бежевых трахитов и трахиандезитов, образующих покровы и потоки, а также горизонты пепельных и агломератовых туфов. Общая мощность пачки 200-250 м. Верхняя пачка вновь сложена пирокластами базальтоидного или трахитового состава, включающими прослойки туффитов. Мощность пачки около 300 м; общая мощность ахтопольской свиты 680-750 м.

К новопаничаревской свите приурочены остатки нескольких палеовулканов: Зидаровского, Вырлибрежского, Тамаринского, Светиспаского, Войнишского, Кабиленского и др. Зидаровский палеовулкан сложен покровами и потоками темно-серых оливиновых базальтов, трахибазальтов, красно-фиолетовых трахиандезитов и трахитов со значительным количеством

агломератовых, лапиллиевых и пепловых туфов. В центральной части палеовулкана установлены жерловые и субвулканические тела и дайки кислого и среднего, реже основного состава. Вырлибрежский палеовулкан расположен недалеко от Зидарово, западнее г. Бургаса, и по своему строению очень близок к Зидаровскому. Поперечные размеры каждого из вулканов 8—10 км.

К югу от г. Бургаса расположены остатки самого крупного Росенского палеовулкана. Большая его часть скрыта под водами моря, а на побережье находится западная часть, имеющая в поперечнике около 25 км. Вулканисты, слагающие палеовулкан, являются более молодыми, чем вулканисты Зидаровского и Верлибрежского вулканов, и объединяются под названием росенской свиты (см. рис. 1).

Росенская свита [Попов, Антимова и др., 1980], имеющая выразительную фиолетовую окраску, образована покровами и потоками трахибазальтов, трахиандезито-базальтов, трахиандезитов, трахитов и щелочных трахитов, нередко с шаровой отдельностью и с подчиненными пластами агломератовых, лапиллиевых и пепловых туфов того же состава. Некоторые из покровов близки к андезитам и фонолитам.

В свите выделяются восемь пачек (снизу вверх).

1. Неравномерное чередование агломератовых, лапиллиевых и пепловых туфов с темно-зелеными до бежевых покровами трахитов и трахиандезитов и редко трахибазальтов. Мощность около 500 м.

2. Фиолетовые витрокластические лапиллиевые и агломератовые туфы. Мощность 40—50 м.

3. Литокластические и кристалловитрокластические пестрые по окраске агломератовые туфы. Мощность 50—60 м.

4. Кристалловитрокластические и массивные серо-зеленые миндалекаменные агломератовые и пепловые туфы пироксеновых трахибазальтов. Мощность 150—180 м.

5. Пепельные и лапиллиевые светло-зеленые туфы. Мощность 70—80 м.

6. Покровы фиолетовых трахитов и фонолитов с шаровой отдельностью, массивных или миндалекаменных, с невыдержанными пакетами пепельных и лапиллиевых туфов. Мощность 750—800 м.

7. Кристалловитрокластические и литокристаллокластические агломератовые, лапиллиевые и пепловые туфы трахитового состава. Мощность 900—1000 м.

8. Покровы трахитов, фонолитов и трахибазальто-андезитов мощностью 250—300 м.

Общая мощность росенской свиты 2200—2500 м. Заметное уменьшение мощности свиты происходит в южном направлении. Довольно многочисленны в вулканической постройке субвулканические и дайковые тела.

В северной ветви пояса в осадочно-вулканогенном комплексе снизу вверх выделяются: тынковская, медовская и драгановская свиты. Тынковская свита подстилается сильно сокращенной в мощности новопаничаревской свитой.

Тынковская свита [Попов, Антимова и др., 1980] сложена пирокластами и покровами массивных, шаровых и миндалекаменных тефритов, фонотефритов, трахитов и щелочных трахитов светлых оттенков, среди которых незначительное участие принимают туффиты, глинистые известняки, мергели

ли и алевролиты, а также различные по размерам туфы. Установлен следующий разрез свиты (снизу вверх, мощности указаны по скважине).

1. Пачка темно-серых пироксеновых базальтов. Мощность 57 м.

2. Темно-зеленые агломератовые и лапиллиевые туфы, чередующиеся с покровами тефритов. Мощность 57 м.

3. Темно-серые и зеленые покровы щелочных трахитов, трахитов и латитов; в верхней части — потоки черного вулканического стекла. Мощность 472 м.

4. Пепельные и лапиллиевые туфы; в нижней части туфов прослой глинистых известняков. Мощность 61 м.

5. Темно-серые и черные покровы тефритов с редкими прослоями лапиллиево-агломератовых туфов. Мощность 450 м.

6. Пачка, состоящая из чередования туфов, туффитов, глинистых известняков, мергелей, алевролитов и аргиллитов с редкими потоками тефритов. Цвет от бежевого до темно-серого. Мощность 520—550 м.

Общая мощность свиты в скважине 2252 м, но к югу она убывает до 500 м.

Медовская свита [Попов, Антимова и др., 1980; Петрова и др., 1980], лежащая согласно на тынковской, сложена темно-зелеными туфами вплоть до глыбовых с подчиненными покровами тефритов, фонотефритов, латитов и трахитов. В верхней части свиты присутствуют прослой аргиллитов и глинистых известняков.

Разрез свиты следующий (снизу вверх).

1. Зелено-серые туфы тефритов и фонотефритов. Мощность 250—300 м.

2. Темно-серые, различные по крупности вплоть до глыбовых, тефритовые и трахитовые туфы, чередующиеся с алевропсаммитовыми туфами. Мощность 300—350 м.

3. Темно-зеленые тонкослоистые пепельные латитовые туфы. Мощность 150—200 м.

4. Пачка серо-бежевых шаровых щелочных трахитов. Мощность 100—120 м.

Общая мощность медовской свиты 800—970 м.

Драгановская свита [Попов, Антимова и др., 1980; Петрова и др., 1980] лежит согласно, но с резким контактом на медовской свите. Сложена она серо-зелеными шаровыми трахиандезито-базальтами, реже трахибазальтами и щелочными трахитами, а также различного размера туфами. В свите встречаются прослой туффитов, аргиллитов, песчаников, мергелей и глинистых известняков.

В свите выделяются три пачки (снизу вверх).

1. Серо-зеленые покровы шаровых пироксеновых и оливиновых трахиандезитов и трахибазальтов. Мощность 1000—1200 м.

2. Пачка светлых и красноватых шаровых трахиандезитов и трахитов. Мощность 100—150 м.

3. Пачка лавобрекчий трахиандезитов. Мощность 10 м.

Общая мощность свиты 1110—1360 м.

В строении северной и юго-восточной ветвей вулканогенного пояса отчетливо видны различия как в составе, так и в возрасте слагающих их пород; в северной ветви развиты более молодые части стратиграфического разреза пояса в сравнении с юго-восточной ветвью и только щелочного сос-

тава. Во время формирования пояса центры его наибольшей активности смещались к северу. На это указывает последовательное увеличение мощностей всех вулканогенных свит юго-восточной ветви пояса в этом направлении. На рис. 2 приведена схема сопоставления стратиграфических разрезов осадочно-вулканогенного комплекса.

Верхний карбонатно-терригенный комплекс формировался после окончания активного вулканизма, главным образом в пределах нововозникшего далее к северу Емонского флишского трога. Обнажен комплекс широко на южных склонах Восточной Старой планины. В центральных частях Бургасского синклиория он сохранился только на ограниченных участках. Комплекс залегает с резким несогласием на породах осадочно-вулканогенного комплекса. В западном направлении нижняя граница комплекса не так отчетливо выражена и в отдельных обнажениях наблюдается частичное латеральное его замещение осадочно-вулканогенными образованиями. В верхнем терригенно-карбонатном комплексе снизу вверх выделяются три толщи: глинисто-известковистая, карбонатно-терригенная и флишевая.

Глинисто-известковистая толща состоит из мергелей, глинистых известняков и известняков, имеющих мощность 250–300 м. Базальные конгломераты толщи полностью образованы из обломков вулканитов.

Терригенно-карбонатная толща сложена главным образом известковистыми песчаниками и песчанистыми известняками с невыдержанной ритмичностью. Ее мощность 50–100 м.

Флишевая толща широко развита в Емонской Старой планине и представлена известковистыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами и кластическими известняками. Ее мощность превышает 1000 м, а самые верхние части разреза относятся к палеоцену.

Залегające выше отложения миоцена развиты узкой полосой вдоль побережья моря к югу от Бургаса. Это преимущественно песчано-глинистые и глинисто-карбонатные отложения.

Наиболее молодые отложения плиоцена и плейстоцена распространены главным образом в Бургасской впадине. Сложены они конгломератами, песками, алевролитами и глинами континентального озерно-лагунного происхождения.

Мощность палеогеновых, неогеновых и четвертичных отложений суммарно не превышает 1000 м, и только в Бургасской впадине она увеличивается до 1500–2000 м.

Интрузивные породы

Мезозойские интрузивные породы на описываемой территории немногочисленны, представлены телами малых глубин и сопровождающими их дайками. Все интрузивные массивы, расположенные в пределах вулканогенного пояса, тесно связаны с вулканитами генетически, что подтверждается большой близостью состава тех и других.

Согласно П.Попову [1973, 1981], интрузивные породы принадлежат к четырем группам: габбро-диорит-гранодиоритам, габбро-диоритам, габбро-монцит-сиенитам и граносиенит-сиенитам.

К габбро-диорит-гранодиоритовой группе относятся Железковский и Гранитовский интрузивы, а также и ряд небольших магматических тел Восточного Среднегорья. Характерно для них широкое развитие кислых

разновидностей — гранодиоритов и гранитов. Первая фаза внедрения представлена габброидами (амфибол-пироксеновое габбро, оливин-пироксеновое габбро, амфиболлизированное габбро, амфибол-пироксеновые габброидориты и диориты), а последующие фазы — диоритами и гранодиоритами до нормальных гранитов.

В петрохимическом отношении особенностями вышперечисленного ряда являются высокое содержание Al_2O_3 и CaO и относительно низкое содержание железо-магнезиальных компонентов. В породах начальной фазы содержание Al_2O_3 18—22%. Высокое содержание кальция установлено только в плагиоклазах.

Габбро-диоритовая группа представлена рядом интрузивных тел, большая часть которых расположена в Странджанском антиклинории. В отдельных интрузиях отмечается от одной до шести фаз внедрения с ясно выраженной гомодромной тенденцией дифференциации, проявившейся с различной степенью полноты. В начальную фазу образуются габброиды с большим фаціальным разнообразием: амфибол-пироксеновое габбро, пироксен-оливиновое габбро до троктолита, эвкритовое габбро, габбронориты, часто сопровождающиеся пироксеновыми и реже перидотитовыми шширами.

В минералогическом составе базисных членов основными минералами являются лабрадор-анортит (An_{38-98}), диопсид до диопсидового авгита, бронзит, высокомагнезиальный оливин, амфибол. Средние фазы представлены пироксен-амфиболовым габбро до габбро-диоритов, кварцсодержащим габбро, диоритами, монцодиоритами (с минералогическим составом: диопсидовый авгит, зональный плагиоклаз (An_{42-78}), амфибол, биотит, кварц \pm ромбический пироксен \pm калиевый полевой шпат). Поздние фазы представлены диоритами, гранодиоритами, гранитами и имеют ограниченное распространение. В некоторых интрузивах широко развиты субщелочные типы, такие, как монцодиориты, монцониты, кварцсиениты. Эти интрузивные тела образовались наиболее близко к поверхности (Великовский, Изгревский, Малкотырновский и др.), что объясняет накопление щелочей в верхних частях магматических колонн.

Магматическая дифференциация направлена к постепенному повышению окислов и щелочности. Породы ранних фаз слабо насыщены кремнеземом с высоким содержанием нормативного оливина и гиперстена. Характерна высокая базичность всех петрографических типов в отношении CaO, отраженная в высоком анартитовом содержании плагиоклаза. При повышении окислов абсолютное количество щелочей возрастает многократно, при этом отношение Na_2O/K_2O уменьшается от 3,5—4 до 1,2—1,5. В случае, когда процесс окисления опережает щелочность, наблюдаются пересыщенность кремнезема и образование нормальных гранитоидов.

К габбро-монцонит-сиенитовой группе отнесены Вырлибрежский, Зидаровский, Тамаринский, Граматиковский и другие интрузивы и ряд более мелких магматических тел Восточного Среднегорья. По существу это комагматические многофазовые гиабиссальные интрузивные тела. Вырлибрежский массив образован монцонитами, субщелочными лейкосиенитами и сиенит-аплитами. Зидаровский представлен эссекситами, монцодиоритами, монцонитами и щелочными кварцсодержащими сиенитами. В Тамаринском массиве установлены монцониты, сиениты, сиенит-диориты.

Граматиковский массив сложен пироксенитами, габбро, монцодиоритами и диоритами.

В минералогическом составе габбровых и монцогаббровых пород участвуют диопсид, авгит, ромбический пироксен, плагиоклаз (Al_{45-60}) и калиевый полевой шпат. В эссекситах присутствуют нефелин, щелочной амфибол и оливин. Участвуют также авгит, биотит и калиевый полевой шпат. Монцониты, сиенит-диориты и щелочные кварцевые сиениты состоят из диопсида, авгита, амфибола, биотита, плагиоклаза (Al_{35-60}).

Породы первых фаз внедрения характеризуются резко выраженной ненасыщенностью кремнеземом и повышенным содержанием щелочей, что обуславливает появление оливина, щелочного амфибола и нефелина.

К граносиенит-сиенитовой группе относятся Росенский массив и интрузивные тела, расположенные около деревень Банево, Дубник и Брястовец.

Росенский массив сложен монцодиоритами, лейкосиенитами, монцонитами, кальциевыми лейкосиенитами, монцонитпорфирами, аплитами и граносиенитами. Присутствуют также монцогаббро, относящиеся к самым начальным фазам внедрения. Сиенитовые тела в окрестностях деревень Твырдица и Димчево тоже относятся к Росенскому интрузиву. В их минералогическом составе участвуют: оливин, диопсид-авгит, амфибол, биотит, плагиоклаз (Al_{15-60}), калиевый полевой шпат и иногда кварц.

Породы Росенского плутона имеют высокую щелочность и недосыщенность кремнеземом, а сиенитовые породы перенасыщены Al_2O_3 (19–23%). В петрохимическом отношении они обнаруживают большое сходство с их вулканическими эквивалентами из тефрит-грахитовой формации (см. ниже). Содержание кремнезема от 45,16 до 64,10%, в редких случаях больше, а содержание $K_2O + Na_2O$ — от 4,80 до 12,45% с четко выраженным калиевым уклоном.

Тектоника

Тектоническое строение описываемой территории сложно и трактуется неоднозначно. Отчасти этому мешает недостаточная обнаженность, но еще большее значение имеют расхождения во взглядах на историю становления земной коры, что нашло отражение как на изданных картах, так и в публикациях, помещенных в периодической печати. Так, далеко не все придают значение и принимают во внимание данные и построения, выполненные на основе геофизических материалов.

Породы докембрия, объединенные в байкальский структурный этаж, имеют общее юго-восточное простирание и изогнуты в плавную дугу, обращенную выпуклостью к побережью Черного моря.

В немногочисленных доступных наблюдению обнажениях падение пород крутое, до $70-80^\circ$, развитые в них складки имеют относительно небольшие поперечные размеры и стрельчатые замки. Глубокий метаморфизм, наложенная сланцеватость и местами интенсивный частый кливаж отличают породы байкальского этажа от более молодых складчатых комплексов. Несомненно, что в его составе существуют блоки и более древних, добайкальских, складчатых сооружений.

Каледонские структуры залегают с резким несогласием на подстилающих породах, образуя крупные складки с острыми замками и круты-

ми, но выдержанными углами падения на крыльях. Простираение каледонских структур согласно с байкальскими.

Герцинский структурный этаж существенно отличается по своему строению от более древних складчатых комплексов. Слагающие его породы сравнительно слабо изменены региональным метаморфизмом, образуют центральную часть Странджанского антиклинория. Развитые в герцинском этаже складки обладают крупными размерами, пологим залеганием, с углами, редко превышающими 50° , и широкими плавными замками.

Юго-восточная часть Странджанского антиклинория, возможно, находится в аллохтонном залегании и является частью Странджанского надвига [Маляков, 1976].

Значительную роль в формировании альпийских структур играли докембрийские продольные и поперечные разрывы, во многом, вероятно, контролировавшие и позднекембрийский вулканизм. Альпийский структурный этаж носит все черты преемственности от более древних складчатых образований. Он расчленяется на три структурных комплекса: подвулканогенный, вулканогенный и надвулканогенный.

Как неоднократно отмечалось болгарскими геологами, вулканогенный пояс представляет собой длительно развивавшуюся рифтогенную структуру, ось которой находится несколько севернее г. Бургаса. С юга пояс обрамлен подвулканогенным комплексом, еще южнее расположены палеозойды, хорошо обнаженные в горах Странджа, и на периферии находятся байкалиды. Последние отделены от палеозойд и мезозойд крупным широтным глубинным разломом, отчетливо выраженным на всех геофизических картах. Корни разлома находятся ниже поверхности Мохо. По мере приближения к побережью моря разлом постепенно меняет свое широтное простираение и отгибается к югу, а у восточной оконечности Мраморного моря сочленяется с Анатолийским сдвигом.

Второй широтный глубинный разлом находится к северу от вулканогенного пояса. Он отделяет байкалиды Мизийской плиты от мезозойд Старой Планины и между г. Варна и мысом Емол скрывается под уровнем моря.

В подвулканогенном комплексе отложения триаса, нижней и средней юры собраны в крупные крутые линейные складки с крутыми крыльями и плавными замками. Верхнеюрские отложения, представленные флишем, залегают в глубоких относительно узких трогах. Развитые в них складки, как и повсеместно в подобных образованиях, отличаются большой сложностью. При их общей линейности на крыльях крупных складок развиты мелкая оползневая опрокинутая складчатость, а также надвиги и малоамплитудные покровы.

Поднятия, охватившие всю территорию в раннекембрийскую эпоху, возможно, отражают общее сжатие территории в меридиональном направлении. В позднекембрийскую эпоху вновь последовало расчленение земной коры на глубокие продольные прогибы. Особенно бурным в этом отношении был туронский век, когда возникло несколько глубоких трогов, в которых накапливался терригенный флиш, смятый впоследствии в линейные, острые, местами опрокинутые складки. Появление олистострома в сеномане, подстилающего туронский флиш, свидетельствует об интенсивности вертикальных движений земной коры в это время.

В сеноманском веке на месте вулканического пояса заложился глубокий широтный рифт, осевая часть которого располагалась немного севернее г. Бургаса между Родопским срединным массивом на юге и Мизийской плитой на севере. Рифт объединил и поглотил некоторые частные продольные флишевые трюги, а глубина сопровождавших образование рифта расколов земной коры значительно превышала ее толщину и, вероятно, достигала нижних частей литосферы и астеносферы. Это привело к излиянию основных лав в рифте, но по мере прогревания более близких к поверхности частей литосферы, а затем и земной коры вызвало появление кислых, а затем и щелочных лав, связанных с переплавлением гранитно-метаморфического слоя.

Общее положение рифта по отношению к своему основанию наложено. Осадочно-вулканогенный комплекс находится между участками земной коры с различным геологическим строением, имеющими неодинаковое геологическое развитие, и залегает несогласно на доверхнемеловых структурах.

Самый ранний этап рифтообразования охватывает сеноманский и туронский века, когда в результате общего растяжения земной коры на месте пояса возникли прогибы и грабены, в которых накапливались терригенные, угленосные и флишевые отложения. Рифтообразующие разломы в это время еще не разорвали полностью земную кору, а вулканические проявления имели лишь узкое, местное распространение. С кампанского века начинается интенсивная магматическая деятельность, обусловленная как глубокими разрывами, достигавшими, вероятно, нижних частей литосферы или астеносферы, так и общим раздвигом земной коры. Существенную роль при этом играли и крупные поперечные и диагональные разрывы (Твирдишний, Медетский, Етропольский и др.).

В ареалах магматической активности образуются вулканотектонические депрессии. Места вулканических центров отмечаются развитием лавовых покровов, крупнообломочных пирокластов, жерловых и субвулканических тел, а также коагматических интрузивов. С удалением от центров извержения преобладают средне- и мелкозернистые вулканокласты.

Вулканическая деятельность начинается на территории гор Странджа. Одновременно на севере отлагается пирокластический материал в виде примеси к флишевым отложениям. Широко распространенные в этих районах гипабиссальные интрузии, вероятно, являются корнями вулканических аппаратов. Расположенные четкообразно по определенным направлениям, они хорошо трассируют положение главных магмовыводящих разломов, общее простирание которых имеет интервал $105-120^\circ$ (Выршилско-Св. Илииский, Елховско-Малкотырновский, Сакаро-Дервентский и др.).

Позднее ареал интенсивного вулканизма сместился к северу, где образовался крупнейший Бургасский вулканический узел [Попов, 1973], объединяющий Росенский, Зидаровский и Вырлибрежский падеовулканы. Узел находится в осевой части рифта и соответствует району интенсивного вулканизма. К узлу приурочены интенсивные гравитационные и магнитные аномалии [Добрев и др., 1967; Добрев, 1972].

Вулканические постройки образуют стратовулканы центрального типа. Лучше всего сохранились хорошо выраженные в современном рельефе

44/13



Папийский, Вырлибрежский, Росенский, Зидаровский, Тамаринский, Св. Спасский, Войнишский, Ямбольский, Кабиленский, Чокобский, Бале-вский, Дубнишский и Великовецкий вулканы. Другие вулканические центры восстанавливаются по уцелевшим от разрушения фрагментам (Трапокловский, Тынковский и др.) или по их корням.

Во всех вулканических аппаратах хорошо выражены концентрическое расположение различных по составу покровов и фаций и наклон их от центра к периферии. В центральных частях построек в большинстве случаев располагаются неки, удлиненные в направлении магмовыводящих разломов.

В пределах подробно изученных вулканических структур широко развиты радиальные и концентрические разломы. Они хорошо выражены в Вырлибрежском, Росенском, Тамаринском, Папийском и Великовецком вулканах. Особенно широко они представлены в Задаровском вулкане, где образуют хорошо выраженную концентрическую структуру. В большинство из разломов внедрены субвулканические дайки с аналогичным вулканикам составом. Росенский и Великовецкий вулканы характеризуются ясно выраженным кальдерным понижением их центральных частей. Понижение существует и в центральных частях Тамаринского и Вырлибрежского вулканов.

Вулканы образовывали острова в сеноманском и раннемаастрихтском морских бассейнах. Продукты их извержения перекрывались, создав в конечном счете полосу вулканитов, достигающую в окрестностях г. Бургаса 50 км ширины и суживающуюся к западу (у г. Ямбола) до 10–15 км. Расчлениение пояса в окрестностях Бургаса было вызвано непрерывным расширением рифта и смещением его юго-восточной ветви к югу.

Залегание покровов лав и пирокластов почти повсеместно пологое, с наклонами не более $8-10^\circ$, и лишь вблизи вулканических центров углы повышаются до $25-30^\circ$. Общая вертикальная мощность вулканитов пояса в скважинах, пробуренных к северу от г. Бургаса, превышает 3100 м, причем ни одна из них не дошла до их подошвы.

Все современные углы наклона вулканитов в пределах пояса, вероятно, близки к первичным и не испытывали в последующем сколько-нибудь заметного изменения. Пояс после своего образования подвергался лишь либо растяжению, либо общему горизонтальному смещению к югу по поверхности срыва, расположенного, скорее всего, вблизи разделов К или М.

Интрузивные тела пояса относятся к двум типам: линейным и центральным. Среди линейных развиты крутопадающие, пластинообразные и трещинные интрузивы, дайки, силлы, лакколлиты. Интрузии центрального типа представлены штоками (трубчатыми), дугообразными, кольцеобразными, коническими и радиальными телами. Большая их часть находится в средних частях крупных стратовулканов Бургасского узла.

Тектоника надвулканогенного комплекса довольно сложна. В маастрихте и палеоцене севернее г. Бургаса, на широте мыса Емон, на окраине вулканического пояса возник глубокий трог, заполнявшийся флишевой формацией. В основании флиша лежат конгломераты и брекчи, образовавшиеся за счет разрушения вулканитов пояса. Северное крыло трога заложилось на более древнем, досенонском, основании.

В конце мелового периода и начале палеогена территория была охвачена интенсивными движениями, вызвавшими образование весьма сложных дислокаций в маастрихтском и палеоценовом флише. Более молодые верхнепалеоцен-эоценовые отложения лежат на подстилающих образованиях с угловым несогласием.

Движения конца мела и начала палеогена создали в Восточном Среднегорье две крупные тектонические структуры: Бургасский синклиниорий и Странджанский антиклиниорий. Последний занимает южные части территории (включая Турцию) и выделен как самостоятельная структура М.В. Муратовым [1951]. Ядро антиклинория сложено байкальскими и каледонскими структурами; крылья — главным образом альпийскими складчатыми комплексами. Северное крыло имеет характер пологой флексуры [Савов, 1962], осложненной продольными надвигами и сбросами, сопрягающимися с широтным Северо-Странджанским разломом [Бончев, 1971]. Кроме продольных, в антиклинории хорошо выражены поперечные разломы с простиранием $20-40^\circ$, являющиеся в основном сдвигами.

Общее простирание складчатых структур антиклинория имеет направление $110-130^\circ$, и на востоке антиклиниорий постепенно скрывается под водами Черного моря.

Бургасский синклиниорий вытянут в широтном направлении от Бургасского узла на запад. Сложен он надвулканогенным комплексом. Южное крыло синклиниория одновременно является северным крылом Странджанского антиклинория, а северное принадлежит Среднегорскому антиклинорию. В центральной части синклиниория развиты плавные складки, длина которых меняется от 10 до 50 км, а ширина достигает 10 км. На востоке направление осей складок описывает плавную дугу и с широтного постепенно меняется на юго-восточное. Нередко отмечается наклон складок на север. Синклиниорий разбит крупными продольными сбросами, придающими общему его строению вид рифтогенного прогиба.

С позднего эоцена начинается новейший этап развития синклиниория, характеризующийся дальнейшим расширением позднемелового рифта. Вплоть до настоящего времени центральная часть синклиниория блоковыми движениями расчленяется на отдельные продольные грабены, заполняющиеся континентальной и морской молассой (Восточно-Марицкая и Елховская депрессии, Беленский, Странджанский, Карбонатско-Айтоский, Просенишский и Бургасский грабены) [Йовчев, 1971]. Наибольшие погружения произошли в ограниченном продольными сбросами Бургасском грабене, в котором мощность плиоценовых и четвертичных отложений превышает 700 м, а в настоящее время наблюдаются интенсивное заболачивание и образование лиманов.

Следует отметить, что ни в краевых, ни в центральных частях Среднегорского вулканического пояса крупных продольных глубинных разломов ни геологическими, ни геофизическими исследованиями установлено не было. Возможно, они залечивались вулканитами и обнаружить их в таких условиях крайне трудно. Отметим, что ни в одном палеозойском и мезозойском вулканогенных поясах в других областях магмовыводящие разломы также установлены не были. Не исключено, что по мере разрастания позднемелового рифта ширина вулканогенного пояса увеличивалась и магматические расплавы проникали не в один и тот же, а во все новые расколы

и раздвиги земной коры. При таких условиях ось рифтогенной структуры следует наметить в широтном направлении несколько севернее г. Бургаса. Такой вариант предпочтительнее других и позволяет логично объяснить как дугообразный поворот вулканитов пояса к юго-востоку, так и более чем трехкратное его расширение в окрестностях Бургаса. Нельзя не отметить также существование в пределах дугообразного поворота юго-восточной ветви пояса (район Росена) серии радиально расходящихся поперечных меланократовых даек позднемелового и палеогенового возраста, которые проникли в крупные трещины растяжения, возникшие при изгибе пояса.

Существенное значение в современной структуре пояса имеет близ-меридиональный глубинный разлом, хорошо видимый на космофото-снимках в пределах суши, юго-восточнее Бургаса, и четко фиксируемый по геофизическим данным севернее, до широты г. Констанца, в пределах акватории моря. Разлом имеет древнее заложение и в докембрии входил в систему меридиональных разрывных структур северного побережья моря. В более позднее время и особенно в мезозое разлом активизировался, и движения вдоль него продолжались в течение всего кайнозоя (см. рис. 18).

СЕВЕРО-ЗАПАДНАЯ ТУРЦИЯ

Исходными материалами для описания геологического строения Северо-Западной Турции служили: Геологическая карта и карта подземных ископаемых Турции масштаба: 1:2 000 000, составленная НИЛЗарубежгеологией в 1973 г. с использованием листов геологических карт Турции масштаба 1:2 000 000 и 1:500 000; Тектоническая карта Турции масштаба 1:2 500 000, составленная геологической службой Турции в 1971 г.; Тектоническая карта Турции масштаба 1:2 500 000, составленная геологической службой Турции в 1975 г.; материалы по геологии Турции, изложенные в сводных работах Р. Бринкманна [Brinkmann, 1974, 1976], а также в отдельных многочисленных статьях, помещенных в зарубежной периодической печати.

В Северо-Западной Турции распространены все структурные комплексы — от байкальских до самых молодых. Возможно, что среди байкалид есть и более древние образования, выделить которые пока не представляется возможным.

Интерпретация времени образования складчатых комплексов произведена в соответствии с принятым в настоящей работе делением, единым для всего Причерноморья.

Стратиграфия

К наиболее древним образованиям, обнаженным на поверхности описываемой территории, относятся метаморфические толщи докембрийского возраста — гнейсы, кристаллические сланцы, мраморы и мраморизованные известняки, кварциты, филлиты и известковистые сланцы, мощность которых превышает 2000 м. Возраст этих пород принимается позднепротерозойским, но не исключено, что гнейсы и кристаллические сланцы по сходству с близкими по составу породами Добруджи относятся к среднему или раннему протерозою.

Палеозойские толщи представлены преимущественно морскими отложениями, среди которых выделяются все системы.

Кембрийские отложения залегают на древних толщах с резким стратиграфическим несогласием. В их основании расположена мощная пачка красно- и сероцветных конгломератов и песчаников, выше которых лежат глинистые сланцы, известняки и кварциты. Общая мощность этих пород достигает 1500–2000 м.

Ордовик представлен морскими терригенными отложениями: граувакковыми песчаниками, белыми и красными кварцитами, полимиктовыми песчаниками и глинистыми сланцами общей мощностью 800–1400 м.

Силурийские отложения, залегающие согласно на ордовикских, в основном представлены граувакковыми песчаниками и глинистыми сланцами, замещающимися в верхней части разреза известняками с обильной морской фауной, мощностью 600–800 м.

Отложения девона имеют пестрый, но преимущественно карбонатный и терригенно-карбонатный состав и залегают с четко выраженным несогласием. Мощность отложений 800–1000 м.

Отложения нижнего и среднего отделов каменноугольной системы, залегающие большей частью согласно на девонских, а местами и на более древних породах, сложены преимущественно известняками и доломитами и в меньшей степени сланцами и красными песчаниками. В верхнем отделе появляются мощные пачки пестроцветных песчаников со слоями конгломератов, глинистых сланцев и угля.

В пермский период сохраняются прежние условия осадконакопления: широко распространены угленосные красноцветные песчаники и сланцы, мощность которых может достигать 2000 м, но известны районы и с карбонатными разрезами мощностью до 500 м.

Палеозойские и мезозойские отложения разделены региональным стратиграфическим перерывом и резким угловым несогласием.

В основании триаса повсеместно залегают песчаники и конгломераты, переходящие вверх по разрезу в мергели и известняки. Наибольшая мощность пород достигает 1500 м.

Юрские отложения, залегающие обычно с незначительным стратиграфическим перерывом и угловым несогласием, представлены преимущественно карбонатными и терригенно-карбонатными породами, среди которых распространены известняки, битуминозные известняки, мергели, доломиты, известковистые песчаники и сланцы, а также прослой угля. К западу и югу от г. Синопа в прибрежных районах отложения лейаса сложены черными песчанистыми сланцами с прослоями угля и пачками андезитов, кварцевых порфиров, туфов и туффитов, имеющих мощность до 1500 м. Вулканы по составу и возрасту вполне сопоставимы с вулканогенными породами, находящимися в основании разрезов Рионской впадины (см. ниже) и имеющими лейасовый и байосский возраст. Доггер сложен главным образом зелеными известковистыми песчаниками, глинистыми песчанистыми известняками и сланцами мощностью не более 250 м, а маальм — почти повсеместно пестрыми слоистыми известняками мощностью 300–350 м.

Меловая система распространена по всей рассматриваемой территории и особенно широко на северных склонах Восточного Понта, где она имеет преимущественно вулканогенный состав. К западу, в Северной Анатолии,

и юго-восточнее, в Северном Тавре, меловые отложения имеют карбонатно-терригенный состав с незначительной примесью пирокластического материала. Наиболее полный разрез меловой системы находится на побережье Черного моря между городами Самсун и Трабзон в окрестностях Гирезуна. Здесь меловые породы расчленены на две серии: нижнюю, сложенную базальтами, андезитами и их туфами мощностью до 1200 м, и верхнюю, образованную дацитами и риолитами мощностью 500 м. Разрез обеих серий охватывает, по-видимому, оба отдела меловой системы; граница между сериями совпадает с кровлей коньякского яруса.

К югу от побережья моря мощность эффузивов быстро уменьшается и они полностью выклиниваются. В разрезах с небольшой мощностью вулканитов (до 500 м) их возрастной интервал сужается до альба—турона и сеномана—турона. На крайнем востоке описываемой территории Турции возраст эффузивной толщи, сложенной в этих районах андезитами и базальтами мощностью от 500 до 1000 м, охватывает интервал от середины коньякского яруса до верхов кампана.

В осадочных разрезах меловой системы распространены преимущественно различные по генезису известняки с массивным или слоистым сложением. Среди известняков присутствуют пачки пестроокрашенных мергелей, доломитов и глауконитовых песчаников, а в узких прогибах развит глинистый и карбонатный флиш. Мощность этих отложений до 1500 м и более. В стратиграфических разрезах отмечаются перерывы в отложениях осадков, особенно четкие на границе нижнего и верхнего мела, сопровождающиеся появлением конгломератов и песчаников.

Палеогеновые отложения к югу от побережья Черного моря распространены очень широко. Представлены они преимущественно терригенно-карбонатными породами, и лишь вдоль восточного побережья моря, между Синопом и границей Турции с СССР, а также к югу от Синопа установлены значительные площади вулканитов.

Наиболее полные разрезы вулканогенных пород палеогена находятся в окрестностях Гирезуна, где они образуют верхнюю вулканогенную серию, без перерыва сменяющую верхнюю серию дацитов и риолитов верхнего мела. Сложена серия преимущественно базальтами и андезитами с подчиненным количеством туфов и туффитов. Наибольшая мощность этих пород до 1500 м. Излияния эффузивов происходили в морских условиях, о чем свидетельствует присутствие среди них пачек песчаников и известняков, а также горизонтов спилитов. Разрез палеогеновых вулканитов венчается трахитами и риолитами мощностью 300—500 м.

К западу, югу и востоку от Гирезуна мощность вулканитов уменьшается до 500—200 м. Их возраст устанавливается по остаткам фауны и охватывает палеоцен и эоцен. Карбонатно-терригенные отложения палеоцена и эоцена представлены известняками, мергелями, частично в нуммулитовых и рифовых фациях, глауконитовыми мергелями, слоистыми песчаниками, а в узких глубоких трогах терригенно-карбонатным флишем. Мощность этих отложений до 2000 м и более.

В олигоцене почти на всей территории Южного Причерноморья установились континентальные условия и лишь в глубоких прогибах накапливалась красноцветная континентальная моласса с пачками битуминозных глин и гипсов.

В неогеновой системе четко выделяются две части. В нижнем и среднем миоцене развиты преимущественно морские известняки, мергели, известковистые песчаники и конгломераты, мощность которых не более 500 м. Начиная с торгонского яруса в разрезах распространены континентальные образования: песчаники, мергели, конгломераты, а местами гипсы. Мощность этих пород непостоянна и может достигать 2000 м и более.

Накопление отложений на всей территории Южного Причерноморья прекращается в конце плиоцена. В это время повсеместно возникает горный эрозионный рельеф.

В начале четвертичного времени образуются покровы базальтов, захватывающие широкие площади особенно к северу от Анкары.

Интрузивные породы

Интрузивные породы на описываемой территории различны по возрасту и составу. Довольно многочисленны, но небольшие массивы гранитоидов имеют позднепротерозойский возраст. Среди палеозойских интрузий, частично перекрытых мезозойскими отложениями, встречаются только небольшие массивы кислого состава, а также массивы, сложенные перидотитами, пироксенитами и реже габбро.

Мезозойские интрузивные тела также относительно небольшие. Лишь в Восточном Понте среди отложений верхнего мела, палеоцена и эоцена распространены многочисленные согласные овальные олигоценые массивы гранитов и гранодиоритов, крупные из которых до 100 км в поперечнике.

Мезозойский возраст имеют редкие небольшие тела ультрабазитов, прорывающие все отложения, включая нижнеюрские, однако их интрузивное происхождение не вполне доказано. На западе в Анатолии среди меловых вулканогенных пород развиты довольно многочисленные, но небольшие олигоценые интрузии сиенитов.

Тектоника

Тектоника Южного Причерноморья чрезвычайно сложна и изучена недостаточно. Важнейшей ориентирующей структурой на всей территории является правый Анатолийский (Северо-Анатолийский) сдвиг, расположенный параллельно побережью моря на расстоянии 100–120 км, повторяющий общий дугообразный изгиб береговой линии моря. Сдвиг продолжается далеко на запад за пределы Мраморного моря и на юго-восток в направлении Сирии. Сдвиг детально изучен И. Павони [Pavoni, 1961], который указывает, что его развитие началось, вероятно, в позднем мелу, но не позднее эоцена, а общая амплитуда смещения достигает 400 км. Разорванными и перемещенными оказались лейасово-нижнемеловые вулканогенно-карбонатные отложения, андезитовые толщи верхнего мела и верхнемеловой флиш, имеющие полную идентичную палеонтологическую, стратиграфическую и литологическую характеристику на обоих крыльях сдвига (рис. 3). И. Павони полагает также, что сдвиг представляет собой не одну линию, а множество независимых нарушений, подставляющих друг друга кулисообразно, вдоль которых горизонтальные смещения имели различную амплитуду. Именно так и изображен сдвиг на последних геологических и текто-

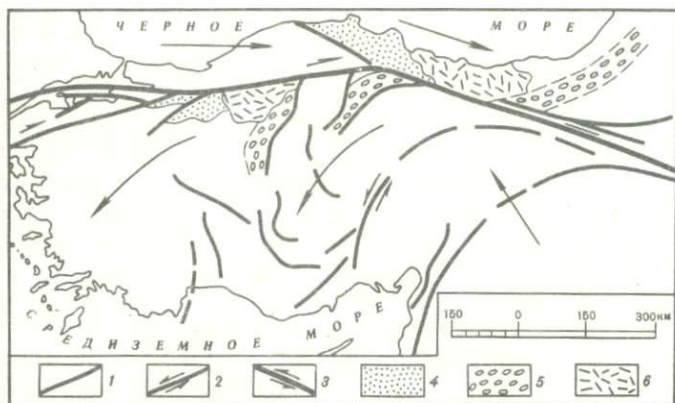


Рис. 3. Совмещение геологических границ вдоль Северо-Анатолийского сдвига [Ravoni, 1961]

1 — важнейшие сбросы и сдвиги; 2 — установленные сдвиги; 3 — Северо-Анатолийский сдвиг; 4 — верхнемеловые флишевые зоны Мадурну и Кавказа; 5 — юра и верхний мел; 6 — андезитовые толщи Орду и Гатека. Длинные стрелки — направление движения масс

нических картах Турции. Нельзя также не отметить, что более активным является южное крыло сдвига.

В современной структуре вдоль сдвига расположены небольшие вулканические конусы, горячие источники и травертины. С ним связаны ряд очагов крупных землетрясений и сопровождавшие их горизонтальные смещения. После одного из них вертикальная амплитуда смещения рельефа оказалась равной 0,5–1,5 м, а горизонтальная — 1,5–4,5 м. Суммарная горизонтальная амплитуда смещения за четвертичный период достигает 800 м.

Глубинные разломы, развитые в восточной части описываемой территории, в Турции и Грузии, имеющие северо-восточную ориентировку, сливаются южнее с Анатолийским сдвигом. Существенное значение имеет северо-западное ответвление от Анатолийского сдвига, находящееся южнее Синопа, — Синопский разлом. Разлом выделяется лишь предположительно, по косвенным геологическим и геофизическим данным и на картах указывается далеко не всегда.

Синопский разлом делит территорию Северной Турции на две части: западную и восточную, сильно различающиеся по своему строению и развитию. В частности, в вулканогенном поясе восточнее разлома появляются палеогеновые вулканиды, полностью отсутствующие западнее него.

На описываемой территории выделяются байкальские, палеозойские, раннеальпийские, позднеальпийские геосинклинальные и кайнозойские орогенные структуры.

Байкальский структурный этаж обнажен на изолированных участках среди структур палеозойского и мезозойского возраста. Лишь на крайнем западе территории, севернее Анатолийского сдвига, под Мраморным морем и севернее, байкальские структуры на широкой площади образуют цоколь, перекрытый континентальной кайнозойской молассой. Нет никакого сомнения в том, что среди байкальских структур существуют и более древние образования. Это прежде всего относится к гнейсам

и кристаллическим сланцам, имеющим, вероятно, доверхнепротерозойский возраст. Все породы байкальского этажа смяты в сложные линейные складки с общей широтной или близкой к ней ориентировкой. В более общем плане в простирании осей складок отмечается плавный изгиб, соответствующий очертаниям южного побережья моря и Анатолийскому сдвигу, однако время этого изгиба не установлено и, возможно, он возник позже, в мезозое—кайнозое.

Также фрагментарно и только в западной половине описываемой территории обнажен и палеозойский структурный этаж, однако площадь его выхода на поверхность по сравнению с байкальскими структурами значительно шире. В палеозойских складчатых комплексах отмечается несколько региональных стратиграфических угловых несогласий. Наиболее резкие из них расположены в основании кембрия, девона и верхней перми. Перерыв в основании кембрия разделяет складчатые комплексы с различной степенью регионального метаморфизма и различным стилем складчатости, однако общее генеральное направление складок в них общее. Это может быть следствием унаследованного развития палеозойской складчатости, но возможно, что существовавшие различия в структурных планах протерозоя и палеозоя затушеваны более поздними движениями. Перерыв у основания девона распространен, по-видимому, повсеместно, и девонские отложения с угловым несогласием ложатся на силур или ордовик. Однако существенных различий в архитектуре складчатости и степени регионального метаморфизма между нижне- и верхнепалеозойскими складчатыми комплексами не отмечается.

Очень крупный перерыв разделяет палеозой и мезозой. В большинстве районов в стратиграфических разрезах отсутствуют татарский, а иногда и казанский ярусы. В западной части Северной Турции палеозойские породы слагают не менее одной трети поверхности, но в большинстве других районов они скрыты под мезозойско-кайнозойскими толщами. В отложениях палеозоя развиты резко выраженные линейные складки, общее положение осей которых изогнуто в соответствии с простиранием Анатолийского сдвига. Шарниры складок полого наклонены на восток. В восточной части территории, за Синопским разломом, палеозойские структуры обнажены лишь на небольшой площади к югу от г. Батуми, но они несомненно присутствуют на глубине на большей части восточного побережья и шельфа Черного моря.

Среди альпийских структур четко выделяются три этажа: раннеальпийский геосинклинальный, сложенный породами триаса, нижней и частично средней юры; позднеальпийский геосинклинальный, сложенный породами среднеюрского — эоценового возраста включительно, и орогенный структурный этаж, в котором широко развита олигоценая и четвертичная моласса.

Раннеальпийский структурный этаж на поверхности обнажен только западнее и южнее Синопского разлома и образует сложно построенные синклинали, ограниченные выходами палеозойских или байкальских структур. Общее простирание складок раннеальпийского этажа наследует основные направления более древних структур и довольно точно повторяет изгиб побережья Черного моря.

На меридиане Стамбула происходит расщепление раннеальпийских

структур на две ветви: южную с широтным направлением складок, расположенную южнее побережья Мраморного моря, и северную, имеющую северо-западное направление, сливающуюся на территории Болгарии с широтными структурами Среднегорья. Обе ветви разделены выступом байкальских структур, расположенным на территории Мраморного моря.

В раннеальпийском структурном этаже преобладают узкие линейные складки, особенно интенсивные, нередко наклонные и опрокинутые вблизи Анатолийского сдвига. Восточнее Синопского разлома выходы на поверхность раннеальпийских структур не известны, но нет сомнений в том, что они распространены на всей описываемой территории и образуют основание для позднеальпийских геосинклинальных и орогенных структур.

Позднеальпийский структурный этаж распространен также почти повсеместно, но особенно широко восточнее Синопского разлома. Западнее разлома позднеальпийские структуры резко несогласно наложены на все более древние породы до протерозойских включительно и образуют широкие, сильно денудированные складки, среди которых сохранились главным образом синклинали. В тех районах, в которых позднеальпийские структуры развиты широко, среди них преобладают плавные широкие синклинали, разделенные узкими гребневидными антиклиналями. Последние нередко наклонены или опрокинуты и особенно сложно построены вблизи крупных разломов и офиолитового меланжа. Общее простирание позднеальпийских складок повторяет направление более древних складчатых структур, но следует отметить, что в вертикальных разрезах строение позднеальпийской складчатости относительно простое, а сами складки отличаются крупными размерами.

Восточнее Синопского разлома при сплошном распространении позднеальпийского структурного этажа строение развитых в нем складок не меняется, за исключением районов развития меловых и эоценовых эффузивов, в которых складчатость становится еще более открытой и спокойной, а размеры складок заметно увеличиваются, но вместе с тем возрастает количество мелких разрывов.

Орогенный складчатый комплекс распространен повсеместно и сложен главным образом континентальной молассой и вулканитами. Молассой заполнены широкие прогибы, наиболее крупные из которых расположены между побережьем Мраморного и Черного морей, восточнее Анкары и на крайнем юго-востоке. Залегание пород повсеместно пологое, плавное, и породы почти не затронуты процессами метаморфизма.

В одной из скважин, пробуренных в 1974 г. на глубину 1050 м против Босфора с судна "Гломар Челленджер", вскрыт полный разрез четвертичной системы и верхов плиоцена, состоящий в основном из песчаного материала с горизонтами валуников и плохо отсортированных глыб. Средняя скорость накопления этих осадков около 1 мм/год.

Близкие по составу толщи, в которых установлены миоценовые и олигоценые отложения, обнажены по побережью моря между Синопом и Самсуном, а также в Рионской низменности. Повсеместно молодые отложения наклонены в сторону моря. На многочисленных профилях ВСП, пройденных у крымского и кавказского побережий, также устанавливается очень пологий наклон четвертичных и плиоценовых отложений в

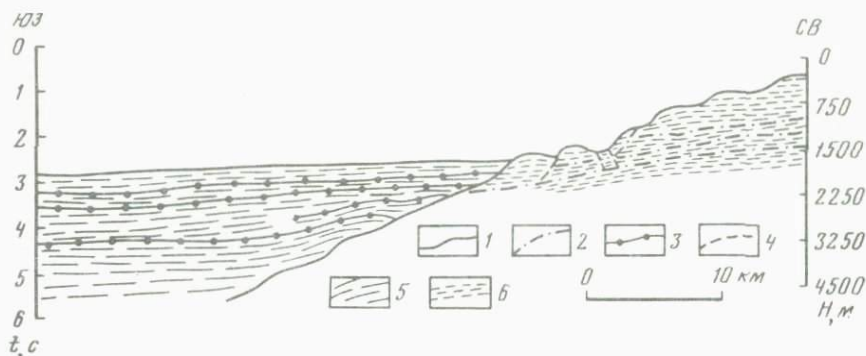


Рис. 4. Сейсмический разрез района Гудаутского поднятия

1 — поверхность несогласия; 2,3 — сейсмические горизонты внутри комплексов: 2 — мел-палеогенового, 3 — плиоцен-четвертичного; 4 — контакты оползневых блоков; 5 — отражающие площадки; 6 — мел-палеогеновый комплекс

сторону моря. При этом на границе плиоценовых и миоценовых отложений отмечается несогласие и возникновение оползневых структур, особенно интенсивных на подводном континентальном склоне (рис. 4). На профиле четко отражено строение оползней и прислонение к ним почти недеформированных плиоценовых и четвертичных отложений.

Молодые орогенные вулканы образуют покровы различной мощности, среди которых установлены многочисленные хорошо сохранившиеся вулканические аппараты. Особенно широко молодые вулканы распространены к северу от Анкары и на юго-востоке территории. Их плащеобразное залегание нарушается лишь вблизи жерл вулканов в связи с увеличением первичных углов наклона лав. Отмечается общее тяготение полей развития вулкаников к Анатолийскому сдвигу и крупным разломам его восточного продолжения.

Особое положение в структуре Южного Причерноморья занимает офиолитовый меланж. Большая часть массивов, образованных меланжем, имеет мезозойский (меловой?) возраст, но к югу от Мраморного моря обнажены и более древние офиолитовые брекчи, сложенные сильно раздавленными и брекчированными перидотитами, пироксенитами с участками габбро, разобщенными серпентинитовой протрузивной массой. На домезозойский (верхнекаменноугольный?) возраст всего или какой-то части меланжа в этом районе указывает присутствие его обломков в пермских песчаниках.

Более молодые офиолитовые брекчи распространены значительно шире. Они возникли, по-видимому, в конце раннего или в первую половину позднего мела, так как обломки офиолитов встречаются начиная с туронского яруса. В плане массивы офиолитового меланжа чаще имеют линейную, но нередко неправильную и рукавообразную форму. Размеры наиболее крупных из них достигают десятков километров по длине. Состав и текстура массивов однообразны. В них присутствуют главным образом обтертые блоки перидотитов и пироксенитов, окруженные давленной серпентинитовой массой; самые крупные из блоков образованы габбро и диоритами. Среди этой массы заключены пачки слоистых осадочных

пород, состоящих из плохо отсортированных песчаников и конгломератов с обломками и крупными глыбами до десятков метров в поперечнике, палеозойских известняков и песчаников.

Условия залегания офиолитов до сего времени не выяснены. Пространственно многие массивы офиолитового меланжа приурочены к Анатолийскому сдвигу или сопутствующим ему разрывам и представляют собой круто наклоненные к югу или вертикальные ветвеобразные тела протрузивной природы. Площадь, занятая наиболее крупным офиолитовым массивом, составляет до 5000 км², но многие из массивов трансгрессивно перекрыты кайнозойскими образованиями.

Существует представление о том, что офиолитовые массивы являются остатками размытых шарьяжей, однако какие-либо определенные следы покровных структур в Южном Причерноморье не установлены. Ни один из офиолитовых массивов не разбурен и не изучен геофизическими методами.

Наиболее вероятным объяснением широкого развития офиолитового меланжа в Средней Турции, по нашему мнению, является допущение существования в конце палеозоя и на протяжении большей части мезозоя к югу от Анатолийского сдвига широкого и глубокого трога или рифта, обусловленного растяжениями и раздвигами земной коры. Трог возник на континентальной коре, которая была разрушена и раздроблена. Последовавшее в меловое время сжатие трога, вызванного смещением земной коры Южного Причерноморья к югу, привело к выжиманию пластичного серпентинитового материала вместе с окружающими породами вверх и перемещению его на внешние окраины трога или в процессе складчатости, или в виде малоамплитудных покровных пластин. В дальнейшем в меловое время вдоль северного борта трога развился крутой широтный Анатолийский сдвиг.

ЮГО-ЗАПАДНАЯ ГРУЗИЯ

Территория Юго-Западной Грузии включает два тектонических элемента (с севера на юг): западную часть Грузинской глыбы (Рионскую впадину) и Аджаро-Триалетскую зону. Они имеют существенные различия в своем строении, и вопросы их образования и взаимоотношения рассмотрены в многочисленных работах Ш.А. Адамия, П.Д. Гамкрелидзе, И.П. Гамкрелидзе и др.

Рионская впадина и Аджаро-Триалетская зона на суше имеют широтное направление и в современной структуре ограничены глубинными разломами. При приближении к побережью Черного моря к северу от Рионской впадины появляются элементы северо-западного, а в Аджаро-Триалетской зоне — юго-западного простирания и обе структуры имеют тенденцию к огибанию акватории моря. Морское побережье на территории Грузии расположено почти поперек направления обеих структур, и их возможное продолжение в пределы морского дна изучено слабо и вызывает оживленную дискуссию.

Рионская впадина. Рионская впадина на востоке замыкается Дзирульским массивом — единственным выступом докембрийского основания в Грузии.

Массив сложен двустлюдяными кристаллическими сланцами, которые большинство исследователей относят к позднему докембрию. Выше залегает нижнекембрийская диабаз-филлитовая формация, возраст которой установлен по находкам археоциат и катаграфий.

Среди более молодых отложений в Дзирульском массиве установлены верхнепалеозойские вулканогенно-осадочные образования кварц-порфирового состава. Среди широко распространенных в Дзирульском массиве интрузивных пород присутствуют линзы серпентинитов, габбро и амфиболитов, приуроченных к разломам и возникших в результате протрузивных явлений. Наиболее развиты герцинские гранитоиды, образующие крупные массивы.

На размытой поверхности доюрского фундамента залегают терригенные и карбонатные, а также континентальные вулканогенные образования лейаса, подводно-вулканогенная свита байоса, карбонатные, реже вулканогенные образования мела и песчано-глинистые отложения олигоцена и неогена, образующие осадочный чехол.

Среди мезозойских отложений Рионской впадины установлены юрская и меловая системы. Породы нижней юры обнажены лишь за пределами описываемой территории, но они присутствуют и во впадине, хотя развиты, вероятно, не повсеместно. Представлены они предположительно вулканитами кислого состава, кварцевыми и аркозовыми песчаниками и органогенными известняками общей мощностью не менее 1 км. Породы средней юры вскрыты скважиной у г. Самтредиа. В нижней части (200 м) они представлены андезито-базальтами, характерными для всей Грузии; выше (600 м) лежат туфоогенно-глинисто-песчаные отложения. Полная мощность среднеюрских пород около 2 км. Западнее, в Рионской впадине, они предполагаются по гравиметрическим данным. Верхнеюрские породы также вскрыты скважинами и сложены пестроцветными континентально-лагунными глинисто-песчано-конгломератовыми отложениями с прослоями гипсов, ангидритов и галитов. В нижней части разреза вскрыты вулканиты: базальты, андезиты, трахибазальты и трахиты. Мощность может достигать 800 м.

Неоком и аптский ярус представлены морскими мелководными, преимущественно карбонатными отложениями мощностью от 500 до 900 м. В низах разреза залегают пласты доломитов и ангидритов. Мощность отложений увеличивается с востока на запад к побережью Черного моря. В альбе и сеномане развиты мергели, а местами вулканогенные образования мощностью до 1000 м. Турон-датские отложения представлены морскими известняками мощностью 150–800 м. На востоке известняки замещаются вулканитами, среди которых распространены щелочные базальты и трахиты.

Палеоценовые и эоценовые отложения сложены мелководными слоистыми известняками, мергелями и карбонатными глинами. Олигоценовые и миоценовые отложения обнажены лишь на бортах впадины и вскрыты в скважинах в ее центре. Сложены они мелкообломочной морской терригенной молассой, имеющей мощность у бортов впадины 800–1000 м и быстро уменьшающейся по направлению к ее центру, в пределах которой породы олигоцена и миоцена вообще отсутствуют и плиоценовые отложения, с угловым несогласием (до 20°), залегают на различных го-

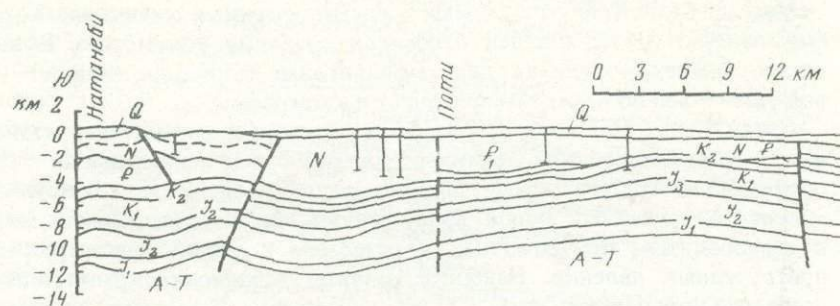


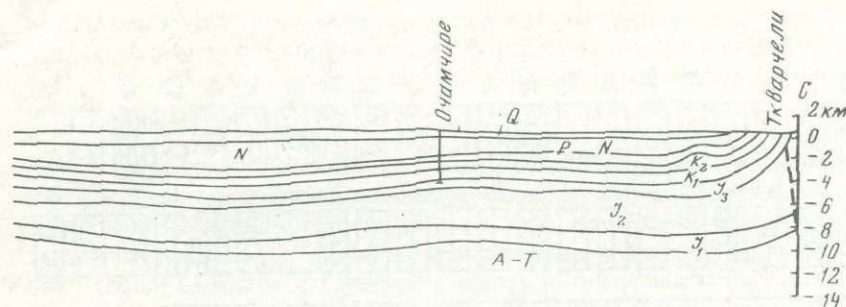
Рис. 5. Геологический разрез вдоль восточного побережья Черного моря по линии Натанеби—Ткварчели [Вахания, 1973]

ризонтах палеогена и часто верхнего мела. Суммарная мощность плиоценовых и четвертичных отложений в Рионской впадине по данным бурения от 1 до 3,5 км. Мощность их увеличивается от бортов к ее центру и резко с востока на запад. Сложены плиоценовые отложения морской грубообломочной молассой (конгломераты, песчаники, глины). Четвертичные отложения покрывают почти всю впадину и представлены глинами, суглинками, песками и галечниками, имеющими мощность до 300–500 м.

Общая наибольшая мощность отложений во впадине (начиная с нижней юры) достигает 8–9 км.

Под четвертичным покровом Рионской впадины по сейсмическим, а также данным бурения выявлен ряд локальных складок, простирающихся почти в широтном направлении. Это брахиформные антиклинали и разделяющие их широкие синклинали с плоскими днищами. Бурение показало, что в плиоценовых отложениях складки сжаты в меньшей степени, чем в подстилающих меловых, палеогеновых и миоценовых отложениях [Вахания, 1973]. Пологие складки, установленные из сопоставления гипсометрического положения стратиграфических подразделений мезозоя—кайнозоя, вскрытых буровыми скважинами, вполне могут быть вызваны вертикальными движениями отдельных блоков фундамента впадины, на что указывает и присутствие стратиграфических несогласий (рис. 5).

Аджаро-Триалетская зона. Аджаро-Триалетская зона представляет собой четко очерченную структурную единицу Малого Кавказа длиной около 300 км и шириной в среднем 50 км, вытянутую в широтном направлении между юго-восточным побережьем Черного моря и р. Иори (рис. 6, см. вкл.). Она расположена между двумя обломками Закавказского срединного массива — Грузинской глыбой на севере и Артвинско-Болнисской на юге. Северная граница впадины в центральной и восточной частях зоны выражена системой направленных на север взбросо-надвиговых нарушений, представляющих непосредственное поверхностное выражение длительно развивающегося глубинного разлома. Однако вдоль юго-западной периферии Дзирульского выступа Грузинской глыбы и западнее, до побережья Черного моря, на северном краю Аджаро-Триалетской зоны развиты покровные структуры, перекрывающие значительную часть западной зоны погружения Грузинской глыбы [Башелейшвили и др., 1982].



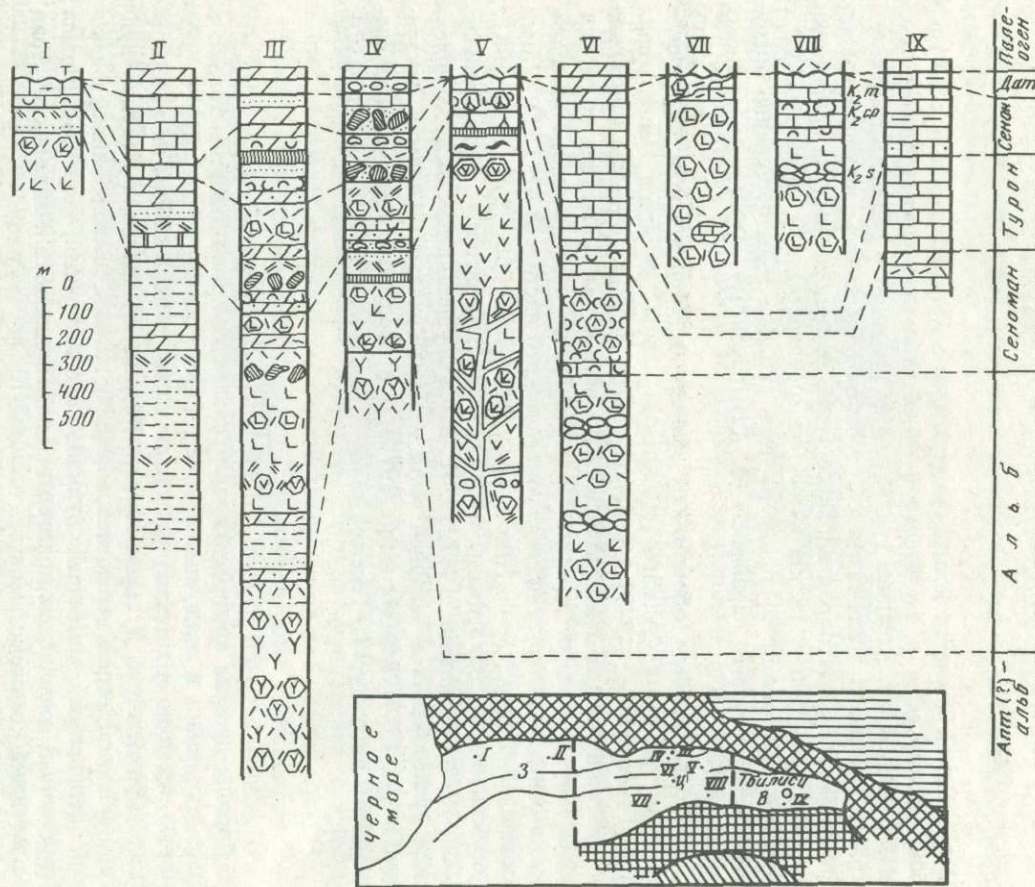
Менее четкой является южная граница зоны с Артвинско-Болнисской глыбой, маскируемая в значительной своей части постпалеогеновыми лавовыми покровами. Западнее граница зоны проходит в районе Артвинского кристаллического массива, вдоль субширотной полосы выходов известняково-мергельных пород верхнего мела, расположенных на территории Турции, примерно в 15 км к югу от государственной границы СССР с Турцией. На востоке в долине р. Иори складки зоны постепенно погружаются и затухают, примыкая к Азамбургскому субмеридиональному поднятию.

Наиболее полным обобщением данных о геологическом строении и истории развития Аджаро-Триалетской зоны является монография П.Д. Гамкрелидзе [1949], представляющая главным образом изложение результатов многолетних исследований автора. За последние годы наиболее значительными явились разносторонние исследования, проведенные в основном сотрудниками Геологического института АН ГССР [Лордкипанидзе, Надарейшвили, 1964; Надарейшвили, 1968, 1974, 1980, 1981; Лордкипанидзе, Закариадзе, 1974, 1978; Закариадзе, Лордкипанидзе, 1968, 1972; Татишвили, 1967, 1974]. Были осуществлены также комплексные исследования в западной части Аджаро-Триалетии [Адамия, Закариадзе и др., 1974; Адамия и др., 1974а, б, в; Вольский и др., 1974] и специальные структурные исследования [Гамкрелидзе И.П., 1970, 1974, 1976].

Стратиграфия

Породы древнее альба в Аджаро-Триалетской зоне известны только в виде включений в осадочные брекчии. Вероятнее всего, альбские (а возможно, частично и аптские) отложения лежат с несогласием на палеозойских образованиях. В вышележащих породах выделяются меловой вулканогенно-осадочный, верхнемеловой карбонатный, палеоцен-нижеэоценовый флишевый, эоценовый вулканогенно-осадочный, верхнеэоценовый терригенный комплексы, олигоцен-нижемиоценовая майкопская серия и орогенный комплекс.

Меловой вулканогенно-осадочный комплекс зоны, по данным Г.Ш. Надарейшвили [1981], характеризуется пестротой вещественного и фациального состава пород и быстрой сменой фаций по латерали. Наиболее древние



горизонты комплекса вскрыты глубокими скважинами в северной части зоны в полосе ее соприкосновения с Грузинской глыбой в районе с. Хведурети (рис. 7). Здесь разрез нижней 1000-метровой части комплекса в основном представлен лавовыми покровами, вулканическими брекчиями и туфами "спилитового" состава, среди которых преобладают роговообманковые разновидности. Название "спилит" для пород условно, так как они представляют собой альбитизированные, хлоритизированные, цеолитизированные и эпидотизированные, т.е. зеленокаменно измененные базальты, андезито-базальты, андезиты и реже дациты. Верхняя часть "спилитовой" толщи в отличие от нижней слоистая и представлена переслаиванием сланцевых карбонатных аргиллитов, туфоаргиллитов, известковых туффитов и туфоизвестняков с разнообломочными туфами "спилитового" состава. Эта часть толщи датируется верхним альбомом, а ее нижняя, массивная, — альбом-аптом (?).

В Аджаро-Триалетской зоне "спилитовая" толща обнажена только в ядре Сацхенинской антиклинали, расположенной в южной части ее северной подзоны, и представлена лавами и глыбовыми вулканическими брекчиями альбитизированных двупироксеновых андезито-базальтов и андезитов, авгитовых андезитов, плагиобазальтов и реже оливиновых базальтов. Среди андезитов встречаются роговообманковые и биотитовые разновидности (см. рис. 7).

Выше "спилитовой" толщи в Хведуретской скважине вскрыта мощная (до 300 м) верхнеальбская пачка сланцеватых алевритистых карбонатных аргиллитов и аргиллитоподобных глин, известковистых туффитов, туфомергелей и алевролитов с материалом размыва доюрского кристаллического фундамента. Обломки кристаллических пород часто встречаются и в верхней части "спилитовой" толщи. Вероятно, они служили основанием вулканических построек и были выброшены вместе с пирокластикой во время взрывов.

Верхняя часть мелового вулканогенно-осадочного комплекса в отличие от нижней, "спилитовой", хорошо представлена во всех подзонах

Рис. 7. Литолого-стратиграфические колонки меловых образований Аджаро-Триалетской зоны

Скважины: I — Чохатаури-1, II — Гурта-1, III — сводная колонка по Хведуретской площади, IV — северное крыло Сацхенинской антиклинали, V — южное крыло Гедзамской антиклинали, VI — район с. Пилати, VII — северное крыло Чобаретской антиклинали, VIII — северное крыло Гумбатской антиклинали, IX — Телети-19.

1 — складчатая система Большого Кавказа; 2 — Грузинская глыба; 3 — Аджаро-Триалетская складчатая зона; 4 — Артвинско-Болнисская глыба; 5 — Сомхетско-Карабахская зона; 6 — места составления разрезов (на врезке); 7 — доломиты; 8 — известняки; 9 — глинистые известняки; 10 — песчаные известняки; 11 — известковые туффиты и туфоизвестняки; 12 — мергели; 13 — песчаные мергели; 14 — мергельные туффиты и туфомергели; 15 — конгломераты, брекчи-конгломераты; 16 — глыбовые брекчи олистостромового типа; 17 — опоки, мергели, спонголиты, кремни; 18 — аргиллитоподобные алевритистые глины и аргиллиты; 19 — алевритистые и песчаные туфоаргиллиты; 20 — песчаники, туфопесчаники; 21 — базальты; 22 — базальтовые вулканические брекчи; 23 — базальтовые разнообломочные туфы; 24 — андезито-базальты; 25 — андезито-базальтовые вулканические брекчи; 26 — андезиты; 27 — андезитовые вулканические брекчи; 28 — андезитовые туфы; 29 — дациты; 30 — дацитовые вулканические брекчи; 31 — дацитовые туфы; 32 — риолиты; 33 — риолитовые вулканические брекчи; 34 — "спилиты"; 35 — дайки; 36 — "спилитовые" вулканические брекчи; 37 — "спилитовые" разнообломочные туфы; 38 — агглютинаты; 39 — игнимбриты; 40 — подушечные лавы; 41 — щелочные базальтоиды

центральной части Аджаро-Триалетской зоны. В северной подзоне она согласно следует за "спилитовой" толщей и в основном сложена мощными лавовыми покровами, массивными вулканическими брекчиями и туфами оливиновых базальтов, среди которых широко развиты двупироксеновые разновидности. Сравнительно реже встречаются также вулканические образования роговообманковых базальтов, андезито-базальтов, андезитов и роговообманковых биотитовых дацитов. Последние в виде примеси пирокластики часто встречаются в орто- и паратуффилах, развитых в основном в верхней части мелового вулканогенно-осадочного комплекса. С вышеперечисленными вулканическими образованиями переслаиваются, а также образуют пачки сланцеватые карбонатные аргиллиты, глинистые и известковистые алевролиты и туфоалевролиты, глинистые и органогенно-детритовые известняки, известковые туффиты и туфоизвестняки, глинисто-карбонатные опоки и карбонатные аргиллитоподобные спонголитовые глины. Мергельные и известняковые разновидности этих пород, а также глинисто-карбонатные опоки наиболее развиты в верхней части "надспилитовой" толщи. Вверх по разрезу их роль постепенно возрастает, вытесняя материал вулканического происхождения (см. рис. 7). В южном крыле Хведуретской антиклинали на стратиграфических уровнях верхнего альба и сеномана встречаются песчаники, конгломерато-брекчии и глыбовые брекчии олистостромового типа с материалом размыва нижележащих толщ и пород доюрского кристаллического фундамента. Возраст "надспилитовой" толщи — верхний альб-нижний турон.

В южной части северной подзоны (Сацхенисская антиклиналь) в строении рассматриваемой толщи резко возрастает роль вулканитов андезито-базальтового и андезитового состава (см. рис. 7), среди которых наиболее развиты роговообманковые авгит-гиперстеновые разновидности. Местами широко развиты также вулканические образования роговообманкового биотитового дацита (Имерхеви-Арцевская антиклиналь). В этой части рассматриваемой подзоны распространены песчаники, гравелиты, конгломераты, конгломерато-брекчии и глыбовые брекчии олистостромового типа, переслаивающиеся с органогенно-детритовыми известняками. Являясь как базальными, так и внутрiformационными образованиями, они впервые появляются в верхах верхнего альба и выше встречаются почти во всех горизонтах верхнего мела. Материал размыва в этих образованиях представлен как подстилающими, так и вмещающими породами.

В пределах северной подзоны, западнее бассейна р. Дзама, меловой вулканогенно-осадочный комплекс на поверхности не обнажен. Однако синхронные образования вскрыты глубокой скважиной Гурта-1 (р. Ханисцкали). Здесь фаунистически датированные альб-туронские отложения, согласно Т.М. Шатиришвили и Л.К. Мерабишвили, представлены слабокарбонатными песчанистыми аргиллитами, мергелями, аргиллитоподобными глинами, глинистыми алевролитами, глинистыми известняками, доломитами и опоками. На сеноманском стратиграфическом уровне встречаются редкие прослои туфов и туфопесчаников (см. рис. 7). Вулканогенные образования мелового возраста недавно были вскрыты скважиной Чохатаури-1, заложенной в крайней западной части северной подзоны, в 3 км западнее с. Чохатаури в долине р. Губазеули. Скважиной под базальтными конгломератами и гравелитами среднего эоцена с материалом размыва

доюрского кристаллического фундамента на глубине 4090 м вскрыты фаунистически датированные туронские известняки, известковистые туффиты и туфоизвестняки, в которых пирокластический материал по составу соответствует роговообманковому дациту. Вулканические образования — лавовые покровы, массивные вулканические брекчии и разнообломочные туфы роговообманковых и роговообманковых двупироксеновых андезито-базальтов, залегающие под вышеуказанными туронскими отложениями, по стратиграфическому положению, а также по аналогии с разрезами альб-верхнемеловых образований Аджаро-Триалетии относятся к альбу-сеноману [Надарейшвили, 1984].

На основании сопоставления данных скв. Гурта-1 и разрезов мелового вулканогенно-осадочного комплекса Триалетского хребта было высказано предположение, что вулканизм мелового времени в Аджаро-Триалетской зоне пространственно был приурочен лишь к ее центральному отрезку, западнее же он не проявлялся [Надарейшвили, 1981]. Однако новейшие данные Чохатаурской скважины указывают на то, что в альб-туронское время вулканические проявления имели место и в пределах западного отрезка Аджаро-Триалетской зоны. Следует отметить, что сказанное не исключает возможности того, что в рассматриваемой зоне между участками проявления мелового вулканизма в пределах центрального и западного отрезков существовала вулканическая область с глубоководным карбонатным осадконакоплением.

В пределах центральной подзоны Аджаро-Триалетской зоны меловой вулканогенно-осадочный комплекс обнажен лишь в крайней восточной части ее центрального отрезка, в нижнем и среднем течении р. Тедзами и представлен его верхней "надспилитовой" толщей. Наиболее полно она выражена в Тедзамской антиклинали, слагая ядро и крылья (см. рис. 7). В южном крыле складки толща по вещественному составу слагающих ее пород делится на две части. Нижняя, неполная, мощность которой 1300 м, сложена мощными лавовыми покровами, массивными вулканическими брекчиями, гялокластитами и аглютинатами в основном андезитового состава, среди которых встречаются двупироксеновые, двупироксеновые биотитовые и биотитовые разновидности. В ядре складки широко развиты плагиоандезиты. С перечисленными породами ассоциируют вулканиты, соответствующие по составу оливинсодержащим двупироксеновым, биотитовым и гиперстеновым андезито-базальтам и оливиновым двупироксеновым базальтам. Верхняя часть разреза толщи представлена мощной (до 500 м) пачкой лавовых покровов. В северном крыле Тедзамской антиклинали в отличие от южного в строении толщи резко возрастает роль вулканических пород, оливинсодержащих андезито-базальтов и оливиновых базальтов, среди которых встречаются также двупироксеновые разновидности. Здесь, над пачкой лавовых покровов, венчающей нижнюю толщу, залегают мергельные туффиты, туфомергели и вулканомиктовые песчаники, которые содержат позднеальбскую фауну. Возраст верхней толщи фаунистически датирован сеноманом—нижним туроном.

В южной подзоне Аджаро—Триалетии выходы мелового вулканогенно-осадочного комплекса пространственно приурочены к ядрам Зиртской, Гумбатской и Чобаретской антиклиналей. В северной части этой подзоны в ядре Зиртской антиклинали обнажена верхняя часть комплекса. Нижняя

половина разреза здесь сложена вулканическими породами, состав которых соответствует оливиновым и безоливиновым роговообманковым дупироксеновым базальтам, роговообманковым андезито-базальтам, андезитами и риолитам; среди этих пород доминируют базальты и андезито-базальты. В отличие от нижней части в верхней развит вулканический материал исключительно риолитового состава. Верхняя возрастная граница комплекса в разрезах этой части подзоны — нижний турон.

Резко меняется характер строения рассматриваемого комплекса в южной части этой подзоны. В частности в пределах Чобаретской антиклинали он сложен однообразными красноцветными вулканическими брекчиями и лавами оливинового дупироксенового базальта. Эти породы содержат линзы и прослои известняков с кампан-маастрихтской фауной (см. рис. 7). Аналогичным строением и составом слагающих пород характеризуются меловые вулканогенные породы несколько восточнее, в ядре Гумбатской антиклинали. Исключение составляет лишь ее самая верхняя часть, в которой с фаунистически датированными кампан-маастрихтскими известняками переслаиваются слои пепловых туфов, известковистых туффигов и туфоизвестняков, пирокластический материал которых соответствует биотитовому и роговообманковому биотитовому дациту (см. рис. 7). Неполная мощность комплекса в этой части подзоны до 500 м. Его верхняя возрастная граница охватывает низы маастрихта [Гамкрелидзе П.Д., 1949; Гамбашидзе, 1972; Надарейшвили, 1981]. Открытым остается вопрос о возрасте нижней границы. Однако, по данным Д.Г. Джигаури, в пределах Чобаретской антиклинали вулканические брекчи содержат обломки известняков с сеноманской фауной иноцерамов. Сказанное дает основание предполагать, что в этой части южной подзоны сеноман представлен в карбонатных фациях и нижняя возрастная граница вулканогенного комплекса не должна опускаться ниже турона (возможно, сеномана). Тем более что несколько восточнее, на Храмском массиве, основная фаза мелового вулканизма проявилась в туроне-сантоне, хотя его первые вспышки отмечаются уже в сеномане.

К западу и востоку от вышеотмеченных антиклиналей в южной подзоне меловой вулканогенно-осадочный комплекс на поверхности не обнажен. Однако в восточном сегменте Аджаро-Триалетии синхронные ему карбонатные отложения вскрыты глубокой скважиной Телети-19, заложенной в ядре одноименной антиклинали (см. рис. 7).

Суммируя вышеизложенное, можно заключить, что в Аджаро-Триалетской зоне возраст мелового вулканогенно-осадочного комплекса с севера на юг омолаживается. В частности, нижняя наиболее мощная его часть, сложенная в основном породами базальтового, андезито-базальтового и андезитового состава, датируется аптом-альбом. Верхняя же, сравнительно маломощная часть, представленная в основном породами дацитового и риолитового состава, датирована сеноманом-нижним туроном. Исключение составляет южная пограничная часть Аджаро-Триалетии с Артвинско-Болнисской глыбой, где в отличие от остальных его районов возраст комплекса турон (сеноман ?) — нижний маастрихт.

Карбонатные отложения верхнего мела, перекрывающие вулканогенно-осадочный комплекс, наиболее полно развиты в восточной части центрального отрезка Аджаро-Триалетской зоны. К западу и востоку от нее карбо-

натный комплекс погружается под осадочные и вулканогенные толщи палеогена. Стратиграфия комплекса изучалась П.Д. Гамкрелидзе [1949], А.Л. Цагарели [1954], Д.Ю. Папава [1966], Р.А. Гамбашидзе [1972, 1973], Д.Г. Ахвледиани [1969] и др.

В центральном отрезке Аджаро-Триалетии верхнемеловые карбонатные отложения занимают обширные площади и представлены розовыми, красноватыми, белыми и серыми известняками (300—900 м) с прослоями мергелей, в которых встречаются также пропластки, линзы и стяжения кремня. В верхних частях комплекса (кампан—дат) несколько возрастает роль мергелей. Местами с известняками переслаиваются, а в некоторых разрезах доминируют (бассейны рек Хведуретисцкали и Тедзми) известняковые брекчии, конгломераты, гравелиты и песчаники. В некоторых разрезах верхнего мела встречаются также мощные (до 30 м) пачки глыбовых брекчий олистостромового типа. Наиболее широко брекчии, конгломераты и гравелиты развиты в кампане—маастрихте. Однако в некоторых районах они встречаются также и на более низких стратиграфических уровнях. Эти породы, кроме материала размыва мезозойских толщ, содержат также глыбы, гальки и зерна пород доюрского кристаллического фундамента [Надарейшвили, 1981].

В западной части центрального отрезка зоны наиболее нижние горизонты карбонатного верхнего мела вскрыты глубокими скважинами в районе месторождения Боржжамской минеральной воды. Здесь сенон представлен в основном глинистыми, местами окремненными известняками, иногда биогенно-детритового строения, с редкими прослоями мергелей и кварц-аркозовых и аркозовых песчаников и алевролитов. С этими породами переслаиваются брекчиевые известняки и известняковые брекчии.

В пределах западного отрезка зоны верхнемеловой карбонатный комплекс не обнажен. Исключение составляет лишь крайне северная пограничная часть Аджаро-Триалетской зоны, где во фронтальной части Сурамско-Гокишурского разлома, отделяющего ее от Грузинской глыбы, верхнемеловой карбонатный комплекс имеет полный разрез.

В восточной части западного отрезка зоны карбонатный верхний мел вскрыт Гуртинской скважиной (см. рис. 7) и представлен светло-серыми и белесоватыми глинистыми и биогенно-детритовыми известняками верхнетурон-сенонского возраста. В западной части отрезка зоны, по новейшим данным Чохатаурской глубокой скважины (см. рис. 7), карбонатный сенон полностью размыт и среднеэоценовая вулканогенная формация трансгрессивно налегает на туронские глинистые известняки и известковые туффы. Однако юго-западнее этой скважины в крайне западной части центральной подзоны Аджаро-Триалетии в ядре Чахатской антиклинали под палеоэоценовыми флишоидными отложениями скважиной вскрыта верхняя часть сенона, которая представлена пелитоморфными и мелкозернистыми известняками с редкими пропластками мергелей и бентонитовых глин [Надарейшвили, 1981].

В аналогичных фациях представлен карбонатный верхний мел в вышеотмеченной полосе Сурамско-Гокишурского разлома. Исключением является только район Дапнарской антиклинали, где в южном крыле складки в кампан-маастрихтских известняках залегает мощный (до 20 м) пласт конгломерата, сложенного исключительно лишь гальками верхнемеловых известняков разного типа.

В восточном отрезке верхнемеловые карбонатные отложения обнажены в северо-западной части и слагают свод Мцхетской антиклинали. Они представлены пелитоморфными известняками, часто литографского типа, песчанистыми известняками, мергелями и глинами. В других частях рассматриваемого отрезка зоны карбонатный комплекс вскрыт глубокими скважинами, заложенными в своде Телетской антиклинали (см. рис. 7). Здесь верхнемеловые образования представлены пелитоморфными известняками, часто глинистыми и песчанистыми.

Нижняя часть палеогеновой системы, играющей главную роль в строении Аджаро-Триалетской зоны, представлена в двух фациях — в терригенно-карбонатной флишевой и пестроцветной глинисто-мергелистой. Флишевая фация (боржомская свита) приурочена к областям интенсивного прогибания и обладает довольно большими мощностями; пестроцветная фация развита на участках древних, более или менее устойчивых воздыманий по краям Аджаро-Триалетской зоны и характеризуется незначительными мощностями.

В пределах центрального отрезка Аджаро-Триалетской зоны палеоцен-нижнеэоценовый флишевый комплекс, несущий все признаки турбидитных осадков, представлен чередованием известняков, мергелей, глин, аргиллитов, полимиктовых, кварцевых и кварц-полевошпатовых песчаников и реже гравелитов. В верхней его части появляются продукты вулканизма, роль которых к верхам разреза постепенно возрастает.

Согласно новейшим данным И.П. Гамкрелидзе и Г.И. Лобжанидзе, в пределах центральной части Аджаро-Триалетии боржомская свита, имеющая мощность до 1800 м, подразделяется на пять подсвит: боржомскую (карбонатную) нижнего палеоцена (датский и монский ярусы), дабисхевскую (типично флишевую) среднего-верхнего палеоцена, а также рвельскую (песчанистую), квибисскую (мергелистую), цопианскую (переходную) нижнего эоцена.

Крайне западные выходы палеоцен-нижнеэоценового флиша, слагающие крылья Ломисмтинской антиклинали, вскрыты эрозией в истоках р. Ханисцкали. Западнее, вследствие погружения всей зоны флишевый комплекс на дневной поверхности не обнажен (см. рис. 7). Однако синхронные отложения, представленные толщей карбонатных алевритистых аргиллитов мощностью до 1000 м [Надарейшвили, 1981], вскрыты скважинами в западной части Аджаро-Триалетии в ущелье р. Кинтриши в своде Чахатской антиклинали.

На востоке в пределах центральной части Триалетского хребта Д.Ю. Папава [1966] палеоцен-нижнеэоценовые отложения расчленяет на три толщи: тусребскую (глинистые сланцы и кварцевые песчаники мощностью до 1000 м), "пятнистых песчаников" (до 300 м) и болеванскую (тонкослоистые глины и песчаники мощностью до 200 м). Здесь флишевый комплекс в большинстве случаев трансгрессивно, с базальными конгломератами в основании, залегает на разных горизонтах верхнего мела [Гамкрелидзе П.Д., 1949; Папава, 1966].

Чрезвычайно интересным оказался разрез скважины, заложенной в ущелье р. Тана, керновый материал которого был изучен Г.Ш. Надарейшвили [1981]. По данным этого автора, в строении флишевого комплекса, имеющего мощность до 1225 м, главная роль принадлежит граувакко-ар-

козовым песчаникам и гравелитам, которые в верхней части разреза чередуются в основном с мергелями, а в нижней — с глинистыми известняками с песчанистой примесью. В основании комплекса находятся базальные конгломерато-брекчии.

Еще восточнее в окрестностях г. Тбилиси, по данным буровых скважин [Девдариани, 1971], палеоцен-нижнеэоценовые отложения делятся на две части: нижнюю известковисто-мергелистую толщу (мощность в среднем 600 м) и верхнюю, представленную карбонатными глинами, глинистыми алевролитами и мергелями, чередующимися с пачками граувакковых песчаников с примесью туфового материала (мощность до 2000 м).

В северной и южной периферийных частях Аджаро-Триалетской зоны палеоцен-нижнеэоценовые отложения либо совершенно отсутствуют, либо, как отмечалось, выражены резко отличной фацией мелководных пестроцветных мергелей и мергелистых глин мощностью не более 120 м. Эти отложения, так же как и флишевая формация, охватывают стратиграфический диапазон от датского яруса до нижнего эоцена включительно.

Эоценовый вулканогенно-осадочный комплекс наиболее широко распространен в Аджаро-Триалетской зоне (см. рис. 6). Вулканическая деятельность, которой он обязан своим происхождением, началась в конце раннего эоцена, достигла апогея в среднем эоцене и, постепенно ослабевая, локально продолжалась в позднем эоцене и, возможно, олигоцене [Адамия, Закариадзе и др., 1974]. В стратиграфическом разрезе эоценового вулканогенно-осадочного комплекса выделяются две обособленные части: нижне-среднеэоценовая и верхнеэоценовая. Породы нижнего-среднего эоцена имеют повсеместное распространение, причем их мощность отчетливо уменьшается с запада на восток и от осевой к периферическим частям Аджаро-Триалетской зоны (рис. 8). Расчленить породы нижнего-среднего эоцена на свиты удалось лишь в западном и центральном отрезках Аджаро-Триалетии. В восточном отрезке характер вулканической деятельности и состав пород существенно иной. Нижне-среднеэоценовые образования западного и центрального отрезков Аджаро-Триалетии подразделяются на следующие свиты (снизу вверх) [Адамия, Закариадзе и др., 1974].

Свита перанга-ликани согласно и постепенно сменяет в восходящем разрезе палеоцен-нижнеэоценовый флишевый комплекс (см. рис. 8). В восточном и центральном отрезках Аджаро-Триалетии, а также в северной части ее западного отрезка она представлена слоистыми сортированными туфами преимущественно базальтового состава, с которыми чередуются карбонатные и глинистые туффиты, аргиллиты и мергели (ликанская фация). Эти породы нередко обнаруживают четкую градиационную слоистость, ритмичность, риппель-марки и флишевые фигуры, т.е. характерные признаки турбидитных осадков [Гамкрелидзе П.Д., 1949; Лалиев и др., 1979]. В осевой и южной частях западной Аджаро-Триалетии в составе свиты главенствуют гиалокластитовые брекчии, лавобрекчии и покровы низкокальциевых или слабощелочных оливиновых и роговообманковых базальтов, тогда как мелкообломочная вулканокластика имеет подчиненное распространение (фация перанга). Перангская фация обнажается в сводовой части Аджарского хребта, в ядре так называемый Перанга-Чаксиставской антиклинали. Подошва свиты не обнажена, максимальная неполная мощность ее 900 м.

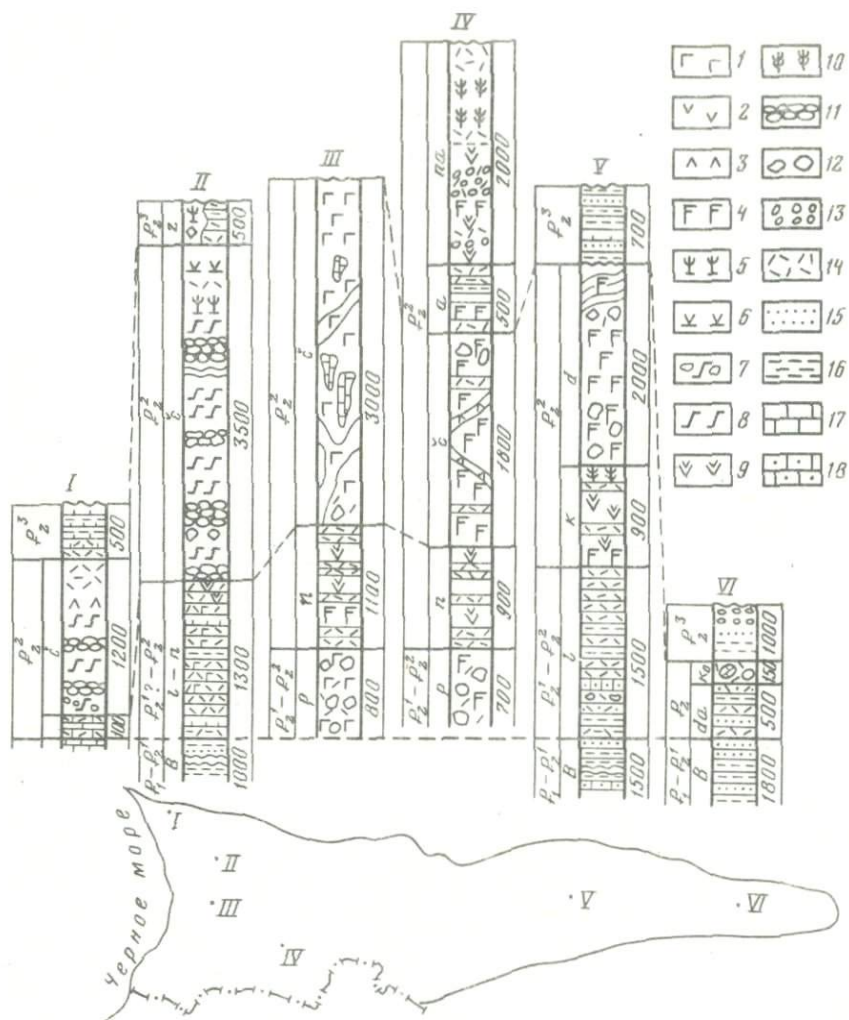


Рис. 8. Стратиграфические колонки эоценовой вулканогенно-осадочной формации Аджаро-Триалетии

I — Гурийский хребет (крайний северо-западный отрог Месхетского хребта); II—IV — западный отрезок Аджаро-Триалетии, северная (Кинтриши), осевая (Хино) и южная (Кеда) зоны соответственно; V — центральный отрезок (Боржоми); VI — восточная периферия (Тбилиси).

1—3 — вулканыты гелетовой серии: 1 — базальты, 2 — андезиты, 3 — дациты; 4—7 — вулканыты слабощелочной серии: 4 — базальты, 5 — трахиандезиты, 6 — высококальциевые андезиты, 7 — деллениты; 8—10 — вулканыты щелочной серии: 8 — анкарариты, калибазальты, 9 — базаниты, 10 — трахиты; 11 — пиллоу-лавы; 12 — брекчии; 13 — конгломераты; 14 — туфы; 15 — песчаники; 16 — аргиллиты; 17 — известняки; 18 — мергели. В — Боржомский флиш, свиты: р — перанга, л — ликанская, п — нагвареви, к — квабисхеви, с — чидильская, д — двирская, да — дабаханская, ко — конгломераты, а — адигенская, па — навадигенская, з — зенобанская

Свита перанга-ликани согласно перекрывается нагвареви-квабисхевской свитой, сложенной лавами и вулканокластолитами слабощелочной калиевой дифференцированной серии базальт—трахиандезит—делленит (1000—500 м). Количество лав и вулканокластолитов, так же как и соотношение пород различной кремнекислотности, широко варьирует от разреза к разрезу. На отдельных участках мощность свиты резко уменьшена и редуцируется до пачки (5—20 м) вулканокластолитов. На крайних северо-западных бортах системы (Гурийский хребет) перанга-ликанская и нагвареви-квабисхевская свиты, вероятно, замещаются горизонтом туффит-известняков и вулканокластолитов дейцитовых тефритов и трахитов мощностью до 100 м.

Верхняя чидила-двирская свита ниже-среднеэоценового возраста сложена массивными лавовыми и гялокластитовыми брекчиями и лавовыми покровами преимущественно базальтового состава. В западной Аджаро-Триалетии мощность ее достигает 4000 м. На северном борту западного отрезка в верхах чидильской свиты наряду с базальтоидами появляются лавы и вулканокластолиты трахитового состава (так называемая гурийская подсвита чидильской свиты [Вольский и др., 1974]). В центральном отрезке мощность их уменьшается до 2000 м. Мощность свиты уменьшается с запада на восток и от осевой части к флангам (см. рис. 8).

В восточном отрезке зоны в составе ниже-среднеэоценовых пород существенно возрастает роль пород средней кремнекислотности (андезитов, трахиандезитов). Одновременно резко сокращается объем лав и лавовых брекчий. В окрестностях Тбилиси верхняя часть комплекса (дабаханская свита) представлена чередованием слоистых туфов базальтового и андезитового состава с туффитами, мергелями, аргиллитами и песчаниками (500 м), которые перекрываются олистостромом, обнажающимся на правом берегу Куры под Метехской церковью (20—110 м). Олистостром состоит из огромных глыб слоистых известняков и песчаников верхнего мела, а также обломков высококалийных трахиандезитов, сцементированных вулканокластикой андезитового состава [Гамкрелидзе П.Д., 1949; Девдариани, 1971].

Верхнеэоценовые вулканогенно-осадочные породы распространены ограниченно и развиты преимущественно на южном фланге за адной и центральной Аджаро-Триалетии (см. рис. 6). Здесь они подразделяются на две свиты — адигенскую и нададигенскую [Адамия, Закариадзе и др., 1974].

Адигенская свита (мощность 300—800 м) в восходящем разрезе согласно сменяет чидильскую. На территории Аджарии она сложена преимущественно мелкообломочными вулканокластитами и терригенными осадками. В значительном количестве присутствуют также массивные грубообломочные вулканокластиты и лавы. Изредка встречаются прослой мергелей и известняков. Вулканические породы представлены слабощелочными базальтами, трахиандезитами, делленитами и высококалийными роговообманковыми андезитами.

Адигенская свита сравнительно хорошо охарактеризована фаунистически. В верховьях рек Ванисцкала и Чирухисцкала в ней обнаружена фауна нуммулитид и моллюсков позднего эоцена [Салуквадзе, 1974].

Нададигенская свита (мощность до 2000 м) постепенно сменяет адигенскую свиту. Сложена она почти исключительно массивными грубообломочными вулканическими породами, по составу аналогичными таковым адигенской свиты.

гекской свиты. Она характеризуется обилием растительного детритуса, широким развитием туфоконгломератов, наличием шлаков и аглютинатов. Здесь встречены остатки наземных позвоночных. Все вышесказанное свидетельствует о формировании свиты в мелководно-островной обстановке.

В окрестностях с. Горджоми в свите установлены позднеэоценовые нуммулиты [Салуквадзе, 1974]. Принимая во внимание ее большую мощность, не исключено, что она охватывает какую-то часть олигоцена.

На северном борту западной Аджаро-Триалетии [Адамия и др., 1974а] верхнеэоценовые вулканиты обнажаются от ущелья р. Губазеули на востоке до ущелья р. Натанеби на западе, где перекрыты аллювиальными отложениями. Они выделены в зенобанскую свиту, сложенную осадочными (мергели, черные некарбонатные глины, глыбовые брекчии и конгломераты с карбонатным цементом), вулканическими (лапиллиевые, пемзовые и пепловые туфы, туфобрекчии) породами и туффитами. Зенобанская свита согласно следует за чидильской и в восходящем разрезе перекрывается фораминиферовыми мергелями верхнего эоцена, местами же — майкопскими глинами. Свита содержит микро- и макрофауну среднего и верхнего эоцена. В брекчиях обнаружены обломки плитчатых мергелей лиролеписового горизонта с соответствующей микрофауной. Таким образом, ее верхнеэоценовый возраст не вызывает сомнения. Мощность свиты 50–500 м. На остальной большей части Аджаро-Триалетии верхнеэоценовые отложения представлены в осадочной фации.

На большей части Аджаро-Триалетской зоны среднеэоценовая вулканогенная толща сменяется вверх верхнеэоценовыми терригенными отложениями, которые почти всюду залегают трансгрессивно на разных горизонтах палеогена. В Ахалцихской депрессии разрез верхнего эоцена сложен карбонатными глинами, песчаниками и мергелями, с которыми переслаиваются конгломераты и брекчии. В восточной части депрессии эти отложения достигают мощности 700 м. Отсюда они узкой полосой продолжают к востоку, обнажаясь на западе в Одетской синклинали, а далее в окрестностях Бакуриани—Митарби. Еще восточнее они прослеживаются до верховьев р. Тедзами и почти непосредственно увязываются с верхнеэоценовыми отложениями окрестностей с. Манглиси и г. Тбилиси.

На севере центральной части Аджаро-Триалетии, в окрестностях г. Хашури, верхнеэоценовые отложения расчленяются на три микрофаунистические зоны [Агеев и др., 1975]. Нижней из них соответствует толща тонкослоистых глин с прослоями песчаников и туфов мощностью до 200 м, средней — песчаная толща (300–600 м), а верхней — глинистая толща (100–200 м). На юге центральной части разрез эоцена обогащен песчаным материалом, а его мощность не превышает здесь 600 м.

Вдоль северной периферии Триалетского хребта, по данным Д.Ю. Папава [1966], отложения верхнего эоцена представлены в основном грубозернистыми кварц-аркозовыми песчаниками и глинами с прослоями конгломератов, в основании которых выделяются плитчатые мергели, среди которых встречаются прослойки пелитовых туфов и глин. Мощность этих отложений 700–1400 м. На южном склоне Триалетского хребта мощность верхнего эоцена к востоку постепенно возрастает и достигает 800 м у курорта Манглиси.

На восточном погружении Аджаро-Триалетской зоны верхнеэоценовые

отложения разделяются на две свиты; нижнюю навтлугскую и верхнюю тбилисскую нуммулитовую. Навтлугская свита, представленная в основном карбонатными битуминозными глинами с прослоями песчаников, залегает согласно с нижележащей, местами же — трансгрессивно с базальными конгломератами в основании. Мощность свиты 50—260 м. Тбилисская нуммулитовая свита, согласно сменяющая навтлугскую, представлена майкоподобными глинами, глинистыми мергелями с чередованием песчаников, глин и конгломератов, а местами сплошными конгломератами. Мощность тбилисской нуммулитовой свиты в окрестностях г. Тбилиси не превышает 850 м. По данным буровых скважин, к востоку она увеличивается и достигает у с. Вазиани 1000 м, а к югу (у г. Рустави) сокращается до 500 м.

Отложения майкопской серии и ее аналогов широко развиты в Гурийской, Сартичальской и Ахалцихской подзонах Аджаро-Триалетской зоны (см. рис. 6).

Олигоценовые отложения южного борта Гурийской депрессии представлены не типичными глинами майкопа, а грубообломочной фацией. Здесь выделяются толща карбонатных глин и песчаников хадумского горизонта (20—60 м), толща песчаников и конгломерато-брекчий среднего и верхнего олигоцена (200—250 м) и толща типичных майкопских глин и алевролитов нижнего миоцена и низов среднего миоцена (400—450 м). В северном крыле Гурийской депрессии мощность надхадумской глинистой толщи значительно возрастает [Лалиев, 1964].

На севере центрального отрезка Аджаро-Триалетии майкопская серия представлена в основном глинистыми отложениями олигоцена (300—500 м) и кварц-граувакковыми песчаниками нижнего миоцена (до 400 м), а в южной части — глинами олигоцена (до 1500 м) и песчано-глинистыми породами (до 250 м) в фации свиты тори [Лалиев, 1964]. В Ахалцихской депрессии глинисто-песчаная толща олигоцена—нижнего миоцена достигает мощности 800—900 м. В восточной части Аджаро-Триалетской зоны осадки олигоцена—нижнего миоцена развиты в основном вдоль северной периферии Триалетского хребта и на восточном его погружении, где их мощность достигает 1700—1800 м [Девдариани, 1971].

Орогенные образования в пределах Аджаро-Триалетской зоны развиты ограниченно. Наряду с терригенно-морскими и континентальными отложениями они представлены лавами и вулканокластолитами, образовавшимися в континентальных условиях.

Терригенно-морские и континентальные молассы развиты в Гурийском предгорном прогибе и на восточном погружении Аджаро-Триалетской зоны (см. рис. 6). Представлены они средне-верхнемиоценовыми глинами, песчаниками, конгломератами, известняками, мергелями и глинами, песчаниками и конгломератами плиоцена в Гурийском прогибе и аналогичными породами верхнеплиоценового (акчагельского) возраста, залегающими резко несогласно на более древних отложениях восточного погружения Аджаро-Триалетской зоны.

Верхнемиоцен-нижнеплиоценовые мощные континентальные вулканогенно-эффузивные образования, известные под названием годердзской и кисиатбской свит, развиты в пределах Ахалцихской депрессии и в восточной части широкой Аджарисцкальской синклинали. Обширный останец аналогов годердзской свиты сохранился также к западу от Абастумани, на плато

Персати. В этих образованиях различается нижняя туфообломочная толща, состоящая из разнообразных андезитовых и дацитовых брекчий и конгломератов с туфовым цементом, туфов и внутриформационных покровов базальтов и андезитов, и верхняя лавовая толща, сложенная исключительно лавовыми покровами среднего и кислого состава. Нижняя толща характеризуется резкой и частой сменой фаций, а лавовая часть однообразна по всей площади ее распространения [Джигури, 1974].

Интрузивные породы

Интрузивные породы Аджаро-Триалетской зоны прорывают на различных уровнях вулканогенные образования палеогена и представлены субвулканическими телами и небольшими штоками габбро-эссекситов, габбро-монзонитов, монзонитов, кварцевых диоритов, сиенит-диоритов, сиенитов и нордмаркитов. Пространственно интрузии приурочены к вулканическим центрам. По минеральному составу и петрохимическим особенностям они проявляют полное сходство с одновозрастными эффузивами и рассматриваются как неглубокие корни палеогеновых вулканов.

Тектоника

Аджаро-Триалетская складчатая зона представляет собой антиклинальное сооружение с разнообразным морфологическим строением слагающих его структур. Детальное рассмотрение внутреннего строения и структурного плана отдельных частей зоны, а также мощностей палеоцен-среднеэоценовых образований позволяет выделить в ней северную, осевую и южную подзоны. Наряду с этим по характеру и степени дислоцированности слагающих Аджаро-Триалетскую зону отложений в ней выделяются три отрезка. Западный отрезок охватывает западную и центральные части Аджаро-Имеретинского (Месхетского) хребта, центральный — восточную часть Месхетского хребта и Триалетский хребет, а восточный — восточное окончание Триалетского хребта и северо-восточную часть Нижнекартлийской долины.

Западный отрезок Аджаро-Триалетской зоны характеризуется несложной складчатой структурой. В пределах Аджарии установлены лишь две крупные складки, прослеживаемые по всей ее территории: Аджарисцкальская синклиналиная и Чаквистави-Перангская антиклиналиная, наклоненные к югу и местами осложненные небольшими, быстро затухающими, брахиформными складками [Адамия, Закариадзе и др., 1974].

К северу от Перангской антиклинали расположены короткие Хинойская синклинали и Чахатская антиклинали. Вдоль оси Хинойской синклинали внедрено крупное субвулканическое тело толентовых базальтов (см. рис. 6).

Своеобразно построена северная окраина западного отрезка Аджаро-Триалетской зоны [Вольский и др., 1974; Гамкрелидзе И.П., 1976]. На западе северного склона Месхетского хребта развиты главным образом брахиформные складки северо-восточного направления, осложненные множеством поперечных и продольных разрывов сбросо-сдвигового и взбросового характера. Сжатые и линейные складки наблюдаются лишь в полосе развития чохатаурской группы взбросов, на границе с Гурийской подзоной.

Гурийская подзона характеризуется существованием множества сравнительно мелких складок различной формы, образующих в целом синклинальную структуру, погружающуюся к западу.

Северный склон Месхетского хребта состоит из нескольких блоков, ограниченных разрывами северо-западного и северо-восточного направлений. Наиболее крупные из них Губазеульский и Чхакаурский сбросо-сдвиги, нарушающие и смещающие почти все пликативные структуры этой части Аджаро-Триалетии (см. рис. 6).

В отличие от них разрывы северо-восточного направления имеют взбросовый характер. Из них наиболее значительной является система взбросов на границе Чаквинско-Саирмской и Гурийской подзон, являющихся, по-видимому, поверхностным отражением Чохатаурского глубинного разлома, разграничивающего указанные подзоны Аджаро-Триалетии.

Из пликативных структур этой части северного склона Месхетского хребта следует отметить Бахмаройскую синклинали и Сашвальскую антиклинали. Это симметричные складки с довольно пологим падением крыльев (до 40°). Лишь местами, вблизи поперечных сбросо-сдвигов, крылья имеют более крутые падения (до 60°). Складки разорваны и смещены упомянутыми выше сбросо-сдвиговыми нарушениями.

Из глубинных разрывов, проявляющихся в поверхностной структуре, а также в характере продуктов среднеэоценового вулканизма западного отрезка Аджаро-Триалетской зоны наряду с Чохатаурским глубинным разломом в первую очередь следует отметить глубинный разлом (или группу разломов), намечаемый в осевой зоне этой части Аджаро-Триалетии, вдоль узкой зоны выхода толеитовых базальтов, а затем уже в центральном отрезке зоны вдоль северного ступенчатого ограничения срединного блокового поднятия Аджаро-Триалетской зоны [Гамкрелидзе И.П., 1970, 1976]. Разлом глубокого заложения намечается также вдоль ступенчатого перегиба в сводовой части Чаквистави-Перангской антиклинали, представляющей, таким образом, надразломную складку. Непосредственным поверхностным отражением этого разлома является, видимо, крупный Ванисцкальский взброс. На западе разлом сливается с осевым, а к востоку его непосредственным продолжением является глубинный разлом, намечаемый по южному ступенчатому ограничению срединного блокового поднятия (вдоль Абастуманско-Боржомской антиклинали).

На существование еще одного продольного нарушения глубокого заложения, примерно совпадающего с осевой частью Аджарисцкальской синклинали, указывает очень резкая смена северных фаций чидильской и адигенской свит южными. На востоке этот разлом проявлен еще более четко и устанавливается по северному борту Ахалцихской депрессии и далее почти до восточного погружения Аджаро-Триалетской зоны на основании как структурных, так и палеогеографических данных.

В отличие от западного отрезка Аджаро-Триалетской зоны центральный отрезок (восточная часть Месхетского хребта и Триалетский хребет) обладает значительно более сложной структурой. Этот отрезок характеризуется существованием срединного блокового поднятия, представляющего собой унаследованную, отраженную в осадочном чехле структуру фундамента [Гамкрелидзе И.П., 1970, 1974], и развитием по обе стороны от него довольно протяженных складок, кулисообразно замещающих друг друга по

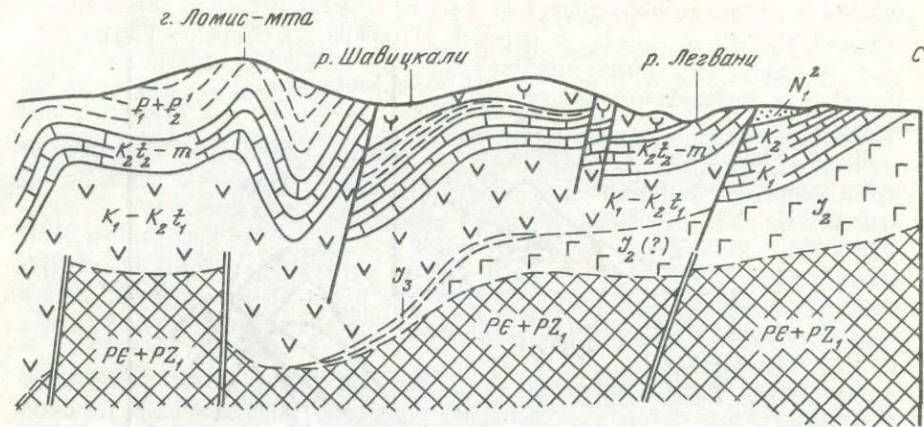
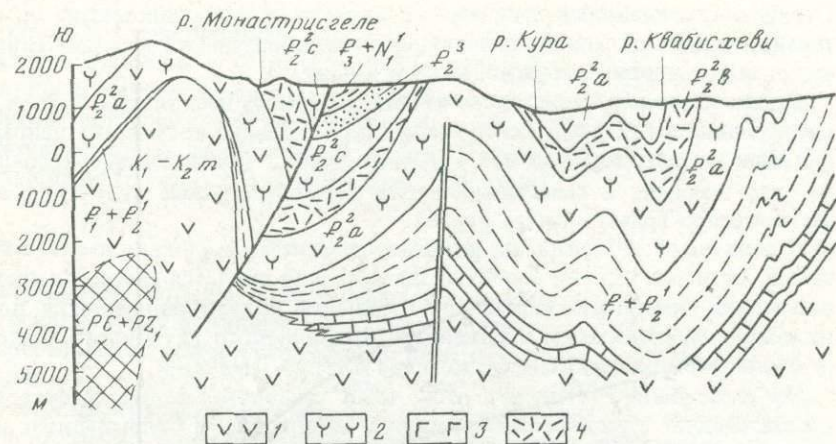


Рис. 9. Геологический профиль через центральный отрезок Аджаро-Триалетской складчатой зоны с показом предположительного строения на глубине. Составил И.П.Гамкрелидзе

1 — породы преимущественно основного состава; 2 — субшелочные породы; 3 — породы преимущественно среднего состава; 4 — дифференцированная серия пород. PE-PZ₁ — докембрий и нижний палеозой (кристаллический фундамент); J₂ — средняя юра (байосская порфиритовая свита); J₃ — верхняя юра (органогенно-детритусовые известняки); K₁-K₂t₁ — (апт (?), альб-нижний турон, а на южном краю зоны апт-маастрихт (K₁-K₂t₁) (преимущественно вулканогенные породы)), K₂t₂-т — верхний турон-маастрихт (известняковая толща); K₁ — карбонатный нижний мел Грузинской глыбы; K₂ — карбонатный верхний мел Грузинской глыбы; P₁ + P₂¹ — палеоцен-нижний эоцен, боржомская флишевая свита (на северном и южном краю зоны — маломощная пестроцветная свита); среднеэоценовая вулканогенная формация: P₂²a — нижний комплекс (ликанская свита), P₂²b — средний комплекс (квabisхевская свита), P₂²c — верхний комплекс (двирская свита), P₂³ — верхний эоцен (терригенная толща), P₃ + N₁¹ — олигоцен-нижний миоцен (майкопская серия), N₁² — терригенный средний миоцен Грузинской глыбы

простирацию (рис. 9). Общее простирание складок восток-северо-восточное в этой части Аджаро-Триалетской зоны не совпадает с широтным простиранием зоны в целом. Морфологически складки представляют собой симметричные подобного типа структуры с острыми замками. Антиклинали и синклинали первого порядка характеризуются конгруэнтным развитием и часто осложнены нарушениями взбросового и взбросо-надвигового характера с приподнятыми южными крыльями (см. рис. 6, 9).

Тектоническая ступень по северному борту Ахалцихской депрессии представляет собой поверхностное отражение длительно развивающегося разлома на глубине. Существование этого разлома доказывается резким сокращением мощности двирской свиты (среднего эоцена) в узкой полосе, по всему северному борту Ахалцихской депрессии, а затем восточнее, вдоль узкой Тонетской синклинали, где свита к тому же сложена преимущественно мелкообломочными слоистыми туфами и туффитами. Следует также отметить широкое развитие в этой полосе явлений предпозднеэоценового размыва, вызывающего полное выпадение из разреза двирской свиты. Таким образом, первичное уменьшение мощности и характер вулканических образований в этой полосе, а также признаки существования суши и постоянства в положении береговой линии указывают на длительное кон-

седиментационное развитие Аджарисцкальско-Тедзамского глубинного разлома, проявляющегося и в современной структуре.

Вдоль этого же нарушения расположено большинство позднемиоцен(?) - раннеплиоценовых и более молодых вулканических центров Боржомско-Бакурианского района.

Восточнее сводовая часть срединного блокового поднятия характеризуется в целом пологим залеганием слоев. Южным ограничением этого поднятия здесь служит Абастумани-Боржомская антиклиналь, а северным — Ломисмтинская антиклиналь (см. рис. 9).

Наиболее полно характер строения срединного блокового поднятия Аджаро-Триалетской зоны проявлен в восточной части Триалетского хребта. Здесь наряду со структурными данными (резкие флексуры по северному и южному краю и субгоризонтальное залегание толщ в сводовой части) на существование длительно развивавшейся унаследованной структуры фундамента указывают следующие факты: резкое первичное уменьшение мощности меловых отложений и интенсивный размыв в всех образованиях, вплоть до пород кристаллического фундамента, в сводовой части этого поднятия и особенно на его северном и южном флексурных "плечах", являющихся, по-видимому, наиболее приподнятыми участками. В сводовой части Уриульской антиклинали второго порядка известняки, мергели и кварцевые песчаники кампана-маастрихта залегают непосредственно на кристаллическом фундаменте, так как обломочный материал фундамента в большом количестве содержится в основании этих отложений.

По северному краю центрального отрезка Аджаро-Триалетской зоны отчетливо выражен так называемый Сурамско-Гокишурский надвиг [Гамкрелидзе П.Д., 1949]. Этот надвиг Б.Ф. Мефферт [1932] описал как крупный шарьяж с перемещением масс в северном направлении до 20 км. Это мнение затем было полностью отвергнуто [Гамкрелидзе П.Д., 1949; Чиковани, 1959]. Проведенные в последнее время исследования показали, что Сурамско-Гокишурский разрыв представляет собой сочетание различных по строению тектонических разрывов [Башелейшвили и др., 1982]. В восточной части, вдоль южной периферии Дзирульского массива, это наруше-

ние взбросо-надвигового типа (см. рис. 6) с незначительной горизонтальной амплитудой. Западнее, на отрезке с. Хидари — с. Пирвели Свири, разрыв по северному краю Аджаро-Триалетии имеет северо-западное простираие и правостдвиговый характер, а западнее превращается в тектонический покров.

В области восточного погружения Аджаро-Триалетской складчатой зоны (восточный отрезок) происходит общее упрощение складчатой структуры. Здесь складки постепенно погружаются к востоку и вышолаживаются. Срединное блоковое поднятие в этом районе в поверхностной структуре не проявлено в связи с общим погружением зоны. Выражено лишь его северное ступенчатое ограничение вдоль асимметричной, наклоненной к северу Мцхетской антиклинали, сопровождающейся крутым Сасхорским надвигом.

В крайней восточной части зоны складки, погружаясь, примыкают к Азамбургскому субмеридиональному поднятию (Малхазовский тектонический узел). По данным Д.А. Булейшвили [1960], развитым здесь в миоценовых и плиоценовых отложениях несколькими складкам субмеридионального направления соответствует на глубине лишь одно крупное поднятие в майкопских отложениях.

По геофизическим данным [Гамкрелидзе И.П., 1976], поднятие Аджаро-Триалетского хребта на орогенном этапе не сопровождается соответствующим утолщением земной коры и образованием "корня гор". Гравиметрические и сейсмические данные указывают на постепенное угонение коры в западном направлении, в сторону Черного моря.

Разрывы Аджаро-Триалетской зоны, как и всего восточного побережья Черного моря, изучены пока недостаточно подробно. Граничный глубинный разлом, отделяющий Рионскую впадину от зоны Южного склона Большого Кавказа, приведен лишь на Тектонической карте Кавказа масштаба 1:1 000 000 [1974]. На других картах и в региональных работах на месте разлома указаны небольшие крутые разрывы с наклоном сместителей к северу или югу. На всех опубликованных разрезах, например в работе по тектонике Абхазии Ш.А. Адамия [1977], приведено спокойное залегание отложений по северному борту впадины. Слои вздернуты вверх лишь вблизи глубинных разломов, что вполне может быть объяснено их длительным погружением, сопровождавшимся расширением Рионской впадины.

Граничный глубинный разлом представляет собой сложно построенную зону шириной 5—10 км, в пределах которой в современной структуре сосредоточены преимущественно крупные сбросы с наклоном сместителей к югу. Простираия сместителей отдельных разрывов, составляющих разлом, ориентированы весьма различно, что при обобщенном изображении создает впечатление резких изгибов разлома. Это свойство исключает взбросовую природу граничного разлома, о чем можно встретить указание в литературе.

Время заложения разлома относится, вероятно, к ранней юре, что позволяет связать раннеюрский вулканизм и образование разлома с возможными общими растяжениями в эту эпоху.

Глубинный разлом, отделяющий Рионскую впадину от Аджаро-Триалетской зоны, также изображен лишь на Тектонической карте Кавказа

[1974]. В современной структуре он представляет собой типичный взброс, переходящий местами в пологий надвиг, о чем свидетельствуют новейшие данные буровых скважин. Время заложения разлома на Тектонической карте Кавказа отнесено к раннему мелу, вероятно, по возможной его связи с раннемеловым вулканизмом.

Если ставить вопрос о месте расщепления земной коры в мезозое на северную и южную ветви, огибающие в современной структуре впадину Черного моря, то, по мнению А.Е. Михайлова, наиболее вероятной осью этого расщепления является южная часть Рионской впадины, примыкающая к глубинному разлому. Именно здесь отмечаются наибольшие мощности пород до кровли меловых отложений в меридиональном направлении и резкое их нарастание вдоль впадины от Дзирульского массива к побережью моря (до 5 км), а следовательно, и наибольшее растяжение земной коры и прогибание фундамента в течение кайнозоя.

Продолжение складчатых структур Аджаро-Триалетской зоны в акватории моря является предметом острой дискуссии. В своих многочисленных работах Ш.А. Адамия указывает на их широтное продолжение до контуров безграничной коры. При этом не учитывается явная тенденция поворота к юго-западу осей всех складок и разрывных структур зоны, хорошо выраженных еще в пределах суши. Последняя работа А.А. Терехова [1979] решает большую часть вопросов этого спора. Проанализировав материалы сейсмических исследований МВО по восточной части моря, А.А. Терехов пришел к выводам о повороте складчатых структур зоны к юго-западу, по крайней мере до района г. Трабзона (восточное побережье Турции), подтвердив тем самым расщепление складчатых структур Западного Закавказья на две ветви и огибание ими (и особенно южной из них) контуров Черноморской впадины.

Расщепление структур возникло у границ Дзирульского массива и постепенно нарастало к западу, составив у побережья моря в современном выражении не менее 50—70 км. При этом более значительными были смещения в южном направлении (30—40 км). Начало этих смещений А.Е. Михайлов относит к позднеюрской эпохе с последующим резким усилением в конце раннемеловой и в позднемеловую эпохи, а также в эоцене и миоцене.

Что касается глубинного разлома, расположенного на территории Турции и ограничивающего Аджаро-Триалетскую зону с юга, то о нем известно очень мало. Следует лишь отметить, что на южном крыле разлома присутствуют небольшие выходы известняков и конгломератов верхнего палеозоя, а также докембрийских гнейсов, амфиболитов и кристаллических сланцев, прорванных палеозойскими гранитоидами. Таким образом, во время формирования Аджаро-Триалетской зоны она, как это установлено кавказскими геологами, представляла собой четко выраженную рифтогенную структуру.

СТРОЕНИЕ И РАЗВИТИЕ ПОЯСА

В настоящей главе приведена общая характеристика строения пояса, описаны развитые в его пределах вулканогенные формации и приведены представления об условиях возникновения и развития пояса. Относительно природы пояса во взглядах отдельных исследователей существуют значительные расхождения, не могли прийти к общему мнению и авторы настоящей работы, что отражено в этом разделе.

ОБЩЕЕ СТРОЕНИЕ ПОЯСА

Выше отмечались основные черты строения отдельных частей пояса. Ниже мы коснемся связей между его отрезками: Среднегорским, Понтийским и Сомхетским — и возможного продолжения пояса в пределы южной акватории Черного моря.

Ранее упоминалось о расщеплении Среднегорского пояса восточнее г. Ямбола на две ветви: северную и юго-восточную, разделенные Бургаской впадиной. При этом отмечалось, что северная ветвь, возможно, более молодая и что интенсивность вулканизма вблизи побережья моря во времени смещалась с юга на север. На относительную молодость северной ветви указывает и более кислый и щелочной состав слагающих ее вулканитов.

Продолжение северной ветви в пределы морского дна полностью не выяснено. Не исключено ее полное выклинивание в широтном направлении в 100–150 км от берега, подобное выклиниванию складчатых сооружений Старой Планины. Возможны выклинивание вулканитов вблизи береговой линии или поворот северной ветви к юго-востоку, на что указывает положение осей не резко выраженных магнитных аномалий на гидромагнитных картах прибрежной полосы моря. Учитывая, что северная ветвь имеет ширину не более 5–10 км и, скорее, является не главной, а боковой, полагаем, что наряду с поворотом ветви к юго-востоку вблизи побережья происходило выклинивание слагающего ее верхнемелового комплекса вулканогенных пород.

Значительно сложнее строение юго-восточной ветви пояса, имеющей ширину до 30 км. Ее плавный поворот от широтного направления на юго-восточное начинается на широте г. Ямбола и заканчивается южнее палеовулкана Зидарово, прослеживаясь на протяжении более 80 км. Далее на побережье моря полоса вулканитов постепенно становится все уже и вблизи границы Болгарии и Турции она полностью исчезает под морскими водами.

Детальные магнитные съемки, проведенные как в континентальной части пояса, так и в пределах морского дна, дают совершенно аналогичную картину в напряженности магнитного поля на суше и на море и указывают на плавный поворот всех осей очень резко выраженных положительных и отрицательных аномалий в пределах морского дна к юго-востоку, что не оставляет никаких сомнений в изгибе простираний как вулканитов, так и всех более древних складчатых и разрывных структур и в продолжении их в пределы морского дна под острым углом к береговой линии.

Магнитные аномалии, указанные на аэромагнитной карте акватории Черного моря, приведенные в работе Д.А. Росса и др. [Ross et al., 1974] и дополненные по болгарским съемкам на шельфе, вытянуты параллельно южному берегу моря и характеризуются резкими линейными положительными и отрицательными значениями от +1200 до -800 гамм. При приближении к меридиану Стамбула в пределах морского дна возникает новый плавный поворот складчатых структур, разрывных нарушений и осей магнитных аномалий к северу, в общем плане параллельно морскому побережью, причем верхнемеловые вулканиты пояса узкой полосой вновь обнажаются на побережье моря у северной оконечности пролива Босфор.

Касааясь региональных аспектов Среднегорского пояса, прежде всего следует подчеркнуть его граничное положение между устойчивым древним Родопским массивом на юге и альпийскими складчатыми сооружениями Балканского хребта на севере. Восточнее г. Ямбола эти четкие соотношения нарушаются, и юго-восточная ветвь пояса смещается на нижнеальпийский складчатый комплекс, пересекая его под очень острым углом. Геофизические материалы позволяют предполагать присутствие на морской акватории, севернее пояса, узкой полосы альпийских структур (см. рис. 18). Образование пояса, по мнению болгарских геологов, связано с рифтогенным процессом и раздвигом земной коры, однако вопрос о причинах поворота пояса к югу и отгибании им глубоководной части моря в болгарских публикациях не рассматривается.

Восточнее Стамбула и до границы Турции с СССР расположен Понтийский отрезок пояса. Синопским разломом он делится на две почти равные, но различные по строению части. Западная из них, имеющая близширотное направление, расположена на морском дне параллельно побережью в 25-30 км от береговой линии. На основании аэромагнитной карты Д.А. Росса можно предполагать постеленное сужение пояса от 25-30 км на западе до 10-15 км на востоке. Линейный характер магнитных аномалий, совершенно аналогичных таковым в Среднегорском отрезке пояса, позволяет не сомневаться в близких составах вулканитов и условиях их накопления.

Севернее пояса в акватории моря прослеживается полоса более обширных, но слабо выраженных отрицательных и положительных аномалий, оси которых вытянуты параллельно поясу. Возможно, что часть из них связана с неконсолидированным рыхлым чехлом, а часть — с альпийскими складчатыми структурами, ограничивающими пояс (см. рис. 18).

Еще севернее магнитное поле, простирающееся до центральных частей моря, характеризуется выравненными спокойными значениями (от +100 до -100 гамм), не обнаруживающими каких-либо локальных аномалий. Такой тип строения поля соответствует области безграничной коры, распространенной в центральных частях моря.

В восточной части Понтийского пояса, сразу же за Синопским разломом, его направление и строение резко меняются. Пояс сохраняет линейность, но приобретает юго-восточное направление, и лишь за г. Самсуном он вновь становится широтным. Приблизительно так же, но в более плавной форме меняет свое общее направление и береговая линия моря. В восточном направлении от г. Синопа ширина пояса увеличивается до 70-100 км

и восточнее г. Самсун основная его часть вновь располагается на суше. Самое существенное различие в строении Среднегорского и Понтийского отрезков пояса выражается в появлении в последнем палеогенных (преимущественно эоценовых) вулканитов, которые распространены и восточнее, в пределах Аджаро-Триалетского отрезка.

Касаясь причин изменения в простирании пояса восточнее Синопского разлома, нельзя не отметить зависимости этого отклонения от контуров подводного поднятия Архангельского, к которому пояс примыкает с юго-запада. Можно предполагать по аналогии с поднятием Моисеева, что фундамент поднятия Архангельского сложен протерозойскими складчатыми толщами и относительно приподнят. Не исключена прямая связь обих поднятий, нарушенная в мезозое в процессе формирования Черноморской впадины. Нельзя также не отметить совпадения в положении и ориентировке древнего допалеозойского Одесского и Синопского разломов. Последний изучен очень плохо, данные о времени его заложения отсутствуют, но, вероятно, разлом также древний.

Широтное положение Аджаро-Триалетского пояса, как уже отмечалось выше, по мере приближения к побережью моря постепенно меняется на юго-западное. Севернее г. Батуми структуры пояса имеют уже отчетливое юго-восточное направление, а еще западнее в акватории моря, по данным сейсмических исследований МОВ, опубликованных А.А. Тереховым [1979], структуры пояса становятся почти широтными и плавно сочленяются с вулканитами Восточного Понта.

ПЕТРОЛОГИЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД ПОЯСА

Восточная часть Среднегорского пояса

В пределах Восточного Среднегорья верхнемеловой магматический комплекс отличается наибольшим разнообразием образующих его пород, а также наиболее высокой интенсивностью вулканических и плутонических процессов. Вопрос о формационной принадлежности этих пород пока недостаточно изучен. В настоящей работе принята схема, предложенная П.Н. Поповым [Поров, 1981]. В соответствии с этой схемой выделяются кальциево-щелочная серия с риолит-андезитовой и габбро-диорит-гранодиоритовой формациями, толеитовая серия с андезито-базальтовой и габбро-диоритовой формациями, калиево-щелочная серия с трахиандезит-трахибазальтовой и габбро-монзонит-сиенитовой формациями и суперщелочная серия с тефрит-трахитовой формацией.

Кальциево-щелочная риолит-андезитовая формация представлена главным образом андезитами, дацитами и риолитами. Совсем редко встречаются высокоалюминиевые базальты. Среди андезитов выделяются разновидности в зависимости от преобладания одних или других порфириновых выделений — плагиоклаза, пироксена (наиболее часто диопсид), амфибола и биотита. В составе пород преобладают андезиты, дациты и риолиты встречаются в подчиненном количестве. Развита формация на отдельных участках Восточного Среднегорья.

Габбро-диорит-гранодиоритовая формация представлена габбро, кварцевым габбро, габбро-диоритами, диоритами, кварцевыми диоритами,

гранодиоритами и гранитами. Наиболее широко распространены диориты и гранодиориты, а основные и кислые дифференциаты развиты ограниченно. В окраинных частях некоторых интрузивов встречаются также щелочные разновидности. К формации относятся Гранитовский и Желязковский интрузивы Восточного Среднегорья.

Породы толеитовой андезито-базальтовой формации образуют самые нижние уровни рассматриваемого вулканогенного комплекса. Обнажаются они в юго-восточных частях Бургасского рудного района (казальджишская свита), а ареал распространения локализован деятельностью Папийского и Великовского вулканов.

В составе толеитовой андезито-базальтовой формации участвуют базальты, андезито-базальты и в более ограниченном количестве андезиты. Местами в основании формации появляются лавы, пирокластиты, экструзивы и дайки из дацитов, риодацитов и риолитов. В составе базальтов распространены лабрадор-битовнит ($Ап_{68-90}$), пижонит, диопсид-авгит, оливин. Как промежуточные члены появляются лейкобазальты с пониженным индексом цвета и повышенным содержанием анортита в плагиоклазах. Порфирировая генерация представлена битовнитом, диопсидовым авгитом и нередко оливином. В состав андезито-базальтов входят плагиоклаз ($Ап_{48-72}$), авгит, амфибол, иногда кварц.

В петрохимическом отношении основные члены формации обнаруживают значительное разнообразие: оливиновые толеитовые базальты, высокоалюминиевые базальты, ферробазальты. Базальты толеитового ряда расположены в основании разреза Папийского вулкана. Они отличаются низким содержанием Al_2O_3 (13–14%), K_2O (0,27–0,57%). Высокоалюминиевые базальты соответствуют лейкобазальтам. В процессе дифференциации абсолютное количество щелочей увеличивается от 2,5 до 6%, причем отношение Na_2O/K_2O изменяется от 3,5 до 1,3.

Присутствие оливиновых толеитов, для которых характерны наиболее низкие значения индекса затвердения Куно (38–43), дает основание рассматривать образующую их магму как исходную для формации. Магматическая дифференциация для различных этапов формирования толеитовой андезито-базальтовой формации развивалась по линии базальт–андезит.

Габбро-диоритовая формация представлена габбро, кварцевыми габбро, габбро-норитами, габбро-диоритами, диоритами и кварцевыми диоритами. Редко встречаются пироксениты. Гранодиоритами и диоритами сложены также дайки. По петрохимическим особенностям кислые и средние дериваты близки к кальциево-щелочной серии. К формации относятся Изгревский, Монастырский, Малкотырновский и Выршиловский массивы.

В стратиграфическом отношении трахиандезит-трахибазальтовая формация развита в средних уровнях вулканогенного комплекса. Распространена в северном направлении от андезито-базальтовой формации на протяжении всего Бургасского синклиналия в александровской и новопаничаревской свитах. Породы формации представлены щелочными оливиновыми базальтами, трахибазальтами, трахиандезитами, трахитами до-щелочных или кварцевых трахитов. В некоторых участках, хотя и в подчиненном количестве, установлены ненасыщенные разновидности, такие, как лейцитовые базаниты, лейцитовые тефриты и фонотефриты. В районе Тамаринского Бакад-

жика Г. Станишева [1971] указывает на присутствие микритов, образующих силлоподобные тела.

В нижних и средних частях разреза формации преобладают щелочные оливиновые базальты, трахибазальты и в меньшей степени щелочные базальты. Это в основном черно-зеленые породы, состоящие из оливина (Fe_{65-90} , Ca_{35-10}), диопсид-авгита, эгирин-авгита, плагиоклаза (An_{52-71}), лейцита, калиевого полевого шпата. Породы верхних частей разреза относятся к переходным разностям от андезитов до трахитов и состоят из авгита, ромбического пироксена, амфибола, плагиоклаза (An_{33-56}), калиевого полевого шпата.

Основные члены формации характеризуются повышенной щелочностью плагиоклаза, высокой железистостью и магнезиальностью. Другой особенностью их химизма является низкое содержание кремнезема и высокое содержание щелочей. В соответствии с этими признаками можно объяснить появление оливина и лейцита.

Габбро-монцонит-сиенитовая формация представляет собой интрузивный эквивалент трахиандезит-трахибазальтовой формации с четко выраженной калиевой тенденцией. Сложена она габбро, кварцевыми габбро, монцогаббро, монцодиоритами, монцонитами и сиенитами до щелочных кварцевых сиенитов. В количественном отношении преобладают сиениты и монцониты. Иногда основные дифференциаты представлены эссекситами. К формации относятся Вырлибрежский, Зидаровский, Граматиковский, Тамаринский и другие массивы.

Породы тефрит-трахитовой формации обнажаются в северо-восточных и восточных частях области. К ней относятся тынковская, медовская, драгановская, босенская и ахтопольская свиты. По исследованиям Ц. Антимовой и П. Попова, среди этих пород выделяются две группы, отличающиеся одна от другой по степени недонасыщенности кремнеземом. Первая группа развита главным образом в тынковской свите. Представлена дифференцированным рядом: тефрит-фонотефрит-тефрифонолит-фонолит. Тефриты и фонотефриты являются меланократовыми порфиоровыми породами. Вкрапленники состоят из андезина ($An = 38-46\%$), иногда лабрадора ($An = 55-58\%$), ферроавгита и авгита; редко встречаются магнетитовые и единичные оливиновые зерна. Основная масса состоит из вулканического стекла, плагиоклазовых, иногда калиево-полевошпатовых микролитов, ильменита и в редких случаях из зерен нефелина и лейцита.

Лейкократовые тефрифонолиты и фонолиты включают порфиоровые выделения, образованные андезином и олигоклазом ($An = 25-40\%$), авгитом (до диопсида), единичными зернами нефелина и магнетита. Основная масса состоит из вулканического стекла, микролитов, калиевого полевого шпата, ильменита, лейцита, магнетита и апатита. Иногда описанный выше ряд пород нарушается, причем в его средних членах появляются фельдшпатитсодержащие латиты.

Вторая группа пород образует дифференцированный ряд: тефрит-фонотефрит-латит-трахит-щелочной трахит. Тефриты и фонотефриты аналогичны тефритам и фонотефритам первой группы. Латиты разнообразны. Их порфиоровые минералы представлены андезином ($An = 35-50\%$) и авгитом. Иногда преобладают ромбические пироксены, а в основной массе в большом количестве развиты биотитовые микролиты.

В трахитах и щелочных трахитах порфиновые выделения принадлежат санидину или анортотклазу. Основная масса образована из вулканического стекла, микролитов калиевого полевого шпата и плагиоклаза или из анортотклаза, биотита, пироксена, в небольшом количестве ильменита, магнетита, иногда кварца.

Комагматичными к тефрит-трахитовой формации следует считать Росенский плутон и интрузивные тела около деревень Банево, Дубник и Брястовец, так как они внедрены в вулканиты формации.

Вулканическая деятельность в Восточном Среднегорье имеет преимущественно эксплозивный характер. В связи с этим в составе описанных выше вулканических формаций участвует большое количество пирокластических и частично вулканогенно-осадочных пород, которые исследованы Ц. Антимовой. Намечается тенденция более широкого развития грубо-обломочных пирокластов в андезит-базальтовой и частично трахиандезит-трахибазальтовой формации, а мелкозернистых — в тефрит-трахитовой формации. В удаленных от вулканических центров участках заметное участие в разрезе принимают орто- и паратуффыты, а как исключение — песчаные или глинисто-карбонатные отложения. В разрезе тефрит-трахитовой формации мелкозернистые туфы и туффыты часто образуют пачки с флишоидным строением, последние накапливаются в периоды затухания вулканической активности.

По своему составу бóльшая часть пирокластитов идентична лавовым покровам, с которыми они нередко чередуются. Обломки в аггломератных и лапилловых туфах часто тоже идентичны по составу с близкими по времени лавовыми извержениями.

Ксенотуфы развиты больше всего в разрезе тефрит-трахитовой, реже в трахиандезит-трахибазальтовой и как исключение в андезит-базальтовой формации. В составе ксенотуфов преобладают обломки лавовых пород более древних фаз извержений и реже — туфов или туффытов. В единичных случаях и особенно в нижних частях вулканогенного комплекса встречаются обломки пород фундамента, а также габбро, пироксенитов, имеющих глубинное происхождение.

Интерес представляет развитие игнимбритоподобных, частично спекшихся пепловых туфов. Они установлены в различных частях разреза, однако наиболее широко развиты в трахиандезит-трахибазальтовой формации недалеко от г. Поморие (скв. Р-1), где их мощность достигает 600 м. По своему составу они близки к фонотефриту, тефрофонулиту, трахибазальту и муджиериту.

Вулканогенно-осадочная формация, изученная Ц. Антимовой, образована терригенно-карбонатными отложениями, сопровождаемыми привнесом тефроидного материала из сравнительно удаленных вулканических аппаратов. В различных участках рассматриваемой области эта формация занимает неодинаковые части разреза вулканогенного комплекса. Ее верхние и нижние границы с вулканогенными частями разреза довольно отчетливые. Однако боковые границы постепенные, причем эта формация латерально переходит в разновозрастные вулканические формации.

К вулканогенно-осадочной формации относятся судийскопольская, бистрецкая и велекская свиты. В самых восточных участках, относящихся к велекской свите, рассматриваемая формация представлена в основном

терригенными и в подчиненном количестве — карбонатными отложениями, пепловыми туфами и туффитами, имеющими флишоидное чередование. В центральных частях района в бистрецькой свите развиты в основном глинисто-известковые отложения, переслаивающиеся с аргиллитами, мергелями, песчаниками и туфами. Наиболее широкое развитие вулканогенно-осадочная формация имеет в западных частях области (судийскопольская свита). Здесь ее мощность достигает 2000 м и она состоит из мергелей, глинистых известняков, песчаников; из туфов, туффитов, известковых аргиллитов и др.

Образование Среднегорского вулканического пояса, по мнению болгарских исследователей, обусловлено внедрением крупного продольного пластинообразного мантийного диапира, существование которого подтверждается как присутствием глубинных магматических пород, так и рядом положительных гравитационных аномалий на всем протяжении пояса [Добрев и др., 1967; Добрев, 1972; Antonijevič et al., 1974].

Эти аномалии прослеживаются и в юго-западной акватории Черного моря, отмечая продолжение пояса на морском дне. В пределах пояса наблюдается уменьшение толщины земной коры до 28–35 км, а гранитного слоя до 10–12 км, что может быть объяснено растяжением и раздвигом коры, горизонтальная амплитуда которого в Восточном Среднегорье составляла не менее 30–35 км. В результате этих движений, свойственных рифтогенным процессам, складчатые комплексы гор Странджа оказались дугообразно смещенными к югу.

В Среднегорском вулканогенном поясе не отмечается общераспространенной поперечной зональности в распределении магматических формаций. Наиболее поздние щелочные породы в одних случаях располагаются в осевых частях пояса, в других — по его периферии, а нередко и по всей его ширине, как, например, в Ямболской части. Лишь вблизи побережья моря щелочность вулканитов повышается к северу [Станишева, 1971; Иванов, 1979; Роров, 1981], что является результатом последовательной миграции вулканических центров на север, вызванной расширением и раздвигом рифта.

Аджаро-Триалетская зона

Меловой вулканогенный комплекс. Характерной чертой меловых вулканогенных образований Аджаро-Триалетской зоны, по данным Г.Ш. Надарейшвили [1981], является тенденция к латеральному изменению слагающих их пород. В крайней северной части Аджаро-Триалетии в полосе ее соприкосновения с Грузинской глыбой вулканиты в основном сложены породами базальтового состава при незначительном развитии андезитов и дацитов. Среди базальтов наиболее развиты низкокальциевые и низкотитанистые оливиновые двупироксеновые разности, тяготеющие к толеитам островодужного типа (рис. 10), что дает основание отнести их к недифференцированным образованиям, хотя в целом эта серия выявляет слабую тенденцию к последовательной дифференциации.

Несколько южнее в пределах северной подзоны в строении рассматриваемой формации резко уменьшается роль базальтоидов и широкое развитие приобретают андезито-базальты, андезиты и дациты. Здесь в отличие от северной части подзоны формация сложена последовательно дифферен-

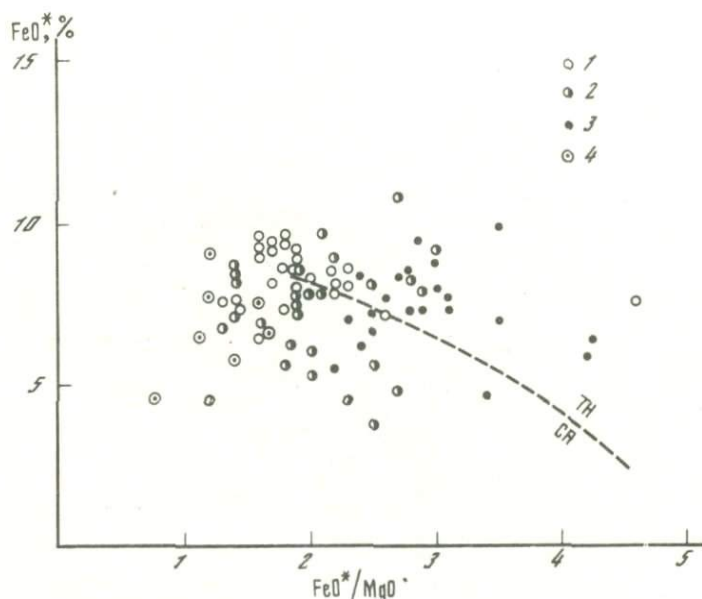


Рис. 10. Диаграмма $\text{FeO}^* - \text{FeO}^*/\text{MgO}$ [Миширо, 1975] для меловой вулканогенной формации Аджаро-Триалетии

1 — северная часть северной подзоны; 2 — южная часть северной подзоны; 3 — центральная подзона; 4 — южная подзона

цированной серией пород базальт—андезито-базальт—андезит—дацит. В ней по содержанию щелочей выделяются как нормально щелочные, так и субщелочные разновидности пород (рис. 11). В последних завышение щелочности происходит за счет K_2O (рис. 12). Наиболее высококальциевые породы развиты в крайне западных выходах вулканогенной формации в районе с. Имерхети (ущелье р. Гванана), где повышение содержания K_2O в породах коррелируется с повышением содержания TiO_2 . Эти соотношения отображаются в появлении в породах основного и среднего состава биотита и сфена. К востоку содержание этих окислов в породах резко падает.

Аналогичная картина изменения состава пород по латерали наблюдается также и в центральной подзоне Аджаро-Триалетии. В северной части подзоны преобладают породы базальтового и андезито-базальтового состава (северное крыло Тедзамской антиклинали), в центральной части господствуют андезиты (южное крыло Тедзамской антиклинали), а в южной части — базальтоиды.

Интересно отметить, что в центральной подзоне в меловых вулканогенно-осадочных отложениях широко развиты дайки, образующие пояса меридионального и субмеридионального простирания. Намечается четкая корреляция состава даек и вмещающих пород — с севера на юг возрастает кислотность пород от базальтов и андезито-базальтов к андезитам; далее к югу в сторону южной границы подзоны основность пород возрастает в обратной последовательности [Надарейшвили, 1981].

Весь комплекс вулканических пород центральной подзоны тяготеет к

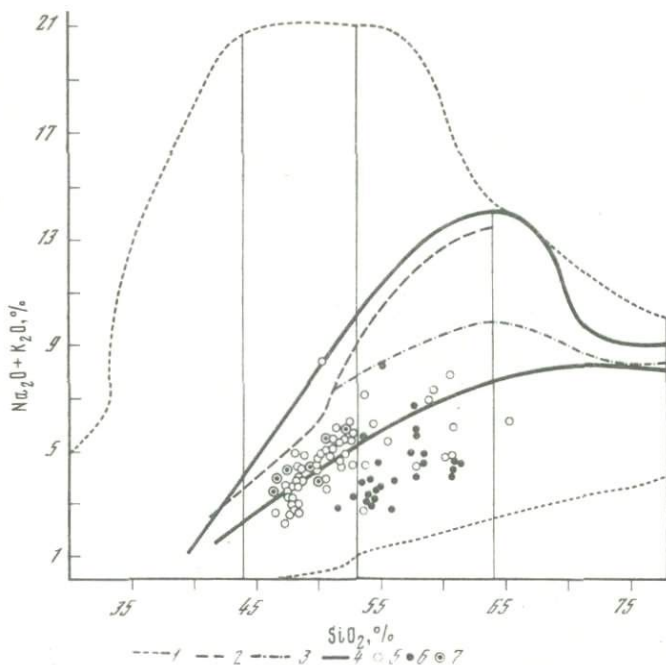


Рис. 11. Диаграмма $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})\text{--SiO}_2$ для меловой вулканогенной формации Аджаро-Триалетии [Андреева и др., 1981]

1 – область распространения одинаковых по химическому составу магматических горных пород; 2 – нижняя граница распространения щелочных пород, содержащих фельдшпатоиды; 3 – нижняя граница распространения бесфельдшпатоидных щелочных пород, содержащих щелочные пироксены и амфиболы; 4 – область распространения субщелочных пород; 5–7 – меловые вулканические породы северной, центральной и южной подзон Аджаро-Триалетии

толеитовым сериям (см. рис. 10). По общей щелочности породы комплекса в основном относятся к нормальнощелочным разновидностям (см. рис. 11). Однако в редких случаях в центральной и южной частях подзоны встречаются также субщелочные разновидности, в которых завышение щелочности происходит за счет K_2O (см. рис. 12).

Возрастание основности с севера на юг наблюдается также в южной подзоне Аджаро-Триалетии, к югу резко возрастает роль пород базальтового состава, а в крайней южной части рассматриваемой подзоны, так же как и в крайне северной части Аджаро-Триалетии, меловая вулканогенная формация сложена исключительно базальтоидами, среди которых доминируют оливиновые двупироксеновые разновидности (Чобаретская и Гумбатская антиклинали). Эти породы относятся к известково-щелочному ряду (см. рис. 10), к субщелочным разновидностям слабо дифференцированных базальтоидов (см. рис. 10, 11), в которых щелочность возрастает за счет K_2O (см. рис. 12). Здесь, так же как и отмечалось ранее, повышение в породах содержания K_2O хорошо коррелируется с повышенным содержанием TiO_2 .

Таким образом, в пограничных частях Аджаро-Триалетии, т. е. в зонах глубинных разломов, отделяющих ее от смежных Грузинской и Артвин-

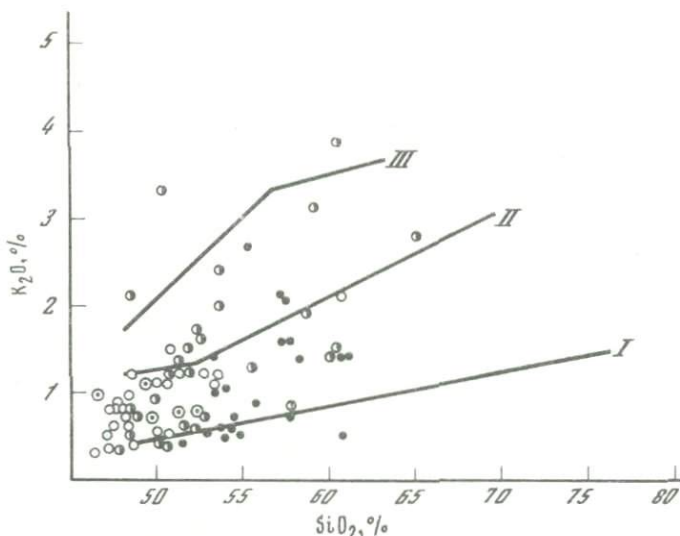


Рис. 12. Диаграмма K_2O-SiO_2 для меловой вулканогенной формации Аджаро-Триалетии

I—III — граничные кривые между полями низко-, нормально- и высококальциевых известково-щелочных серий, по Д.Тейлору. Условные обозначения см. на рис. 10

ско-Болнисской глыб, развиты недифференцированные или слабо дифференцированные базальтовые серии, которые в некоторых случаях выявляют слабую тенденцию к контрастной дифференциации. В остальных частях зоны меловые вулканиды представлены последовательно дифференцированной серией пород — базальт—андезит—дацит—риолит, в которой на границах смежных подзон, отделенных друг от друга глубинными разломами, резко возрастает роль базальтоидов.

Меловые вулканиды Аджаро-Триалетской зоны относятся к известково-щелочным сериям и в некоторых случаях выявляют щощонитовую тенденцию. Исключение составляют северная пограничная часть рассматриваемой зоны и крайне восточная часть центральной подзоны (Тедзамская антиклиналь), где породы меловой вулканогенной формации тяготеют к толеитовым сериям.

Вышеизложенные данные о петрохимической природе меловой вулканогенной формации относятся исключительно к "надспилитовой" толще альб-верхнемелового возраста. Что же касается "спилитовой" части формации, то судить о петрохимической природе ввиду отсутствия полноценных химических анализов слагающих ее пород пока не представляется возможным.

Исследованиями геологических условий проявления мелового вулканизма Аджаро-Триалетской зоны [Надарейшвили, 1981] установлено, что вулканическая деятельность этого времени пространственно была приурочена в основном к центральному отрезку рассматриваемой структуры, т. е. к полосе ее пересечения с Транскавказским поперечным поднятием. Ареал вулканической активности, по-видимому, охватывал восточную, наиболее приподнятую в современном структурном плане часть отрезка,

которая характеризовалась тенденцией умеренного, но постоянного воздымания на общем фоне погружения Аджаро-Триалетии не только в альб-поздне меловое, но и в палеоценовое время. К востоку и западу от этой части отрезка зоны меловой вулканизм постепенно затухал, вследствие чего в этих направлениях вулканические толщи постепенно замещаются сперва вулканогенно-осадочными, а затем карбонатными отложениями. Исключением является крайне западная часть Аджаро-Триалетии, которая, по материалам Чохатаурской глубокой скважины, в альб-раннетуронское время, по-видимому, представляла собой область проявления вулканической деятельности.

По данным Г.Ш. Надарейшвили [1981], в центральном отрезке Аджаро-Триалетии в альб-верхнемеловой вулканогенно-осадочной формации и следующей за ней карбонатной серии верхнего мела широко развиты грубообломочные породы – глыбовые брекчии олистостромового типа, конглобрекчии, конгломераты, а также песчаники. В этих образованиях наряду с переотложенным материалом нижележащих меловых и верхнеюрских толщ широко развиты зерна и гальки пород доюрского кристаллического фундамента, которые местами создают самостоятельные пачки аркозовых и аркозово-граувакковых песчаников и конгломератов. Вышеперечисленные породы во всех горизонтах позднего мела пространственно тяготеют к сравнительно узким полосам меридионального простирания. Одновременно с этим привлекают к себе особое внимание глыбовые брекчии олистостромового типа, образование которых требует допущения крутых и обрывистых берегов. Распространение этих образований в узких меридиональных полосах, по всей вероятности, говорит о том, что их формирование происходило в узких трогообразных впадинах этого же направления с высокоприподнятыми крутыми бортами. Следует отметить, что с этими полосами совпадают максимальные мощности меловой вулканогенной формации; в них в отличие от смежных участков наиболее развиты жерловые и прижерловые фации вулканизма – глыбовые вулканические брекчии и мощные лавовые покровы.

Из вышеизложенного следует, что в восточной части центрального отрезка Аджаро-Триалетии в альб-поздне меловое время существовали узкие грабенообразные трого меридионального простирания. Они, по-видимому, развивались в зонах глубинных разломов. В пользу этого говорят меридиональные дайковые комплексы, трассирующие разломные структуры глубинного залегания, которые представляли собой подводящие каналы мощных трещинных излияний лав, имевших место в позднем альбе. Один из отмеченных трогов располагался в бассейне среднего и верхнего течения р. Тедзами, а второй – в бассейне р. Хведуретисцкали. В альб-поздне меловое время они являлись областями наиболее активного проявления вулканической деятельности. В них в отличие от смежных участков, в которых вулканизм проявился слабо или вовсе отсутствовал, широко развиты мощные лавовые покровы и грубообломочная вулканокластика, субвулканические образования (жерла), меридиональные дайковые комплексы, кольцевые и конические дайки, а также поля гидротермальных изменений. Все это позволяет размещать в меридиональных трогох главные центры извержения мелового времени Аджаро-Триалетии.

Эоценовый вулканический комплекс. Нижне-среднеэоценовый вулкани-

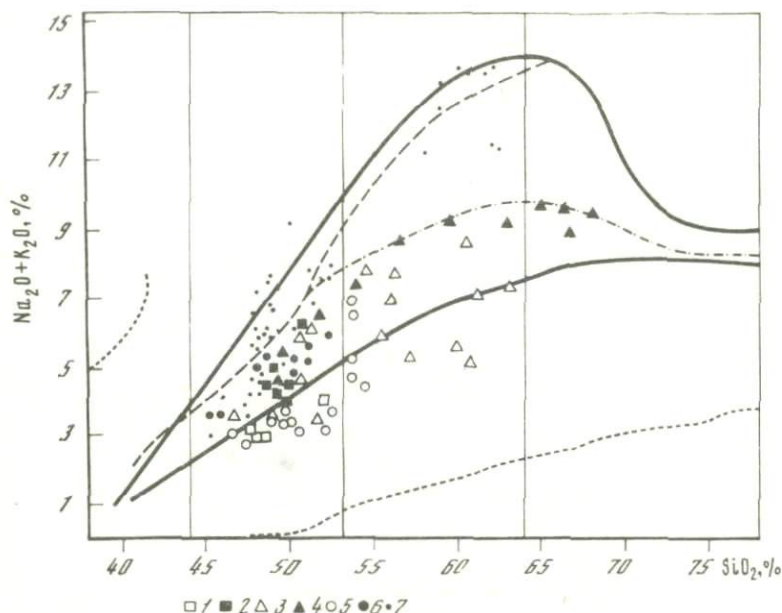


Рис. 13. Диаграмма $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})\text{-SiO}_2$ для ниже-среднеэоценового комплекса Аджаро-Триалетии

1-2 — перангские вулканы осевой и южной зон соответственно; 3-4 — нагваревские вулканы осевой и южной зон соответственно; 5-7 — чидильские вулканы осевой, южной и северной зон соответственно. Остальные условные обозначения см. на рис. 11

ческий комплекс западной и центральной Аджаро-Триалетии характеризуется преимущественно базальтовым составом слагающих его пород (базальты составляют до 80% всего объема комплекса). Базальты главенствуют в перанга-ликанской и чидила-двирской свитах и составляют до 40% всего объема нагваревско-квабисхевской свиты. Для комплекса установлены значительные вариации в щелочности и отчетливая латеральная и вертикальная петрохимическая зональность [Адамия и др., 1974а; Лордкипанидзе, Закариадзе, 1978; Закариадзе и др., 1978].

В свите перанга-ликани развиты низкотитанистые ($\text{TiO}_2 < 1\%$), низкомагнезиальные оливиновые и роговообманковые базальты; в осевой зоне господствуют низкокальциевые оливиновые базальты, которые по суммарной щелочности попадают в поле пород нормального ряда (рис. 13), а по содержанию K_2O — на граничную кривую, разделяющую поля низко- и нормальнокальциевых серий (рис. 14). На южном фланге Аджаро-Триалетии наряду с оливиновыми широко развиты роговообманковые разновидности базальтов, с которыми в резко подчиненном количестве ассоциируют трахиандезиты. Все вулканы относятся к слабощелочным нормально- и высококальциевым породам (рис. 13, 14). Таким образом, в осевой зоне установлены четкая депрессия в содержании K_2O и меньшая степень дифференцированности пород. В период формирования перангской свиты наблюдается слабая тенденция к накоплению железа и титана (рис. 15).

Свита квабисхеви-нагвареви как в осевой, так и в южной частях запад-

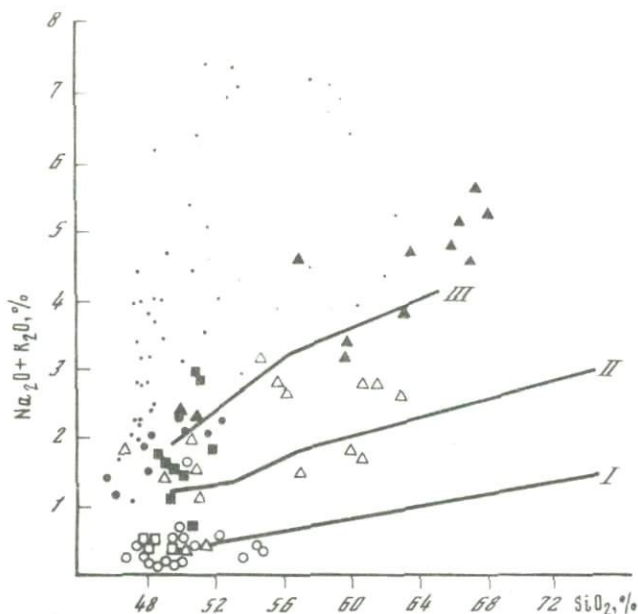


Рис. 14. Диаграмма $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})-\text{SiO}_2$ для нижне-среднеэоценового комплекса Аджаро-Триалетии

I—III — граничные кривые между полями низко-, нормально- и высококальциевых известково-щелочных и шохонитовых пород. Условные обозначения см. на рис. 13

ной и центральной Аджаро-Триалетии представлена слабощелочной дифференцированной серией базальт—трахиандезит—делленит, которая характеризуется в общем большей дифференцированностью наряду с повышенной суммарной щелочностью и содержанием K_2O по сравнению с перангскими вулканитами (см. рис. 13, 14). Однако латеральная петрохимическая зональность, установленная для этапа формирования перангской свиты, сохраняется и для периода накопления нагваревской свиты.

Если в осевой зоне вулканиты базальтового и трахиандезитового состава присутствуют примерно в равном объеме, на южном фланге отчетливо возрастает роль крайне кремнекислых делленитов. Наряду с возросшей степенью дифференцированности, в южной зоне отмечаются более высокая калиево- и суммарная щелочность (см. рис. 13, 14). На диаграммах $\text{FeO}^*-\text{FeO}^*/\text{MgO}$ и $\text{TiO}_2-\text{FeO}^*/\text{MgO}$ тенденция к накоплению железа полностью отсутствует (см. рис. 15), что, очевидно, указывает на возросшее содержание H_2O в магмах нагваревской свиты.

На северном фланге Западной Аджаро-Триалетии уровни свит перангаликани и нагвареви-квабисхеви представлены исключительно мелкообломочными слоистыми вулканокластолитами, туффитами и в подчиненном количестве осадочными породами. Возможно, вулканический материал поступал сюда из отдаленных центров, а активная вулканическая деятельность началась лишь во время накопления чидильской свиты. Она характеризуется максимальными мощностями (до 4 км в западном сегменте), преимущественно базальтовым составом и широкими вариациями щелочности, причем в осевой зоне представлены низкокальциевые толеиты, на

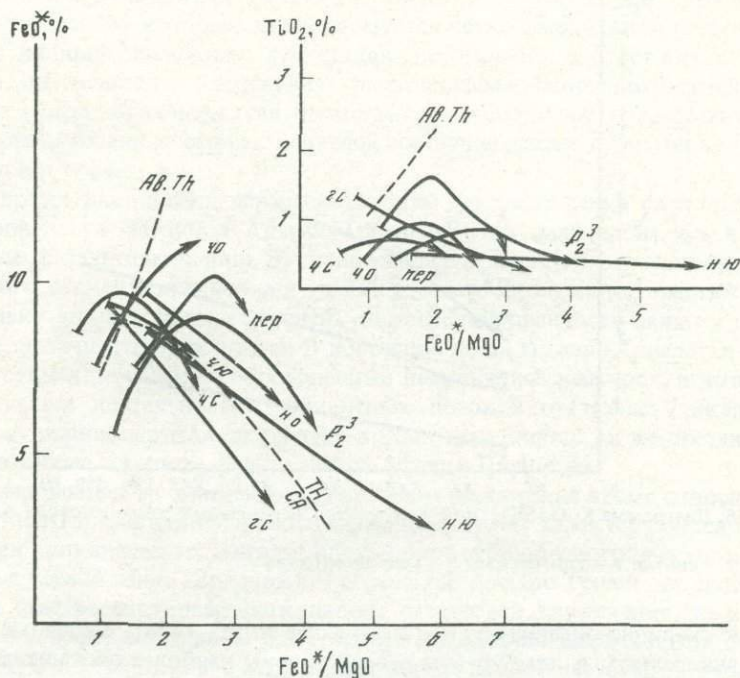


Рис. 15. Диаграммы TiO_2 - FeO^*/MgO и FeO^* - FeO^*/MgO для эоценовых вулканических пород Аджаро-Триалети

Кривые для свит: пер — перанга-ликани, но — нагваревской осевой зоны, ню — нагваревско-квабисхевской южной зоны, чо — чидила-двирской осевой зоны, чо — чидила-двирской южной зоны, чс — чидильской северной зоны, гс — гурийской подсвиты чидильской северной зоны, P_2^3 — адигенской и нададигенской верхнего эоцена

южном фланге — слабощелочные базальты, а на северном — щелочные высококальциевые анкармиты, лимбургиты, лейцитовые базаниты. Латеральная петрохимическая зональность базальтоидов на уровне чидильской свиты выражена особенно отчетливо (см. рис. 13, 14), причем следует подчеркнуть, что в этот период наблюдается также тенденция к накоплению железа и титана (см. рис. 15), хотя общее содержание титана в базальтах остается низким ($TiO_2 < 1\%$). Лишь к концу накопления чидильской свиты, когда начинает формироваться гурийская подсвита, содержание TiO_2 в щелочных базальтах достигает 1,2–1,3% (см. рис. 15).

Исследования, выполненные М.Б. Лордкипанидзе совместно с Г.С. Закариадзе и Э.И. Пополитовым [Лордкипанидзе, Закариадзе, 1978; Закариадзе и др., 1978], показывают, что чидильские базальты каждой зоны различаются как по абсолютным содержаниям петрогенных и редких элементов, так и по трендам изменения этих содержания в дифференциальном ряду.

Толиты осевой зоны выделяются максимально высоким содержанием Al_2O_3 и промежуточным MgO , четкой депрессией K, Rb, Sr, Ba, максимальными K/Rb и минимальными La/Yb отношениями, причем с востока на запад толиты прогрессивно приближаются по вышеуказанным параметрам

базальтового вулканизма (время накопления перангской и чидильской свит), каждая из которых характеризуется четко выраженной петрохимической индивидуальностью. Эти стадии, несомненно, соответствует двум этапам интенсивного растяжения, разделенным периодом относительного покоя, когда вулканическая деятельность ослабевает и формируются дифференцированные серии с заметной составной частью слоистой вулканокластики и туффов.

Во время накопления перангской свиты ось растяжения располагалась в осевой части Западной Аджаро-Триалетии, где формировались низкокальциевые базальтовые серии. Вулканическая деятельность на южном фланге западного сегмента протекала в условиях менее интенсивного растяжения, поскольку здесь возрастает степень дифференцированности свиты и повышается щелочность вулканитов. В восточной части Аджаро-Триалетии в это время существовал четко обособленный невулканический трог, в котором в результате деятельности турбидитных потоков отлагалась ликанская фашия вулканокластитов, туффов и осадочных пород. Та же обстановка установлена на северном фланге запада Аджаро-Триалетии.

Последовавшее за отмеченным импульсом растяжения время относительного покоя (время накопления нагваревской свиты) характеризуется локализацией вулканических центров вдоль полос субширотного простирания в осевой и южной зонах Западной и Центральной Аджаро-Триалетии. Высокая степень дифференцированности пород, отсутствие накопления железа и титана в дифференциальном ряду, общее повышение щелочности и содержания K_2O по сравнению с перангским этапом свидетельствуют о пониженной проходимости вулканических каналов. Вместе с тем сохраняется латеральная петрохимическая зональность с депрессией содержания K_2O и легких литофилов в осевой зоне, унаследованная от предыдущего этапа развития.

Рифтогенез достигает кульминации к началу формирования чидильской свиты. В этот период впервые вовлекается в растяжение северный фланг Аджаро-Триалетии. Сплошные лавовые и дайковые поля свидетельствуют об интенсивном растяжении и трещинном вулканизме. Однако щелочной ультракальциевый состав лав обусловлен предварительным длительным воздействием восходящих щелочных флюидов на мантийное вещество в условиях, когда вулканические каналы оставались закрытыми. Общая повышенная магнизиальность чидильских базальтов говорит о более высокой степени плавления мантийного вещества в условиях повысившегося теплового потока. Толейтовый тренд дифференциации объясняется тем, что вода и летучие легко отделялись от магмы уже на ранних стадиях дифференциации.

В результате мощного трещинного вулканизма сформировался осевой субвулканический комплекс западной части Аджаро-Триалетии, содержащий километровые глыбы слоистых известняков верхнего мела, которые ориентированы субвертикально и, несомненно, вынесены магмой в открытые трещины растяжения. На северном фланге западного сегмента сплошные поля подушечных лав щелочных анкармитов и лимбургитов и линейно расположенные дайковые комплексы, простирающиеся на десятки километров (ущелья рек Натанеби, Бжужа, Ачис-Цхали), также указывают на трещинный характер извержений.

Смена трещинного вулканизма центральным, общее уменьшение мощности вулканической толщи, наконец, смена базальтового вулканизма андезитовым на восточном окончании зоны свидетельствуют о понижении интенсивности рифтогенеза с запада на восток.

К концу накопления чидильской свиты интенсивность расширения зоны уменьшается — трещинный вулканизм западного сегмента сменяется вулканизмом центрального типа. Повышенная степень дифференцированности с широким распространением трахитов на северном фланге указывает на менее интенсивное растяжение, тогда как наметившееся повышение содержания TiO_2 в базальтах говорит о возросшей глубине плавления мантийного вещества.

В самом конце среднего эоцена в Аджаро-Триалетском прогибе имела место частная инверсия и образовалось центральное поднятие, поэтому позже отложения накапливались преимущественно в прогибах, окаймляющих поднятия [Гамкрелидзе И.П., 1976].

В начале позднего эоцена море вновь расширяет свои границы, перекрыв различные горизонты среднего эоцена, а местами и верхнего мела.

В позднем эоцене площадь активного вулканизма резко сокращается, вулканические центры мигрируют в юго-западную часть системы, рифтовый трог теряет свою морфологическую обособленность, превращаясь в мелководную область с многочисленными островами. Шошонитовый характер позднеэоценового вулканизма свидетельствует о прекращении рифтогенеза и приращении Аджаро-Триалетии к палеогеновому андезитовому поясу островодужного типа [Адамия и др., 1974; Закариадзе, Лордкипанидзе, 1972; Lordkipanidze et al., 1977].

В заключение описания строения Южно-Черноморского вулканического пояса отметим еще раз, что все изучавшие его геологи единодушно отмечают связь возникновения и формирования Среднегорской и Аджаро-Триалетской его частей с растяжениями земной коры. В сеноне на западе и в альбе на востоке от современного положения береговой линии Черного моря существовал широтно ориентированный узкий линейный трог рифтогенной природы. Вопрос о времени заложения рифта сложен, по мнению А.Е. Михайлова, начало его образования не совпадало с началом вулканизма, а произошло значительно раньше, возможно, в поздней юре или начале раннего мела. Вулканизм сопровождал уже зрелую стадию развития рифта.

Наиболее дискуссионным является вопрос о направлениях горизонтальных движений земной коры, сопровождавших разрастание рифта.

Эти вопросы подробно рассмотрены ниже. Здесь же лишь отметим, что наиболее интенсивные горизонтальные смещения, сопровождавшие образование и развитие рифта, происходили на территории акватории Черного моря, вероятно в осевой широтной зоне, к северу и югу от нее.

МЕТАЛЛОГЕНИЯ ПОЯСА

Рудоносность Южно-Черноморского вулканического пояса, расчлененного акваторией Черного моря, на всем своем протяжении сходна, но в деталях не аналогична. Тектоническая позиция пояса определяется его принадлежностью к континентальным рифтам, с которыми, возможно, связано и образование Черноморской впадины. Хотя по этому вопросу существуют и другие точки зрения.

Так, Г.А. Гвалчрелидзе этот пояс относит к вторичной эвгеосинклинали, заложившейся в средней—поздней юре на кристаллическом фундаменте Родопского и Закавказского срединных массивов. От первичных геосинклиналей уральского типа, развивавшихся на океанической коре, пояс отличается относительно небольшой мощностью вулканогенного выполнения, принадлежностью вулканитов к дифференцированным контрастным и непрерывным формациям, пологой брахиформной складчатостью, чередованием вулканогенных грабен и горстов, в пределах которых нередко обнажено кристаллическое основание.

Металлогения пояса специфична. В прогибах — вулканогенные месторождения медно-цинково-колчеданной и колчеданно-полиметаллической формации, а на поднятиях — скарново-магнетитовая и медно-порфировая формации.

Отмеченные геологические особенности характеризуют рудоносность собственно Среднегорской зоны, Анатолийского Понта и Сомхето-Кафанской зоны Малого Кавказа; что касается непосредственного объекта принятого исследования, отвечающего, с одной стороны, Бургасскому району, а с другой — Аджаро-Триалетской зоне, то эта часть единого вулканического пояса обладает определенной специфичностью. Прежде всего здесь отмечаются несравненно большие мощности вулканогенных отложений, состав вулканитов имеет явно выраженную щелочную тенденцию, наконец, металлогения заметно отличается от сопредельных площадей.

Можно думать, что отмеченные особенности соответствуют рифтогенной природе Бургасско-Триалетского прогиба, во всяком случае на ранней стадии его развития (поздний мел—палеоген). В дальнейшем на орогенном этапе проявился геосинклинальный характер данной структуры, завершившей свое формирование в качестве складчатого сооружения.

Сходство металлогении отдельных частей Бургасско-Триалетского прогиба отражают следующие его особенности: 1) большая мощность вулканогенных накоплений позднемелового и эоценового возрастов; 2) щелочной, существенно калиевый состав вулканитов; 3) наличие интрузивных дериватов вулканизма габбро-гранитоидного состава; 4) приуроченность интрузивного магматизма и связанного с ним эндогенного оруденения к наиболее погруженным частям пояса; 5) принадлежность месторождений к жильной кварцево-медно-полиметаллической формации, а отчасти — к скарновой магнетитовой при частом присутствии молибдена; 6) наличие вертикальной и горизонтальной зональностей размещения месторождений по отношению к массивам изверженных пород.

На территории НРБ в Восточном Среднегорье установлены железные, медные и полиметаллические месторождения, определяющие металлогенные особенности этой части пояса. На основании работ Б. Богданова и др. [1968], Б. Богданова [1981а, 1981б], П. Попова [1982] выделяются пять верхнемеловых рудных формаций: ильменит-титано-магнетитовая, скарновая магнетит-сульфидная, жильная кварц-медно-полиметаллическая, медно-порфировая и псиломелан-пирролизитовая, находящихся в генетической связи с верхнемеловым магматизмом.

Ильменит-титано-магнетитовая формация распространена ограниченно и не имеет промышленного значения. Установлена она на месторождении Великовец и в Зидаровском рудном поле, где руды пространственно и генетически приурочены к габбровым массивам [Василев, Станишева, 1963; Ковачев, 1981]. Форма рудных тел жильная и вкрапленная, что указывает на их гистеромагматическое происхождение. Ильменит-титано-магнетитовая рудная формация образована в относительно закрытой рудообразующей системе при высоких давлениях и температуре 650°С. Устойчивыми по распространению минералами в этой формации являются апатит-титано-магнетит (с переходами до магнетита), гематит и актинолит. Неравномерно встречаются ильменит, титанит, рутил плагиоклаз, хлорит.

Скарновая магнетит-сульфидная формация распространена на месторождениях Малкотырновского и Крумовского рудных полей, как и в ряде рудопроявлений. Рудные тела локализованы в экзоконтактах верхнемеловых габброидных интрузивов и в палеозойских мраморах и имеют столбообразную форму. Они ассоциируют с гранат-эпидотовыми скарнами. На основе минералогического состава и условий минералообразования выделяются два минеральных типа руд: гранат-магнетитовый и борнит-халькопиритовый. Первый тип характеризуется устойчивой ассоциацией, включающей эпидот, гранаты, магнетит, и непостоянной ассоциацией, представленной гематитом, людвигитом и пирронитом. Этот тип является непосредственным результатом процесса скарнообразования. Борнит-халькопиритовый тип представляет собой наложенную гидротермальную минерализацию, отмечающую эволюцию процесса скарнообразования. Его устойчивая минеральная ассоциация представлена халькопиритом, борнитом и пиритом, а переменная — висмутином, айкинитом, виттихенитом, тетрадимитом, галеновисмутином, догнечкитом, теннантитом, тетрадритом, самородной медью, миллеритом и халькозином. Скарновая магнетит-сульфидная формация имеет промышленное значение в Странджанском рудном районе.

Жильная медно-полиметаллическая формация характерна для Бургасского рудного района. Минеральные ассоциации, образующие месторождения этой формации, локализованы в радиальных и концентрических разломах, возникших при формировании вулcano-плутонических структур центрального типа [Попов, 1982]. В этой формации выделяются три минеральных типа руд: молибденит-халькопиритовый, висмутин-халькопиритовый и галенит-сфалерит-халькопиритовый.

Первый из них представлен в Росенском рудном поле. Устойчивая минеральная ассоциация включает минералы: пирит, халькопирит, молибденит,

магнетит, карролит, кобальтин, никелин, цеолиты, кварц, карбонаты, а непостоянная — марказит, арсенопирит висмутинит, пентландит и др. Висмутин-халькопиритовый тип характерен для Вырлибрежского и Зидаровского рудных полей. Повсеместно распространены типоморфные для этого типа минералы: пирит, халькопирит, висмутинит, айкинит, спекулярит, цеолиты, кварц, карбонаты, а в отдельных месторождениях встречаются также витихенит, эмплектит, гессит, гуанахуатит, тетрадимит и магнетит. Галенит-сфалерит-халькопиритовый тип распространен на Зидаровском и Тамаринском рудных полях. В его устойчивую минеральную ассоциацию входят: халькопирит, сфалерит, борнит, галенит, теннантит-тетраэдрит, а в непостоянную — коссалит, полибазит, ширмерит, фрейслебенит, марказит.

Для всех минеральных типов руд характерны постепенные переходы между ними. Так, в Зидаровском рудном поле наблюдается с глубиной переход висмутинит-халькопиритового типа в молибденит-халькопиритовый, а в горизонтальном направлении с удалением от интрузива — переход от высокотемпературного висмутинит-халькопиритового в более низкотемпературный галенит-сфалерит-халькопиритовый тип [Ковачев, 1981].

Для Росенского рудного поля установлена обратная горизонтальная зональность, характеризующаяся расположением наиболее низкотемпературных минерализаций вблизи интрузивного тела. Эта особенность объяснена Б. Богдановым и др. [1968] как последовательность в структурообразовании, но более вероятно, что это связано с температурным режимом формирующегося интрузивного массива.

Кварц-полиметаллическо-халькопиритовая рудная фация образовалась в температурном интервале 360–200°С при сравнительно низких давлениях и относительно открытой гидротермальной системе.

Медно-порфировая рудная формация представлена малочисленной группой месторождений и рудопроявлений, локализованных в Странджанском рудном районе. Для рудных тел этой формации характерны штокверковая форма и ассоциация со скарновым оруденением. Рудовмещающими являются гранодиориты верхнемелового возраста и сопутствующие им горнфельзиты (Прохорово), мраморы (Брыдцето) и гранитоиды (Великовец II). Устойчивая минеральная ассоциация включает минералы: халькопирит, пирит, молибденит, борнит, золото, калиевый полевой шпат и др., а изменчивая — гранаты, пироксены, скаполит и эпидот. Изменчивая минеральная ассоциация является результатом скарнообразования вблизи интрузивного тела и представлена лучше всего на месторождениях Прохорово и Брыдцето.

Месторождения медно-порфировой формации образовались в условиях высоких давлений гидротермального раствора в температурном интервале 360–260°С [Богданов и др., 1981 а,б].

Псиломелан-пиролозитовая рудная формация представлена несколькими небольшими рудопроявлениями, расположенными в северном борту Бургасского синклинория. Оруденение приурочено к контакту трахиандезит-трахибазальтов и перекрывающих их верхнемеловых отложений. Рудные тела имеют пластообразную и реже линзообразную форму. В минеральном составе формации доминируют минералы: пиролозит, псиломелан и гематит, реже встречаются кварц, опал и яшмы. Две последние рудные формации возникли одновременно с вмещающими породами в результате

вулканогенно-осадочного минералообразования. Они не имеют промышленного значения.

Отмеченные рудные формации характеризуют два рудных района — Странджанский и Бургасский, пространственно совпадающие с основными тектоно-магматическими структурами Восточного Среднегорья: Странджанским антиклинорием и Бургасским синклинорием. Оба района различаются как по своим литологическим и тектоническим особенностям, так и по морфологии рудных тел, их минеральному составу и генезису. Некоторые исследователи [Василев, 1959; Vassileff, Stanicheva, 1981] объясняют различия в оруденении неодинаковой глубиной эрозионного среза. Однако необходимо иметь в виду, что, кроме эрозионного среза, на характер рудообразования существенное влияние оказывают и вмещающие породы, петрохимические особенности магматизма и структурный контроль. Анализ пространственного положения и условия отложения отдельных минеральных ассоциаций позволяют выделить в Восточном Среднегорье три зоны, характеризующиеся распространением различных геологических и рудных формаций. Зоны простираются широтно вдоль вулканического пояса, в то время как эрозионный срез с севера на юг вскрывает все более глубокие части разреза рудных полей.

В самой южной зоне расположен Странджанский рудный район. В нем развиты минеральные ассоциации скарновой магнетит-сульфидной и медно-порфировой позднемеловых рудных формаций. В скарновой магнетит-сульфидной формации отмечается ясная горизонтальная зональность, выражающаяся в широком распространении магнетит-гранатового типа оруденения в западной части зоны (Крумовское рудное поле) и понижении его относительной доли в восточном направлении (Малкотырновское рудное поле) за счет борнит-халькопиритового типа. В пределах зоны между упомянутыми двумя рудными полями одинаково распространены оба типа оруденения (рудопроявления Голямо Крушево, Фаркия и Выршило). Такое пространственное распределение минеральных ассоциаций связано с более полной магматической дифференциацией интрузивов в восточной части зоны, а также с проявлением относительно более кислой магматической деятельностью в том же направлении [Поров, 1981]. К медно-порфировой формации относятся месторождение Прохорово, расположенное в восточной части зоны, и незначительные рудопроявления других участков.

В средней зоне отмечаются ареалы распространения верхнемелового вулкано-интрузивного комплекса, с которыми связаны проявления кварц-полиметаллическо-халькопиритовой рудной формации. Ее три типа руд зонально размещены по отношению к интрузивам. Молибденит-халькопиритовый тип занимает самую восточную часть зоны (Росенское рудное поле). Висмутин-халькопиритовый тип характерен для центральных частей (Вырлибрежское и Зидаровское рудные поля). Галенит-сфалерит-халькопиритовый тип установлен в Зидаровском рудном поле и является основным для Тамаринского рудного поля. Одновременно с востока на запад установлены уменьшение глубины послерудного эрозионного среза и температур минерализации, а также возрастание щелочности магматических пород.

Северная зона характеризуется развитием псиломелан-пирролюзитовой вулканогенно-осадочной рудной формации. Она совпадает с северным бор-

том Бургасского синклинария, где эрозионный срез наименьший. Рудопроявления локализованы в западной части зоны (Глушник, Трапоклово, Горно Александрово) среди поствулканических верхнемеловых отложений.

ПОНТИЙСКИЙ ПОЯС

Восточнее Синопского разлома сосредоточено большое количество медно-серноколчеданных месторождений (Мургул, Кварцхане, Нугошт, Гюмушхане, Тиреболу и др.), известных еще с глубокой древности. Самое крупное из них Мургул. Месторождения приурочены к верхнемеловым (частично, возможно, палеогеновым) вулканитам преимущественно андезитового состава.

Рудные тела месторождения Мургул представлены штоками и линзами сплошных серно-медноколчеданных руд с поперечными размерами до первых сотен метров. Они залегают среди каолинизированных или окварцованных туфов (вторичные кварциты) и пропилитизированных дацитов, содержащих вкрапленность и прожилки пирита и халькопирита. Руды сложены на 80% кварцем, 11% пиритом и 9% халькопиритом, присутствуют также галенит, блеклая руда, сфалерит, минералы серебра и мышьяка.

Колчеданные месторождения пояса тесно ассоциируют с гематитовыми, барит-полиметаллическими и марганцевыми рудопроявлениями, образовавшимися, вероятно, в сходных условиях. Наряду с гидротермальными некоторое развитие имеют вулканогенно-осадочные руды, главным образом марганца и железа, не образующие промышленных концентраций.

Имеются также небольшие скарново-магнетитовые и жильные месторождения кобальта, свинца и цинка (Кыркларе, Чаджил), генетически связанные с интрузиями плагиогранитов, сингенетичными кислым вулканитам пояса. Эта часть Анатолийского Понта сходна с собственно Среднегорской и Сомхето-Кафанской зонами, обрамляющими с юга Бургасско-Триалетский прогиб.

АДЖАРО-ТРИАЛЕТСКАЯ ЗОНА

Аджаро-Триалетская зона рудоносна главным образом в западной части, где расположено несколько рудных узлов, описанных ниже с востока на запад.

Дзамский рудный узел приурочен к Кодманской антиклинали, расположенной на водоразделе рек Дзама и Ткемловани в Карельском районе. Сложен он верхнемеловым вулканогенными и карбонатными породами, флишем палеоцена — нижнего эоцена, вулканогенной толщей среднего эоцена и габброидами Квиранского массива. Рудное поле объединяет два месторождения — скарново-магнетитовое Дзама и медно-порфиоровое Гарта. Скарновое поле на участке Дзама развито в трещинных структурах вдоль контакта меловых известняков с Квиранским интрузивом. В качестве главного рудного минерала гранатовых скарнов выступает магнетит, слагающий рудные залежи до 20 м мощностью при содержании железа 20—13%. На скарны наложена сульфидная минерализация, выраженная прожилками пирит-халькопиритовых руд с примесью молибдена, кобальта, вольфрама, никеля и ванадия.

Участок Гарта, расположенный в 4–6 км к западу от Дзама, геологически несколько отличен. Здесь развиты более кислые изверженные породы, выходы которых сопровождаются серией даек порфиров. В различных пунктах участка установлена медно-порфировая минерализация.

Наблюдается связь Дзамского месторождения с Квиранским массивом габброидов. Поскольку последний принято датировать позднеэоценовым возрастом (34 ± 3 млн. лет), то соответственно определяется и время рудообразования. Иным по типу минерализации и возрасту является Кобдманское проявление окисных марганцевых руд, расположенное на площади Дзамского рудного поля. Оно в виде отдельных согласных линз и гнезд залегает в верхнемеловых вулканитах. Его принято относить к верхнемеловым вулканогенным рудообразованиям; ввиду малых размеров оно не имеет практического значения.

Реха-Гуджаретский рудный узел объединяет большое число жильных полиметаллических проявлений. Он расположен в районе Триалетского хребта в верховьях р. Гуджаретискали, вдоль ее левых притоков, и продолжается через водораздел до верховьев р. Реха.

Основным тектоническим элементом рудного узла является южное крыло Мцхетско-Сабударской антиклинали, которая в ущелье Гуджаретисцхали погружается и утоняется. К другим складчатым структурам принадлежат Цагверо-Цинубанская антиклиналь и Керзенская синклиналь. Из разрывов к наиболее значительным относится региональный Арджевано-Бакурианский взбросо-сдвиг. К югу от него расположены взбросы второстепенного значения; с наиболее значительным из них, Хачков-Тарсонским, отчлняющимся от Арджевано-Бакурианского надвига, связано оруденение жильного типа. Медно-полиметаллические жилы и зоны гидротермально измененных пород имеют субширотное пристирание и тяготеют к малым диоритовым и сиенит-диоритовым интрузивным телам.

Рудные тела мощностью 0,3–1,2 м местами группируются в систему сложных жил. Оруденение локализовано в ликанской и квабисхевской (нагваревской) среднеэоценовых вулканогенных свитах базальтового состава. Малые интрузивные тела окаймляются зонами приконтактных роговиков кварц-плагиоклазового состава мощностью 7–8 м. Широкий ореол гидротермальных метасоматитов, окружающий интрузивные тела, развит по базальтовым и андезитовым туфобрекчиям. Он сложен серицит-хлорит-карбонат-кварцевой ассоциацией. В зонах изменения богатые кварцем и серицитом участки перемежаются с хлорит-карбонатными образованиями; и те и другие интенсивно пиритизированы. Рудные жилы, по данным Т.В. Иваницкого [1963], состоят из халькопирита, пирита, галенита, сфалерита, блеклых руд (тенатит, тетраэдрит), клейофана, марматита, халькозина, борнита, самородного золота. Жильные минералы представлены кварцем, кальцитом и баритом.

Рудные жилы группируются вдоль зон экзоконтакта интрузий. При этом состав околорудных зон изменения аналогичен приконтактным. В последних по отношению к рудным жилам наблюдается горизонтальная зональность. Непосредственно в околорудной внутренней зоне мощностью до 10 м развита кварц-серицитовая минерализация с преобладанием кварца. В следующей зоне (10–15 м) превалирует серицит, количество кварца уменьшается, появляются карбонат и хлорит. Во внешней зоне (8 м) воз-

растает роль карбоната и хлорита, кварц исчезает, а серицит присутствует в подчиненном количестве. Все три зоны интенсивно пиритизированы.

Зекарское рудное поле распространено на небольшой площади вблизи одноименного перевала. Развитые здесь жильные кварц-полиметаллические проявления группируются вблизи штоков габбро-диоритов и диоритов, залегающих в ядре антиклинальной складки среди вулканогенных пород среднего эоцена. Магматические породы имеют изометричную караваяобразную форму и относятся, как и большинство магматических пород Аджаро-Триалетской зоны, к предпозднеэоценовой интрузивной фазе. Интрузивы гипабиссальные и имеют пестрый состав. Среди них установлены диориты, габбро-диориты, габбро, монцониты и банатиты.

Полиметаллические жилы сконцентрированы на двух участках — Натанеби и Чочеби. На первом, более крупном, насчитывается 32 жилы, залегающие в туфобрекчиях в непосредственной близости от интрузива. Помимо кварца, в них присутствуют пирит, галенит, сфалерит, халькопирит, пирротин и магнетит, концентрирующиеся в зальбандах жил. На рудном поле вмещающие вулканы пропилитизированы, а на контактах с жилами — окварцованы и пиритизированы.

Гурийский рудный узел пространственно связан с группой сиенитовых интрузий, прорывающих верхи среднеэоценовой чидильской вулканической свиты трахитового состава.

Выходы интрузивных тел обнажаются в ущельях рек Натанеби, Вжужа и Бахвис-цхали. В краевых частях породы представлены сиенит-аплитами, в центральных — сиенитом и щелочным сиенитом. Интрузивные массивы обрамлены кварц-полевошпатовыми постмагматическими метасоматитами, которые постепенно сменяются монтмориллонитовыми аргиллизитами. Последние слагают месторождение асканских бентонитовых глин, открытое и внедренное в промышленность А.А. Твалчрелидзе [1933]. Кварц-полевошпатовые метасоматиты содержат меланократовые зоны эпидозитов, тогда как в монтмориллонитовых аргиллизитах формировались зоны сульфидизированных вторичных кварцитов [Гугушвили, 1980].

Гурийский рудный узел объединяет два жильных медно-полиметаллических рудопроявления. Одно из них расположено в ущелье р. Натанеби, в урочище Корисбуде. Это рудопроявление представлено мало мощными (0,4–0,6 м) халькопирит-сфалерит-галенитовыми жилами субширотного простирания. Жилы не выходят за пределы калишпатового ореола метасоматитов. Другое рудопроявление описано З.Д. Мжавия в ущелье р. Бахвис-цхали на Цихисубанском участке месторождения Асканских бентонитов. Оно приурочено к зоне окварцевания в монтмориллонитовых аргиллизитах и представлено мало мощными прожилками и гнездообразными телами галенита, сфалерита и халькопирита.

Возраст сиенитовых интрузивов, по данным М.М. Рубинштейна и других, позднеэоценовый — 36 ± 4 млн. лет; по всей вероятности, аналогичным является время вулканизма и оруденения.

В состав Гурийского рудного узла входит также Вакиджварское проявление магнетита. Оно представлено двумя выходами: в местности Чхиква и по речке Чачуас-хеви. Рудные минералы в жилах образованы включениями октаэдрических кристаллов магнетита, а также вкраплен-

ностью халькопирита и пирита. Магнетит в пределах жил слагает отдельные линзы мощностью до 0,3 м.

Помимо отмеченных проявлений, в Гурийском рудном узле установлены признаки медно-порфировой минерализации, приуроченные к изверженным породам. Они остаются не изученными.

В крайней юго-западной части Аджаро-Триалетской металлогенической зоны расположен Аджарский рудный район, занимающий площадь 180 км². В его пределах известны многочисленные и порой довольно значительные проявления жильной кварц-медно-полиметаллической, признаки медно-порфировой и представители вулканогенной серноколчеданной рудных формаций.

Медно-полиметаллические и медно-порфировые рудопроявления Мерисского рудного узла расположены в долинах рек Акаврета и Тбети. Серноколчеданные рудопроявления известны в верховьях рек Тбети и Дидгеле. Все эти рудопроявления приурочены к верхнеэоценовой андезит-шошонитовой адигенской вулканической свите и к подстилающей ее среднеэоценовой чидильской свите субщелочных базальтов. Породы этих свит испытали региональную хлорит-альбитовую пропилитизацию и цеолитизацию.

Мерисский рудный узел расположен на юге Аджарской АССР в ущелье р. Акаврета — левого притока р. Аджарис-цхали. Он состоит из ряда небольших медно-полиметаллических месторождений и рудопроявлений, среди которых наиболее значительны: Вараза, Оболю-Канлы-кая, Цхалбокела, Верхнапа, Велибури, Годердзис-цкали, Лаше и Вайо. Все они расположены в приконтактной зоне Мерисского и Наманастреви-Чалатского интрузивных массивов. Мерисский и Наманастреви-Чалатский интрузивные массивы имеют диорит-сиенит-диоритовый состав и коагматичны андезит-шошонитовым туфам и лавам адигенской верхнеэоценовой свиты. Чидильская свита в районе Мерисского рудного узла сложена субщелочными базальтами. Месторождения расположены в основном в пределах интенсивно серицитизированного ореола, развитого вокруг интрузивных массивов.

Месторождения представлены двумя морфологическими типами: кварц-сульфидными жилами и мощными тектоническими рудными зонами. Кварцевые жилы с неравномерным сульфидным оруденением обладают четкими зальбандами. Их мощность от 0,2 до 1,5—3 м; форма четковидная; простирание субмеридиональное, либо субширотное; углы падения 70—80°. Тектонические рудные зоны содержат преимущественно свинцово-цинковое оруденение и развиты на месторождении Вайо. В противоположность жильному типу здесь руды обладают вкрапленными текстурами. Реже наблюдаются участки массивного сложения. Весьма характерно наличие в оруденелых зонах множества сетчато расположенных прожилков, реже жил, определяющих штокверковый характер оруденения. Рудные зоны обладают иногда значительными мощностями — 10 м и более. На месторождении Вайо С.Ш. Саркисян [1957] отмечает три системы тектонических нарушений, две из которых (близширотные и северо-восточные) являются дорудными; в местах их пересечения трещинами третьей системы развиты рудные столбы.

Рудные жилы Мерисского узла имеют преимущественно халькопирит-

товый состав при подчиненном количестве свинца и цинка либо полиметаллический с подчиненным значением минералов меди. Соответственно составу руды меняется характер околорудных метасоматитов. С меднорудными жилами ассоциируют хлорит-карбонатные околорудные метасоматиты, которые содержат незначительное количество серицита, кварца и скополита. С полиметаллическими жилами связаны околорудные метасоматиты серицит-кварц-скополитового состава при подчиненном содержании карбоната и хлорита.

Из месторождений Мерисского рудного узла Вараза, Велибури, Вайо и Лаше имеют преимущественно полиметаллический состав, а Оболю-Канлыккая, Цхалбокела, Верхнала — халькопиритовый. На месторождении Годердзисцкали имеются как галенит-сфалеритовые, так и халькопиритовые рудные жилы.

Основными рудообразующими минералами являются халькопирит, галенит и сфалерит, вместе с которыми руды Мерисского узла содержат множество других минералов. По данным Т.В. Иваницкого [1963], к ним относятся блеклые руды (тетраэдрит, тенантит), марказит, гематит, броньрдит, беергерит, молибденит, энаргит, агпаит, самородное золото, самородное серебро, виттихинит, айкинит, бурнотит, висмутин, клаусталит.

Полиметаллическое месторождение Вараза расположено в верхнеэоценовых вулканитах адигенской свиты, испытавших региональную цеолитизацию. Околорудные метасоматиты, слагающие зоны мощностью до 150–200 м, имеют кварц-серицит-скополитовый состав при подчиненном участии карбоната и хлорита. Во внутренних зонах метасоматической колонны отсутствуют реликты исходной породы. По направлению к внешним зонам появляются реликты пород следующего первоначального состава: порфировая структура, туфовая текстура, цеолитизация по плагиоклазу и основной массе — и постепенно уменьшается степень пиритизации.

Западнее Вараза в среднеэоценовой чидильской свите расположено медное месторождение Оболю-Канлыккая. Оно состоит из нескольких рудных жил субширотного простирания. Околорудные метасоматиты представлены хлорит-карбонатной ассоциацией с подчиненным участием серицита, скополита и кварца. Рудные жилы расположены вблизи друг друга на расстоянии не более 200 м, в связи с чем околорудные зоны сливаются и достигают мощности 0,5 км.

К северо-западу от месторождения Оболю-Канлыккая расположен ряд мелких рудопроявлений, среди которых Цхалбокела и Верхнала являются медно-рудными, а Велибури и Вайо — свинцово-цинковыми. Протяжение жил на этих месторождениях не превышает 35 м, а мощность — 0,5 м. Они расположены в серицитовом ореоле Мерисского интрузивного массива. Здесь также с медно-рудными жилами связана интенсивная карбонатизация и хлоритизация. Барит-полиметаллическое рудопроявление Лаше (ущелье р. Сванетисгеле) расположено во вторичных кварцитах. Представлено двумя маломощными (0,5 м) крутопадающими жилами субширотного простирания.

К Мерисскому рудному узлу относится медно-полиметаллическое месторождение Учамбо. Оно развито в приконтактовой зоне Учамбского сиенит-диоритового интрузивного массива. Здесь описаны две маломощные медно-полиметаллические жилы субмеридионального простирания,

секущие измененные породы адигенской свиты. Однако, на наш взгляд, большего внимания заслуживает медно-порфировое оруденение, развитое вдоль приконтактового ореола кварц-серицит-хлорит-турмалиновых метасоматитов Учамбского интрузивного массива. Здесь на фоне интенсивной пиритизации наблюдается и значительная халькопиритовая минерализация.

На месторождениях Мерисского узла давно установлена горизонтальная и вертикальная зональность: халькопиритом сложены нижние горизонты рудных тел и близкие к интрузиву жилы, а галенитом — верхние и удаленные. Зональность распространяется не только на рудные, но и на жильные минералы. Так, кварц развит преимущественно на глубоких и близких к интрузиву зонах, кальцит широко распространен в срединных зонах, а барит — во внешних. По мнению Г.А. Твалчрелидзе [1961], наличие столь четко выраженной зональности, относящейся к зональности отложения, служит свидетельством генетической связи оруденения с Мерисским массивом сиенит-диоритов.

Мерисский интрузивный массив М.М. Рубинштейн на основании К—Аг-определения абсолютного возраста относил к позднему эоцену (34—36 млн. лет), околорудные кварц-серицит-скополитовые метасоматиты также имеют позднеэоценовые значения К—Аг-возраста (37 млн. лет). Все это свидетельствует о генетической связи оруденения с Мерисским интрузивным массивом. По данным Г.С. Закаридзе и М.Б. Лордкипанидзе [1972], Мерисский, Намонастрев-Чалатский и Учамбский сиенит-диоритовые интрузивные массивы являются комагматами верхнеэоценовой андезит-шошонитовой вулканической толщи. Эти интрузивные тела, по всей вероятности, генетически связаны с позднеэоценовым вулканизмом и формировались на его завершающей стадии. Следовательно, и рудообразование Мерисского рудного узла связано с позднеэоценовым магматизмом.

Из краткого обзора Аджаро-Триалетских месторождений следует, что они относятся к медно-полиметаллическому, серноколчеданному и медно-порфировому типам. Возраст месторождений позднеэоценовый, и оруденение генетически связано с сиенит-диорит-монцонитовой интрузивной фазой позднеэоценового магматизма. Почти все медно-полиметаллические и медно-порфировые проявления тяготеют к зонам приконтактовой серицитизации, причем самые крупные из них связаны с зонами наиболее интенсивного гидротермального изменения и его наиболее обширного проявления. Поэтому в Аджаро-Триалетской зоне серицитизированные породы могут быть использованы в качестве поискового признака, способствующего выявлению скрытых медно-полиметаллических и медно-порфировых рудных тел.

Краткая характеристика рудоносности западного и восточного сегментов Бургаско—Аджаро-Триалетского прогиба свидетельствует о наличии большого сходства в их металлогении. Действительно, месторождения Россен, Вырлибег и Мериси могут быть отнесены к единому жильному кварц-медно-полиметаллическому типу. Главным полезным ископаемым во всех трех случаях является медь, попутными — свинец, цинк и некоторые другие. Морфология рудных тел — жилы и минерализованные тектонические зоны — вполне аналогична. Рудоносные магматические породы —

граносиениты в Бургасском районе и сиенит-диориты в Аджарском — относятся к единой магматической формации. Объединяет эти главные месторождения обоих районов также четко выраженная горизонтальная и вертикальная зональность руд (по В.И. Смирнову). Определенным сходством обладают и вмещающие породы, правда различающиеся по возрасту — верхнемеловые в Бургасском районе и среднеэоценовые в Аджарском.

Можно уловить сходство и в других рудных полях, расположенных на значительном удалении от центров магматической активности: в обоих случаях на периферии рудных районов развиты железорудные и низкотемпературные полиметаллические рудопроявления; встречаются признаки марганцевой и баритовой минерализации.

По мнению Г.А. Твалчрелидзе, металлогенические особенности вулканических поясов, расположенных на противоположных берегах Черного моря, не противоречат идее о их принадлежности к единому крупному и протяженному эвгеосинклинальному прогибу, имевшему на ранней стадии развития рифтогенную природу.

Характерно, что оба сектора этого прогиба обнаруживают явную тенденцию погружения в направлении к Черному морю. Такая тенденция находит отражение не только в мощностях и формационной принадлежности выполняющих их вулканитов, но и в особенностях интрузивного магматизма и его рудоносности. В удалении от центров эндогенной активности, представленных наиболее продуктивными месторождениями Бургасского и Аджарского районов, развиты небольшие интрузивы габброидов (Зидаровское, Дзамское и Зекарское рудные поля), с которыми связаны оруденения железа, свинца и цинка. Эти части следует считать относительно слабо эродированными верхними частями стратиграфической колонны единой зоны. В направлении к побережью степень эрозии последовательно возрастает и на поверхность выступают более глубокие части прогиба, в том числе кислые и щелочные члены магматической дифференциации и соответствующие им рудообразования.

Интрузивная деятельность и связанное с ней оруденение повсеместно контролируются локальными антиклинальными структурами, представляющими отдельные детали на фоне общего погружения эвгеосинклинального прогиба.

Таким образом, Бургасско-Триалетский прогиб представляет собой структуру, индивидуализированную в пределах Южно-Черноморского вулканического пояса. Его самостоятельность устанавливается суммой факторов: тектонических (большая мощность отложений, их более интенсивная деформированность, наличие ограничивающих глубинных разломов, общая синклинальная структура), петрологических (основной—щелочной состав вулканитов и магматитов), металлогенических (наличие сходных месторождений единых рудных формаций).

На общую позицию оруденения, заключенного в вулканитах и интрузивных массивах Южно-Черноморского вулканического пояса, может быть и другая точка зрения. По мнению П. Попова и А.Е. Михайлова, пояс имеет рифтогенную природу. Все наиболее крупные месторождения и рудопроявления пояса приурочены к вулканическим постройкам. Самые продуктивные находятся в тех из них, в центральных частях

которых присутствуют интрузивные породы щелочного или известково-щелочного состава. Эта связь отчетливо выявлена болгарскими геологами в Среднегорском поясе и геологами Грузии в верхнемеловых вулканитах Аджаро-Триалетского пояса. В палеогеновых вулканитах она менее отчетлива. Изучение и картирование древних вулканических аппаратов является важнейшим направлением поисковых работ в пределах пояса для оценки перспектив оруденения.

ВОПРОСЫ ОБРАЗОВАНИЯ И РАЗВИТИЯ ВПАДИНЫ ЧЕРНОГО МОРЯ

Формирование и развитие Южно-Черноморского вулканического пояса не может быть отделено от образования впадины Черного моря. Недостаточная изученность отложений, заполняющих впадину, в особенности их нижних горизонтов и различные варианты геологической интерпретации геофизических данных порождают большое количество гипотез, часто противоположных по своей сущности. Не менее сложна проблема происхождения внутриматериковых "безгранитных" прогибов, привлекающая внимание многочисленных исследователей.

Авторы настоящей работы также не имеют общей точки зрения по затронутым вопросам. Геологи Грузии придерживаются оригинальных представлений о заложении впадины в конце раннего мела в условиях растяжения земной коры и при большой роли Закавказского срединного массива. При этом Аджаро-Триалетская зона рассматривается в качестве структуры рифтогенного типа, возникшей на Закавказском срединном массиве и продолжающейся на западе не в Понтиды, а в центральную часть акватории Черного моря, до соединения с областью, не имеющей гранитно-метаморфического слоя. Сотрудники Московского геологоразведочного института разделяют позиции мобилизма, относя время заложения впадины к позднеюрской эпохе. Геологи Болгарии в отношении происхождения впадины Черного моря высказываются весьма осторожно.

Доступные картографические источники позволили составить тектоническую карту акватории Черного моря и прилегающих территорий (см. рис. 18), на которой показано распространение разновозрастных складчатых комплексов и разрывных структур как в самой впадине, так и на окружающей ее суше. Покров слабо дислоцированных неконсолидированных отложений на карте не изображен. Он сохранен лишь там, где подчеркивает особенности развития впадины.

При составлении карты, помимо указанных в списке литературы опубликованных тектонических карт, покрывающих всю изученную территорию, использованы и другие многочисленные сводные работы [Артюшков и др., 1978; Балавадзе и др., 1966; Балавадзе, 1975; Балавадзе, Миндели, 1975; Белокуров, 1976; Беляевский, Михайлов, 1980; Буланже и др., 1975; Гаркаренко, 1971; Бобылев и др., 1979; Гончаров и др., 1972; Дзоенидзе, Гвалчрелидзе, 1965, 1967; Добрев, Шукин, 1974; Лебедев и др., 1978; Маловицкий, Непрочнов, 1972; Маловицкий, 1972; Маловиц-

кий, Терехов, 1972; Миндели и др., 1965; Михайлов и др., 1978; Михайлов, 1978; Муратов, 1951, 1969; Муратов, 1972; Пекло и др., 1976; Пустильников и др., 1980; Твалтвадзе, 1960; Твалчрелидзе, 1964; Терехов и др., 1970; Терехов, 1974, 1979; Туголесов, 1976; Хаин, 1978; Чекунов и др., 1976; Чернов, 1970, 1971; Шлезингер, 1968; Юров, 1964; Яншин и др., 1976, 1977], а также зарубежные публикации [Brinkmann, 1971, 1974, 1976; Mutihac, Ionesi, 1974; Pavoni, 1961; Ross, 1974; и др.].

Характер магнитного поля позволяет выделить на территории впадины, покрытой морем, три неравных по площади и неодинаковых по своему строению поля. Южное из них, от Бургаса на западе до Батуми на востоке, характеризуется резкими линейными положительными и отрицательными аномалиями (от +1200 до -800 гамм), вытянутыми параллельно южному берегу моря. Поле магнитных аномалий, простирающееся севернее и доходящее приблизительно до центральной части моря, характеризуется выровненными спокойными значениями (от +100 до -100 гамм), не обнаруживающими каких-либо локальных отклонений. В северной половине впадины четко выражена смена широких линейных положительных и отрицательных аномалий (от +300 до -300 гамм), имеющих северо-западное направление.

Указанные на карте разрывы установлены различными методами: геологическими, геофизическими, палеотектоническими, дистанционными и др. Они принадлежат четырем последовательным поколениям. Самое древнее из них выражено глубинными разломами близмеридионального направления. Эти разломы выявлены в основном геофизическими методами и распространены в кристаллическом фундаменте окраины Восточно-Европейской платформы и в гранитно-метаморфическом доколе Западного Причерноморья, Крыма и Кавказа. С различной степенью обоснованности они устанавливаются под дном Черного моря на его северных и южных окраинах. Так как эти разломы не отражены в байкальских и палеозойских складчатых комплексах Скифской плиты и Добруджи, их возраст следует рассматривать как дорифейский.

Второе поколение разрывов возникло в рифее и палеозое и обладает близширотным направлением. Активность этих разрывов в палеозое подтверждается различиями в разновозрастных стратиграфических разрезах, а нередко и в степени метаморфизма на крыльях. Их положение хорошо согласуется с общей широтной ориентировкой Средиземноморского пояса.

Третье поколение разрывов имеет мезозойский возраст. Наиболее крупные из них унаследованы с палеозойского времени и продолжили свое развитие позже. В мезозое также возникают новые разрывы, ограничивающие флишевые трогги как в альпийском поясе, так и в грабенах на Скифской плите. Для мезозойских разрывов, кроме широтных, характерны меридиональные разрывы, частью наследующие древнейшие из разломов консолидированного фундамента, а частью закладывающиеся вновь и отражающие глыбовые перемещения кристаллического основания.

Последнее, четвертое, поколение составляют разрывы новейшего времени. Наиболее полно они отражены на космических снимках, на которых четко проявлена сеть активных линейных элементов широтного и меридионального направлений. Большая часть новейших структур развивается

унаследованно, однако возникают и новые разрывы, о чем свидетельствуют очертания береговой линии западного побережья Черного моря, состоящие из меридиональных и широтных отрезков, совпадающих с разрывами, активными в новейшее время. Все мезозойские и более молодые разрывы хорошо выражены смещениями линий равной напряженности на магнитных картах.

Следует отметить огромное значение Одесского и Николаевского разломов в формировании Черноморской впадины, вдоль которых проходит рубеж, обусловивший определенную автономию в развитии западных и восточных ее частей и разъединивший западные и восточные ветви альпийского складчатого комплекса. На южном побережье моря на продолжении Одесского разлома находится Синопский разлом.

Особого внимания заслуживает рассмотрение границ безгранитной коры в акватории моря. Результаты определения области отсутствия гранитного слоя опубликованы в работах В.П. Гончарова и др. [1972] и П.М. Миндели и др. [1965]. П.М. Миндели с соавторами отмечают, что данные об отсутствии гранитного слоя в земной коре под Черным морем были получены двумя независимыми методами: ГСЗ и МОВ.

В области отсутствия гранитного слоя средние скорости распространения сейсмических волн в осадочной толще 3,0–3,5 км/с; внутри толщи существуют разделы с граничными скоростями от 2,5 до 4,0 км/с, располагающиеся почти горизонтально. Базальтовый слой здесь характеризуется граничными скоростями 6,6–7,0 км/с. В периферических частях впадины с гранитной корой скорости сейсмических волн в гранитном слое 5,8–6,3 км/с. В северной половине Черноморской впадины установлено 12 точек выклинивания гранитного слоя. В южной части впадины распространение гранитного слоя на картах обычно очерчивается условно в виде плавного контура с выступом в сторону Бургасского прогиба, а на северной границе указывается выступ в северо-западном направлении между Одесским и Николаевским глубинными разломами.

Те же материалы и результаты гидромагнитных, гравиметрических, багметрических и геологических исследований позволяют проводить границу безгранитной коры в виде выклинивающихся к северо-западу и юго-востоку отрезков, вливающихся в общий контур, приуроченный к центральным частям впадины. При этом граница безгранитной коры в значительной степени коррелируется направлениями магнитных аномалий, а также поднятиями Моисеева и Архангельского (см. рис. 18).

В складчатом основании впадины выделяются: архейско-протерозойский комплекс, слагающий южную окраину древней Восточно-Европейской платформы; докембрийский метаморфический комплекс, обнаруженный в Добрудже и Западной Грузии; байкальский складчатый комплекс, включающий верхнепротерозойский—нижекембрийский комплекс, широко развитый как в консолидированном основании акватории моря, так и на суше в фундаменте палеозой и мезозой; палеозойский складчатый комплекс, включающий нижний—средний триас в пределах Скифской и Мизийской плит; раннеальпийский складчатый комплекс, охватывающий отложения триаса—средней юры, а на Балканах — триас—нижнего мела; позднеальпийский складчатый комплекс, представленный отложениями от средней юры до эоцена, а на Балканах — от верхнего мела до

зоцена, и орогенный эпипалеозойский складчатый комплекс, сложенный олигоценово-четвертичной молассой. На карте выделены ультрабазиты и гранитоиды без возрастного расчленения и указаны вулканы Южно-Черноморского пояса, разделенные на альб-верхнемеловые, среднепалеогеновые и верхнепалеогеновые-четвертичные. Чехол на древней платформе, эпипалеозойских плитах и на срединных массивах, а также неконсолидированные отложения моря с карты удалены. Самый молодой из комплексов — олигоценово-четвертичной, относящийся к орогенному этапу развития впадины, сохранен только в пределах кавказского и южного побережья моря, в Бургасском и Рионском прогибах. На остальной территории он также снят.

Развитие земной коры, окружающей Черноморскую впадину, в мезозое-кайнозое характеризуется ее расчленением на сравнительно узкие линейные прогибы и поднятия, ориентированные согласно с общей структурой альпийского пояса. Обращает на себя внимание четко выраженная автономия строения каждого из прогибов. Так, на различных временных уровнях в них возникают флишевые формации: начиная от верхнего триаса (Добруджа, Крым) и до палеоцена и эоцена (Новороссийский прогиб). Такая же скользящая возрастная граница отмечается и в появлении орогенных формаций. На одних территориях они возникают уже в средней юре, например байосская угленосная моласса Бишуйского месторождения углей в Крыму, на других — орогенные формации начинают накапливаться только с эоцена. Таким образом, в отличие от сложившихся представлений об одновременном начале орогенного этапа в пределах Балканид и Крымско-Кавказской геосинклинальной области, совпадающего с концом эоцена-началом олигоцена, следует сделать вывод о одновременности смены тектонических режимов на рассматриваемой территории, обусловившей независимое развитие отдельных прогибов, хотя несомненно имеющих и общие закономерности, свойственные альпийской области в целом.

Центральной частью впадины и значительные территории, особенно на западе, занимает верхнепротерозойский-нижнекембрийский складчатый комплекс, образующий фундамент на большей части Средиземноморского пояса. В северо-западной акватории Черного моря обращает на себя внимание положение поднятия Моисеева, находящегося на прямом продолжении верхнепротерозойских-нижнепалеозойских складчатых структур Центральной Добруджи. Это поднятие выражено валообразным повышением дна моря, достигающим высоты в 500 м. По сейсмическим данным мощность покрова неконсолидированных отложений на поднятии уменьшается не менее чем на 1-1,5 км. Контур безграничной коры разделяется поднятием на две ветви, одна из которых огибает его с юга и уходит на запад, а вторая имеет северо-западное направление. Недавно высказаны соображения о связи поднятия Моисеева с раннечетвертичными дельтовыми отложениями р. Дунай, однако они не дают оснований отрицать существование тектонического вала в складчатом основании впадины.

Положение поднятия Моисеева в общей структуре дна впадины определяется тем, что оно отделяет палеозойские и мезозойские складчатые сооружения восточных Балканид от Добруджи и Крыма. При этом можно с уверенностью говорить об автономном развитии альпийских структур каждой из этих областей без пространственной связи их друг с другом,

хотя они имеют многие общие черты строения, отражающие закономерности формирования альпийского складчатого пояса. Близкое строение имеет и поднятие Архангельского, расположенное у южных берегов Турции, очень сходное по своей морфологии с поднятием Моисеева.

Сопоставление поднятий и разрывных структур на дне впадины дает возможность сделать два самых общих предположения. Возможно, что до ее образования на территории акватории моря Одесский и Синопский глубинные разломы составляли одну линию. Возникает также предположение об объединении в одно целое структуры поднятий Моисеева и Архангельского. Однако при таких построениях нельзя обойтись без значительного широтного левостороннего сдвига, что пока еще ничем не обосновывается.

Палеозойский складчатый комплекс развит главным образом на севере территории — цоколь Скифской плиты, ядро мегантиклинория Большого Кавказа и Западного Понта, а также в горах Странджа, в которых широко распространены нижнепалеозойские складчатые толщи, прорванные каменноугольными гранитоидами.

Палеозойский складчатый комплекс Скифской плиты развит в узком прогибе шириною до 30 км, ограниченном с севера кристаллическим фундаментом Европейской платформы, а с юга — верхнепротерозойскими толщами основания Мизийского срединного массива. Следует подчеркнуть присутствие в палеозойском складчатом комплексе Скифской плиты приподнятых блоков с протерозойским основанием, не захваченных палеозойской складчатостью и перекрытых слабо дислоцированным и метаморфизованным чехлом (например, силурийские и девонские отложения острова Змеиног). Молассовая формация на Скифской плите появилась на различных возрастных уровнях. В Северной Добрудже она возникла в раннем карбоне (карапелитовая толща), в то время как в других районах накопление моласс начинается только с ранней или поздней перми.

Альпийские складчатые структуры в каждом из прогибов развивались в большей степени обособленно. Нижний комплекс раннеальпийских структур окружает протерозойско-палеозойское ядро Кавказа, слагает фундамент альпийских структур Крыма и северную часть альпийского пояса Балкан. На территории Турции нижний комплекс образует полосу, располагающуюся между более южными выходами протерозойских и палеозойских пород и побережьем моря.

Комплекс позднеальпийских структур повсеместно смещен по отношению к раннеальпийскому в сторону центральных частей Черноморской впадины. В Балканах он слагает южную часть альпийского пояса, гранича с Родопским срединным массивом. Широко развит комплекс также в Закавказье, в Рионском прогибе.

Верхний орогенный комплекс на большей части территории сложен молассой и на карте указан лишь в межгорных и краевых прогибах: в Южном Предкавказье, в Бургасской и Рионской впадинах. Изображение комплекса на территории, покрытой морем, в значительной степени условно.

Распространение альпийских складчатых комплексов как в пределах самой впадины, так и на прилегающих к ней территориях позволяет выявить некоторые особенности ее строения.

Прежде всего четко выражено расщепление складчатых структур у западного и восточного берегов моря на две ветви, огибающие впадину. На западе в месте расщепления расположен небольшой по размерам, но глубокий и интенсивно погружающийся до настоящего времени Бургасский прогиб, заполненный неогеновой и четвертичной молассой; на востоке находится значительно бóльшая по размерам Рионская впадина, часть которой скрыта под водами Черного моря. Впадина заполнена 3-километровой толщей неогеновых и четвертичных отложений. Следует отметить, что чем древнее альпийские складчатые структуры, тем более четко и интенсивно выражены в них элементы обтекания контуров Черноморской впадины.

Из других существенных особенностей строения альпийских складчатых сооружений укажем на уже ранее отмечавшееся отсутствие прямой связи альпийских складчатых толщ Балканского хребта и Крымского полуострова, разделенных поднятием Моисеева. Также не подтверждается предполагавшееся продолжение флишевого трога Северной Добруджи через акваторию моря в верхнетриасовый—нижнеюрский флишевый прогиб Крыма. Становится очевидным соединение структур Аджаро-Триалетской зоны с Восточным Понтом.

Альпийские складчатые сооружения, вероятно, сформировались в глубоком изолированном прогибе, возникшем в среднем — позднем триасе на месте Понтийского срединного массива. Есть некоторые основания полагать, что северная часть этого прогиба впоследствии была перекрыта крупным надвигом (или покровом?) палеозойских складчатых толщ. Возможно, что с движениями этих покровов (?) связано появление во флише в бассейне р. Бодрак в Крыму олистостромы каменноугольных известняков.

Один из наиболее сложных вопросов строения Черноморской впадины связан с пониманием ее глубинного строения. Существующие в настоящее время фактические материалы суммированы на глубинном поперечном разрезе (рис. 17) Черноморской впадины. Данные для изображения поверхностей М и К заимствованы главным образом из работы Я.П. Маловицкого и Ю.П. Непрочнова [1972]. Отмечается подъем поверхности М от периферии к центральным частям впадины от 35 до 25 км и поверхности базальтового слоя от 25 до 18 км. При этом мощность базальтового слоя утоняется до 8 км. На разрезе, по данным Ю.Д. Буланже и др. [1975], нанесена сейсмофокальная область, наклоненная под Горный Крым, и указано расположение гипоцентров землетрясений.

В соответствии с многочисленными интерпретациями геофизических данных все граничные разломы в Крыму и на южных окраинах Украинского щита наклонены на север. На территории Турции они указаны на основании интерпретации геологических карт; в пределах морского дна наклон разрывов показан предположительно. Мощности палеозойского и альпийского складчатых комплексов, неконсолидированных отложений впадины и чехла Восточно-Европейской платформы на разрезе приведены в соответствии с опубликованными данными, в которых по этому поводу почти нет разногласий.

Гранитно-метаморфический слой изображен по работе Я.П. Маловицкого и Ю.П. Непрочного. Интерпретация последнего интервала изоплахит,

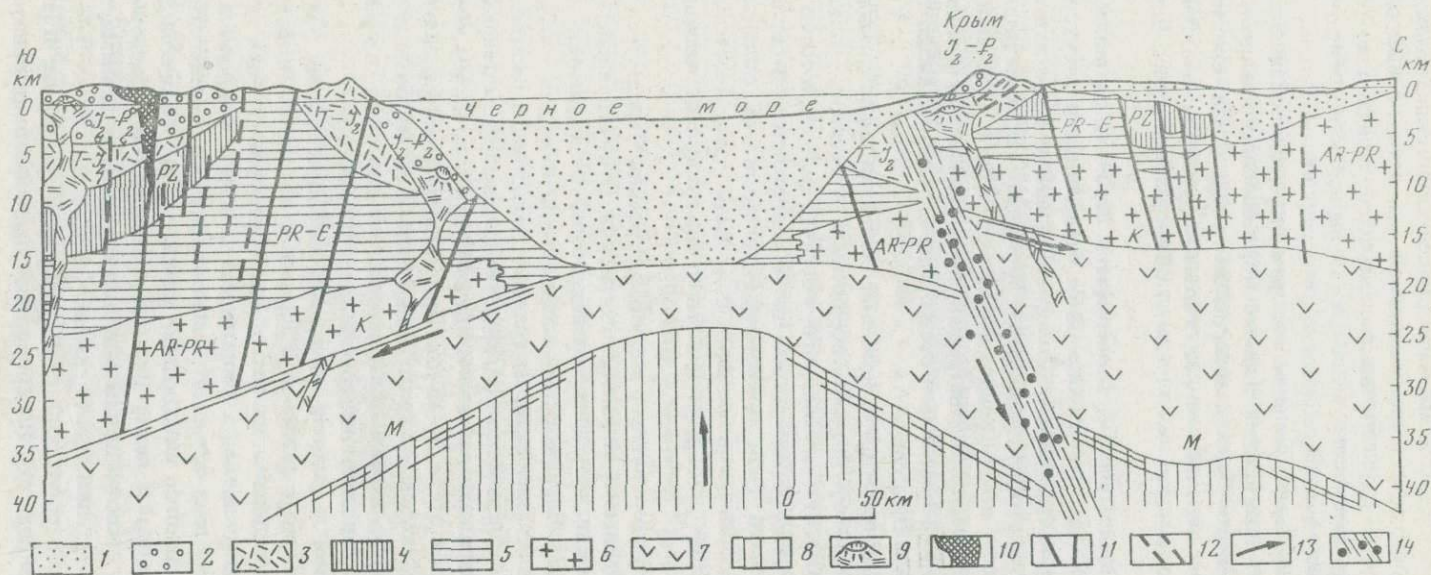


Рис. 17. Схематический глубинный разрез через центральную часть Черноморской впадины

1 — неконсолидированные отложения; 2 — средняя юра—эоцен; 3 — триас—средняя юра; 4 — палеозой; 5 — протерозой и нижний—средний кембрий; 6 — гранитно-метаморфический слой; 7 — базальтовый слой; 8 — мантия; 9 — палеовулканы; 10 — офиолитовый меланж; 11, 12 — разломы: 11 — установленные, 12 — предполагаемые; 13 — направление движений; 14 — сейсмофокальная поверхность

от 5 км до 0, на разрезе выражена в виде резкого обрыва гранитно-метаморфического слоя вблизи нулевой отметки, что не противоречит их положению.

Обращает на себя внимание совпадение наибольших мощностей неконсолидированных отложений, достигающих 14–16 км, с самым высоким положением поверхности М и кровли базальтового слоя. Это одна из самых характерных черт строения впадины. Причем, согласно данным Я.П. Мало-вицкого и Ю.П. Непрочного, область безгранитной коры несколько шире области полного отсутствия консолидированных пород.

Следует обратить внимание на очень четко устанавливаемое геофизическими методами утолщение гранитно-метаморфического и базальтового слоев под Горным Крымом. Объяснение этого явления можно связывать со смещениями земной коры по изображенной на разрезе сейсмофокальной поверхности, приводящими к сдвиганию коры в вертикальном разрезе.

Проблема образования Черноморской впадины обсуждается уже почти целое столетие со времени публикации работ Э. Зюсса (1886 г.). За этот период выдвинуты десятки гипотез, в различной степени обоснованных и нередко противоречивых. Подробный обзор на эту тему проведен в работе В.П. Гончарова и др. [1972]. Исходя из имеющихся данных, в настоящее время заслуживают внимания три основные гипотезы. Первая из них предусматривает в той или иной форме "базификацию" гранитно-метаморфического слоя, существовавшего на месте впадины, вторая – рассматривает впадину как остаточную, реликтовую, в Альпийском складчатом поясе и третья сводится к механизму растяжения, сопровождавшегося разрывом и раздвигом гранитно-метаморфического слоя. При оценке этих и других гипотез, касающихся происхождения впадины, должны быть объяснены и учтены следующие особенности ее строения: а) существование во впадине плоского дна и круглого обрамления с многочисленными разрывами и оползнями на континентальном склоне; б) отсутствие в ней гранитно-метаморфического слоя; в) плавное повышение на 10–15 км разделов М базальтового слоя от периферии к центральным частям впадины; г) расщепление альпийских складчатых структур на западном и восточном побережьях Черного моря, огибающих впадину с севера и юга, и образование в местах расщепления прогибов (Бургасского и Рионского); д) отсутствие линейной складчатости в неконсолидированных отложениях впадины.

Нам представляется, что гипотезы, связывающие образование Черноморской впадины с переработкой гранитной коры в базальтовую, не могут быть приняты во внимание, исходя из следующего. Базификация, океанизация или переработка гранитного слоя неизбежно вызвали бы отделение легкой щелочно-кремнисто-газовой среды, которая благодаря своей подвижности должна была устремиться вверх и вызвать в неконсолидированных осадках впадины калиево-натровый метасоматоз либо кислый магматизм. При таких условиях на дне впадины неизбежно должен возникнуть вулcano-тектонический рельеф, подобный тому, который существует в других районах преобразования земной коры. Между тем дно впадины совершенно плоское с крутым глыбово-оползневый рельефом по бортам. Предполагаемое в некоторых концепциях перемещение щелочно-кремнисто-газовой среды по латерали на десятки и сотни километров под горные хребты, окружающие впадину, мало вероятно, так как никаких следов

подобных перемещений в виде остаточных продуктов ни в Крыму, ни на территории Болгарии, Кавказа и Анатолии неизвестно.

Вряд ли можно согласиться и с представлениями, согласно которым образование впадины связано с фазовыми переходами по схеме: "базальт" → гранатовый гранулит → эклогит. Последний тонул в менее плотном разогретом подстилающем веществе, в результате чего мощность консолидированной коры уменьшалась и она погружалась, создавая глубокие депрессии на поверхности земли.

В этом механизме также не решена проблема легких летучих — составляющих гранитно-метаморфического слоя. Следует учитывать и возможность указанных выше фазовых превращений в условиях повышающегося давления, в то время как в структурах типа Черноморской впадины при общем подъеме базальтового слоя происходит снижение давления. Подобных явлений не отмечается и на пространствах, окружающих впадину, хотя там поверхности К и М находятся на более низких уровнях, давление более высокое и, следовательно, условия для фазового перехода более благоприятные, чем во впадине.

Взгляды на Черноморскую впадину как остаточную, сохранившую первичное "океаническое" ложе, пока еще не вовлеченную в геосинклинальный процесс, приходят в противоречие с ее заложением на разновозрастных складчатых комплексах. Как видно на рис. 18, (см. вкл.), в этом варианте наблюдалось бы неравномерное "затягивание" впадины складчатыми комплексами, последовательно омолаживавшимися по направлению к ее центру, что в действительности не наблюдается.

Мнения о рифтовой природе Черноморской впадины впервые были высказаны П.И. Кропоткиным [1967], а затем развивались многими другими исследователями.

Растяжение земной коры связано с глубинными процессами, вызвавшими вначале утонение, а затем разрыв и раздвиг гранитно-метаморфического слоя. В возникшую область пониженного давления перемещалось вещество базальтового слоя и мантии, образовавших валообразное поднятие. Импульсы движений передавались снизу вверх, благодаря чему перемещения вещества в стороны были более интенсивными в нижних частях земной коры, на уровне базальтового слоя, чем в гранитно-метаморфическом и верхних складчатых комплексах. Это позволяет рассматривать сейсмофокальную поверхность Горного Крыма не как надвиг на Черноморскую впадину, а как поддвиг глубинных частей земной коры. Складчатые толщи Горного Крыма под влиянием поддвига, так же как и нижние горизонты земной коры, смещаются к северу, но с меньшей скоростью, создавая ложное впечатление надвига.

Этот процесс, по нашему мнению, начался в позднеюрскую эпоху. В это время возникли растяжение и разрыв гранитно-метаморфического цоколя, отразившие глубинное растяжение вещества. Отголоски этих движений выражены в образовании крупных широтных разломов, с многими из которых (в Крыму, Закавказье) связан интенсивный основной вулканизм. Активность смещений по разломам, обрамляющим впадину в позднеюрскую и раннемеловую эпохи, подтверждается возникновением в это время флишевых трогов в Балканском хребте, Анатолии, Закавказье, Крыму и в Добрудже. В раннем мелу мощности осадочных толщ, накопив-

щихся на территориях, окружающих впадину, повсеместно увеличиваются по направлению к ее границам; одновременно происходит появление тонкообломочных и глубоководных фаций. На дизъюнктивное ограничение впадины в позднемеловое время указывают присутствие на побережьях Болгарии, Турции, Грузии и в шельфовой части моря верхнемеловых эффузивов.

Разрастание раздвиг происходило от предполагаемой осевой линии, располагавшейся на месте современной "безграницитной" области морского дна, и, как нам представляется, возможно, было не одноактным и прямолинейным, а распадалось на разновременно возникшие участки с широтной и северо-северо-западной ориентировкой с более протяженными северо-северо-западными отрезками. Линия расщепления альпийских структур на западном побережье моря, как уже отмечалось выше, находилась в северной части Бургасского прогиба. По мере развития она отодвигалась к югу, образуя дугу, огибающую впадину. Если допустить фиксированное положение оси раздвиг во времени, то появление и разрастание Бургасского прогиба закономерно и свидетельствует об активном расширении прогиба в настоящее время, хотя и в авулканических условиях.

Ось раздвиг на восточном побережье моря расположена, вероятно, в южной части Рионского прогиба. В мелу и в палеогене в полосе раздвиг находилась Аджаро-Триалетская зона, но по мере смещения Аджаро-Триалетти на юг над раздвигом возник Рионский прогиб, продолжающий развиваться и в четвертичное время, но без проявлений вулканизма.

Интенсивное расширение Черноморской впадины в неогене и четвертичном периоде повлекло за собой возникновение подводно-оползневых структур по ее бортам и несогласное прилегание к нарушенным меловым и палеогеновым отложениям осадков плиоцен-четвертичного возраста (см. рис. 4). На разрастание впадины оказывает влияние и длительное повышение уровня Черного моря.

Слабое уплотнение и отсутствие дислокаций в неконсолидированных отложениях впадины могут быть объяснены их накоплением в условиях растяжения земной коры. Увеличивающаяся во времени площадь безграницитной земной коры непрерывно затягивалась осадками, максимальная мощность которых в центральных ее частях в настоящее время достигает 14—16 км. При этом смещались в стороны границы безграницитной коры и, возможно, не сохраняла своего положения и "осевая" линия раздвиг. При рассмотрении рис. 17 устанавливается некоторая асимметрия и несовпадение наиболее приподнятых участков поверхности базальтового слоя с другими элементами строения впадины, позволяющие предполагать более интенсивные горизонтальные движения южного ограничения впадины. Возможно, именно этим следует объяснить резкие повороты альпийских складчатых комплексов к югу от Бургасского и Рионского прогибов. Куполовидное поднятие базальтового слоя происходило одновременно с его утонением и некоторым разуплотнением. Явления разуплотнения характерны и для верхней мантии.

Основные разногласия геологов Московского геологоразведочного института и геологов ГИН АН СССР Ш.А. Адамия, И.П. Гамкрелидзе и некоторых других касаются времени заложения Черноморской впадины, более древнего, по нашему мнению, нежели альбский век; направления

Аджаро-Триалетской зоны не в Понтиды, как это указывалось выше, а в центральную часть акватории Черного моря; и, наконец, существования в доальбское время на территории впадины Черноморской суши, поставившей обломочный материал на территорию современного Крыма и Кавказа. Следует отметить, что два последних положения вызывают возражения и у ряда грузинских исследователей. Так, П.Д. Гамкрелидзе, в дискуссии по проблемам геологии Аджаро-Триалетии указывал, что Аджаро-Триалетская зона в альбе уже существовала и что в пределах моря она поворачивает к югу в сторону Понтид. Возражения с его стороны вызвало и присутствие суши на месте глубоководной части моря в допоздне-меловое время. Более правдоподобно, по его мнению, искать источники размыва не в Понтидах, а где-то в северной части Черного моря. На более вероятную связь области коры с "исчезнувшим" гранитным слоем не с Аджаро-Триалетской зоной, а Рионским прогибом указывал В.Е. Хаин.

Следует несколько подробнее остановиться на возможном источнике обломков домезозойских пород в более поздних отложениях Крыма и Кавказа. Этот вопрос рассмотрен в работах Ш.А. Адамия и др. [1974в] и В.Г. Чернова [1970, 1971]. По мнению Ш.А. Адамия с авторами, гипотетический стратиграфический разрез Черноморской суши, установленный по обломкам пород, находящихся в мезозойских отложениях Западной Грузии и Крыма, почти полностью копирует сводную стратиграфическую колонку Понтид. Северная часть последних, погребенная ныне под уровнем моря, располагалась на территории впадины Черного моря и служила источником сноса обломочного материала в мезозойские геосинклинальные прогибы Крыма и Кавказа.

По данным В.Г. Чернова, перед Крымом располагалась удлинённая суша, сложенная протерозойскими, палеозойскими и раннемезозойскими интрузивными, метаморфическими и раннемезозойскими образованиями, с высокого рельефа которой обломки поступали в мезозойские прогибы Крыма (верхнеюрские конгломераты горы Демержи, нижнемеловые битакские конгломераты и др.). Самые древние из датированных пород среди обломочного материала принадлежат аплитам и катаклазированным гранитам (848—1100 млн. лет) и верхнепермским известнякам.

По поводу сопоставления гипотетической стратиграфической колонки Черноморской суши, составленной Ш.А. Адамией, следует заметить, что в одинаковой мере она сходна и с разрезами Понта и Предкрымской суши В.Г. Чернова, разрезами гор Добруджи и Странджа. Поэтому этот аргумент не может быть принят во внимание. По нашему мнению, источником сноса обломочного материала были узкие островные гряды, периодически возникавшие в прошлом в акватории моря перед Крымом, Кавказом и другими участками побережья Черного моря в процессе расширения впадины и поддвига под окружающие ее складчатые толщи глубинного материала.

Ярким современным примером такой суши может явиться Горный Крым, до недавнего времени бывший островом. Крымская суша возникла в среднем миоцене и продолжает как разрастаться, так и интенсивно разрушаться. Такие же узкие гряды, возникавшие по типу крымского механизма, появлялись и размывались как перед крымско-кавказским, так и южным побережьем Черного моря. С началом этого процесса в

позднеюрскую эпоху мы и связываем заложение современной впадины Черного моря.

В целом процесс формирования впадины был длительным и развивался, вероятно, неравномерно под воздействием течения вещества по многочисленным поверхностям скольжения, нижние из которых находятся в мантии, а верхние — на границе базальтового и гранитно-метаморфического слоев. Отражением этих глубинных движений, значительно опережавших в скорости горизонтальные смещения верхних частей земной коры, является образование сейсмофокальной поверхности, наклоненной под Горный Крым.

Высказанные выше представления об образовании и развитии Черноморской впадины предполагают широкое распространение под ее дном неконсолидированных мезозойских и кайнозойских отложений, что в значительной степени расширяет перспективные площади для поисков нефти и газа в пределах акватории Черного моря.

ЛИТЕРАТУРА

Агеев В.П., Девдариани Е.И., Папава Д.Ю. Новые данные о геологическом строении бассейна среднего течения р. Куры. — В кн.: Материалы по геологии и нефтегазоносности Грузии. Тбилиси: Мещниереба, 1975, с. 278–299.

Адамия Ш.А. Тектоника и геологическая история Абхазии. Тбилиси: Мещниереба, 1977. 210 с.

Адамия Ш.А., Балавадзе Б.К., Гамкрелидзе И.П., Гамкрелидзе П.М., Миндели П.С., Рубинштейн М.М., Шенгелия Г.Ш. Геолого-геофизические особенности строения коры и верхней мантии

Черноморско-Кавказского сегмента Средиземноморского складчатого пояса. — В кн.: Глубинное строение и геофизические особенности структур земной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1977, с. 55–80.

Адамия Ш.А., Гамкрелидзе И.П., Закариадзе Г.С., Лордкипанидзе М.Б. Аджаро-Триалетский прогиб и проблема образованная глубоководной впадины Черного моря. — Геотектоника, 1974а, № 1, с. 78–94.

Адамия Ш.А., Гамкрелидзе И.П., Закариадзе Г.С., Лордкипанидзе М.Б. Латеральная зональность базальтоидов Черноморско-Аджаро-Триалетского палеорифта. — Докл. АН СССР, 1974б, т. 216, № 4, с. 901–903.

Адамия Ш.А., Гамкрелидзе И.П., Закариадзе Г.С., Лордкипанидзе М.Б. Место Аджаро-Триалетии в Альпийском складчатом поясе. — В кн.: Проблемы геологии Аджаро-Триалетии. Тбилиси: Мещниереба, 1974в, с. 155–171. (Тр. ГИН АН ГССР. Нов. сер.; Вып. 44).

Адамия Ш.А., Закариадзе Г.С., Лордкипанидзе М.Б., Салуквадзе Н.Ш. Геологическое строение Аджарии. — В кн.: Проблемы геологии Аджаро-Триалетии. Тбилисси: Мещниереба, 1974, с. 60–70. (Тр. ГИН АН ГССР. Нов. сер.; Вып. 44).

Антимова Ц. Вулканокластические и вулканогенно-осадочные породы андезито-базальтовой формации Восточного Среднегорья. — Geol. Balcanica, 1980, vol. 10, N 2, p. 97–106.

Артюшков Е.В., Шлезингер А.Е., Яншин А.Л. Механизм образования глубоководных впадин внутренних морей Средиземного пояса. — В кн.: Тектоника Средиземного пояса: Тез.докл. М., 1978, с. 26–30.

Ахвледиани Д.Г. Стратиграфия меловых отложений Дзирульского массива и северного склона Триалетского хребта по фауне фораминифер. Тбилиси: Мещниереба, 1969. 92 с. (Тр. ГИН АН ГССР. Нов. сер.; Вып. 19).

Балавадзе Б.К. К построению модели земной коры Кавказа и сопредельных территорий. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1975, № 2, с. 32–42.

Балавадзе Б.К., Миндели П.М. Методы изучения глубинного строения земной коры Черноморского региона. — В кн.: Земная кора и история развития Черноморского региона. М.: Наука, 1975, с. 69–82.

Балавадзе Б.К., Твалтвадзе Г.К., Шенгелия Г.Ш., Сихарулидзе Д.Н., Картвелишвили К.М. Геофизическое исследование земной коры и верхней мантии в области Кавказа. — Геотектоника, 1966, № 3, с. 30–40.

Башелейшвили А.Б., Буртман В.С., Гамкрелидзе И.П. Новые данные о характере сочленения Аджаро-Триалетской складчатой зоны и Дзирульского массива. — Докл. АН СССР, 1982, т. 266, № 1, с. 196–199.

Белокуров В.С. Комплексное геофизическое районирование и некоторые вопросы тектоники Черноморской впадины. — В кн.: Комплексное исследование Черноморской впадины. М., 1976, с. 11–22.

Беляевский Н.А., Михайлов А.Е. Строение и развитие впадины Черного моря. — В кн.: Тектоника алышского пояса. М.: Наука, 1980, с. 10–21.

Бобылев В.В., Бурштар М.С., Гаркаленко И.А., Пустильников М.Р. и др. Геология и нефтегазоносность шельфов Черного и Азовского морей. М.: Недра, 1979. 185 с.

Богданов Б. Рудни формации и металлогенно районирание на Средногорската зона. — Год. Висш.минно-геол. ин-т, 1981а, т. 27, № 2, с. 76–86.

Богданов Б. Металлогения Банат-Среднегорской зоны. — In: Abstr. 12th Congr. KBGA. Buc. 1981b, p. 175–183.

Богданов Б., Попов П., Стефанов Н., Бахчев Д. Алышские эндогенные рудные формации Балканидной тектонической системы. — Acta geol. Acad. sci. hung., 1971, vol. 14, p. 125–133.

Богданов Б., Рашков Р., Ярмов Г., Раев Л. Гипогенная зональность медно-молибденовых месторождений Росенского рудного поля. — In: XXIII Intern. geol. Congr. София, 1968, vol. 7, p. 281–293.

Бонев П. Геоложки особенности на вулканогенния комплекс от Бакаджишкото рудно поле. — Год. Висш.минно-геол.инт-т, 1972, т. 16, № 2, с. 15–26.

Бончев Е. Проблемы на българската геотектоника. С.: Техника, 1971. 204 с.

Бончев Е. Странджа в структурной модели Балканского полуострова. — Geol. Balcanica, 1979, vol. 2, p. 3–28.

Бошев С., Страшимиров Б., Зафиров С. и др. Геология на приморската част на Източна Стара планина. — Год. Висш.минно-геол. ин-т, 1967, т. 12, № 2, с. 7–62.

Буланже Ю.Д., Муратов М.В., Субботин С.И., Балавадзе Б.К. Земная кора и история развития Черноморской впадины. М.: Наука, 1975. 358 с.

Булешвили Д.А. Геология и нефтегазоносность межгорной впадины Восточной Грузии. Л., 1960. 240 с.

Василев Л. Към проблемата за пьервичната регионална и вызлова зональность на горнокредно-палеоценските рудни формации в Юго-източна България. — Год.геол.проуч., 1959, т. 10, с. 18–27.

Василев Л., Станишева Г. Илменитовитанамагнетитово орудяване във Великовския плутон при с. Кости, Странджа планина. — Сп. Бълг.геол.д-во, 1963, т. 24, №1, с. 17–28.

Вахания Е.К. Геологическое строение Колхидской низменности (в связи с неф-

тегазоносностью). Тбилиси, 1973. 210 с. (Тр. ВНИГНИ; Вып. 151).

Вольский З.Д., Гамкрелидзе И.П., Надарейшвили Г.Ш. К геологии северного склона Месхетского хребта. — В кн.: Проблемы геологии Аджаро-Триалетии. Тбилиси: Мецниереба, 1974, с. 7–75. (Тр. ГИН АН ГССР. Нов. Сер.; Вып. 44).

Гамбашидзе Р.А. Стратиграфия верхнемеловых отложений Триалетского хребта. — В кн.: Вопросы палеонтологии и стратиграфии мезозоя. Тбилиси: Мецниереба, 1972, с. 53–100. (Тр. ГИН АН ГССР. Нов. сер.; Вып. 35).

Гамбашидзе Р.А. Стратиграфия верхнемеловых отложений Грузии и смежных с ней областей Азербайджана и Армении. Тбилиси: Мецниереба, 1973. 226 с. (Тр. ГИН АН ГССР. Нов. сер.; Вып. 61).

Гамкрелидзе И.П. К механизму складчатости Триалетского хребта. — Сообщ. АН ГССР, 1970, т. 60, № 1, с. 58–69.

Гамкрелидзе И.П. Формирование тектонической структуры Аджаро-Триалетии. — В кн.: Проблемы геологии Аджаро-Триалетии. Тбилиси: Мецниереба, 1974, с. 144–154. (Тр. ГИН АН ГССР. Нов. сер.; Вып. 14).

Гамкрелидзе И.П. Механизм формирования тектонических структур и некоторые общие проблемы тектогенеза. Тбилиси: Мецниереба, 1976. 226 с. (Тр. ГИН АН ГССР. Нов. сер.; Вып. 52).

Гамкрелидзе П.Д. Геологическое строение Аджаро-Триалетской складчатой системы. Тбилиси, 1949. 508 с.

Гаркаленко И.А. Результаты работ ГСЗ на акватории Черного моря. — В кн.: Строение земной коры Центральной и Юго-Восточной Европы. Киев: Наук. думка, 1971, с. 75–102.

Гончаров В.П., Непрочнов Ю.П., Непрочнова А.Ф. Рельеф дна и глубинное строение Черноморской впадины. М.: Наука, 1972. 157 с.

Гушвиц В.И. Поствулканический процесс и формирование месторождений полезных ископаемых в древних островных дугах и интрадуговых рифтах (на примере Аджаро-Триалетской зоны Кавказа). Тбилиси: Мецниереба, 1980. 182 с.

Девдаршани Е.И. Геология и нефтегазоносность восточного погружения Аджаро-Триалетской складчатой системы: Автореф. дисс... канд. геол.-минерал. наук. Тбилиси, 1971. 27 с.

Джигуари Д.Г. Новые данные по стратиграфии и литологии гондвандской свиты. — В кн.: Проблемы геологии Аджаро-Триалетии. Тбилиси: Мецниереба, 1974, с. 80–98. (Тр. ГИН АН ГССР. Нов. сер.; Вып. 44).

Дзоциндзе Г.С., Твалчрелидзе Г.А. О некоторых особенностях вулканизма Болгарии и Грузии. — В кн.: Матер. Карпатско-Балкан. геол. ассоц. VII конгр. С.: Изд-во Болг. АН, 1965, с. 218–236.

Дзоциндзе Г.С., Тварчрелидзе Г.А. Некоторые особенности вулканизма и металлогении Среднегорско-Понтийско-Сомхетского пояса. — В кн.: Материалы Карп.-Балк. геол. ассоц. VII конгр.: Докл. сов. геол. Киев: Наук. думка, 1967, с. 165–190.

Добрев Т.В. Глубинные структуры Болгарии по геофизическим данным: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. С., 1972. 35 с.

Добрев Т., Димитров Л., Пищялов С. и др. Исследования върху дълбочинния строеж на Юго-Източна България по геофизични данни. — Сп. Бълг. геол. д-во, 1967, т. 28, № 1, с. 35–54.

Добрев Т.В., Шукин Ю.К. Геофизические поля и сейсмичность восточной части Карпатско-Балканского региона. М.: Наука, 1974. 170 с.

Закаридзе Г.С., Лордкипанидзе М.Б. О сопоставлении интрузивных и эффузивных пород палеогенового магматического комплекса Юго-Западной Аджарии. — Сообщ. АН ГССР, 1968, т. 52, № 3, с. 312–314.

Закаридзе Г.С., Лордкипанидзе М.Б. Палеогеновый магматический комплекс Юго-Западной Аджарии. — В кн.: Сб. тр. ТГУ, посвящ. акад. А.И. Джанелидзе. Тбилиси, 1972, с. 181–197.

Закаридзе Г.С., Лордкипанидзе М.Б., Пополитов Э.И. Вопросы геохимической эволюции вулканизма внутридуговых рифтов на примере Черноморско-Аджаро-Триалетского палеорифта. — Геохимия, 1978, № 6, с. 821–830.

Иваницкий Т.В. Геология, минералогия и геохимия свинцово-цинковых и полиметаллических месторождений Грузии. Тбилиси: Изд-во АН ГССР, 1963. 176 с.

Иванов Р. Към тектоногеохимичния анализ на горнокредния магматизъм в Източното Среднегорие. — Сп. Бълг. геол. д-во, 1979, с. 47–61.

Йовчев Й. Тектонски строеж на България. С.: Техника, 1971. 175 с.

Карагулева И., Костадинов В. Геоложки строеж на източната част от Лудокампийската зона. — Геотектон., тектонофиз. и геодин., 1977, т. 7, с. 42–75.

Ковачев В. Рудообразовательные процессы Зидаровского рудного поля (Восточное Среднегорье) — In: Abstr. 12th Congr. KBGA, Vis., 1981, p. 86–49.

Кропоткин П.Н. Механизм движений земной коры. — Геотектоника, 1967, № 5, с. 56–73.

Кулаксазов Г. Принос съм стратиграфията на горната креда и палеогена в Югоизточна България. — Изв. Геол. ин-т. Бълг. Сер. стратигр. и литол., 1974, т. 23, с. 51–64.

Кулаксазов Г., Станишева Г., Василев Д. Стратиграфски и петрографски изследвания на сенона в Югоизточна Странджа планина. — Изв. НИГИ, 1964, т. 1, с. 179–215.

Кънчев И. Тектоника на Елено-Твърдишка и Тревненска Стара планина. — В кн.: Прин. към геол. на Бълг. С., 1962, т. 1, с. 52–68.

Кънчев И. Стратиграфия на южния тип горна креда в Източна Стара планина между Вратник и Ришкия проход. — Изв. НИГИ, 1964, т. 1, с. 46–59.

Лалиев А.Г. Майкопская серия Грузии. М.: Недра, 1964. 307 с.

Лалиев А.Г., Закаридзе М.И., Цартели А.Л., Папава Д.Ю., Окруашивили П.И., Клидиашвили А.А. Новые данные по стратиграфии палеогеновых отложений западной части Аджаро-Триалетской складчатой системы. — Сообщ. АН ГССР, 1979, т. 94, № 1, с. 215–217.

Лебедев Л.И., Маловицкий Я.П., Муратов М.В., Шлезингер А.Е., Яншин А.Л. Сравнительно-тектонический анализ осадочных чехлов глубоководных бассейнов Средиземноморского пояса. — В кн.: Тектоника Средиземноморского пояса. М.: Наука, 1978, с. 22–40.

Лордкипанидзе М.Б., Закаридзе Г.С. Палеогеновый вулканизм Аджарии. — В кн.: Проблемы геологии Аджаро-Триалетии. Тбилиси: Мецниереба, 1974, с. 74–86. (Тр. ГИН АН ГССР. Нов. сер.; Вып. 44).

Лордкипанидзе М.Б., Закаридзе Г.С. Латеральная петрохимическая зональность базальтовых серий Западной Аджаро-Триалетии. — В кн.: Проблемы геологии Грузии. Тбилиси: Мецниереба, 1978, с. 84–95.

Лордкипанидзе М.Б., Надарейшвили Г.Ш. Палеогеновый вулканизм Гурии и Имеретии. — В кн.: Вопросы геологии

Грузии: К XXII сес. МГК. Тбилиси: Мецниереба, 1964, с. 189–207.

Маловицкий Я.П. О геотектонической природе Горного Крыма. — Мор. геология и геофизика, 1972, № 3, с. 23–41.

Маловицкий Я.П., Непрочнов Ю.П. (ред.). Стрoение западной части Черноморской впадины. М.: Наука, 1972. 235 с.

Маловицкий Я.П., Терехов А.А. Новые сведения о структуре мезокайнозойских образований в Прикавказской части Черного моря. — Мор. геология и геофизика, 1972, № 3, с. 37–51.

Маляков Й. Тектонско положение на низкокристаллинните метаморфити от Югоизточна Странджа. — Геотектон., тектонофиз. и геодинам., 1976, т. 5, с. 56–80.

Мефферт Б.В. Геология нефтепроявлений в Аджаро-Имеретинском хребте. М., 1932. 310 с.

Миндели П.М., Непрочнов Ю.П., Патря Е.И. Определение области отсутствия гранитного слоя в Черноморской впадине по данным ГСЗ и сейсмологии. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 2, с. 7–16.

Михайлов А.Е. Тектоника Добруджи. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1978, № 4, с. 3–12.

Михайлов А.Е., Успенская Е.А., Добрев Т.В., Зафиров С.И. и др. Тектоника северо-западной части Черноморской впадины. — Сов. геология, 1978, № 2, с. 129–136.

Муратов М.В. История Черноморского бассейна в связи с развитием окружающих его областей. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1951, т. 26, вып. 1, с. 7–35.

Муратов М.В. Основные черты геологического строения западной части Скифской плиты и Добруджи. — В кн.: Геология СССР. М.: Недра, 1969, т. 7, ч. 1, с. 57–82.

Муратов М.В. Объяснительная записка к тектонической карте УССР и МССР. Масштаб 1:1 000 000. Киев. 1972. 180 с.

Надарейшвили Г.Ш. Среднеэоценовый вулканизм Гурийского хребта и Южно-Имеретинского предгорья: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Тбилиси, 1968. 36 с.

Надарейшвили Г.Ш. Палеогеновый вулканизм Гурии. — В кн.: Проблемы геологии Аджаро-Триалетии. Тбилиси: Мецниереба, 1974, с. 37–52. (Тр. ГИН АН ГССР. Нов. сер.; Вып. 44).

Надарейшвили Г.Ш. Дайковые пояса альбского возраста Аджаро-Триалетской

зоны. — В кн.: Материалы V Всесоюз. вулканол. совещ. "Мезо-кайнозойский вулканизм и связанные с ним полезные ископаемые": Тез. докл. Тбилиси: Мецниереба, 1980, с. 219–220.

Надарейшвили Г.Ш. Меловой вулканизм Аджаро-Триалетии. Тбилиси: Мецниереба, 1981. 139 с.

Надирадзе В.Р., Кахадзе Э.И., Купарадзе М.Д. Вопросы металлогении Аджарского рудного района. — В кн.: Проблемы геологии Аджаро-Триалетии. Тбилиси: Мецниереба, 1974, с. 134–144.

Начев И. Седиментните формации в България. — Палеонтол., стратигр. и литол., 1976, т. 1, с. 65–129.

Папава Д.Ю. Геологическое строение части Триалетского хребта: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Тбилиси, 1966. 25 с.

Пекло В.П., Маловицкий Я.П., Дьяконов А.И., Сидоренко С.Ф. Тектоника области сочленения Тамани, Западного Кавказа и смежной части Черного моря. — В кн.: Комплексное исследование Черноморской впадины. М.: Наука, 1976, с. 82–86.

Петрова А., Васильев Е., Михайлова Л. и др. Литостратиграфия части верхнего мела в Бургасском районе. — Geol. Balcanica, 1980, vol. 10, N 4, p. 26–44.

Попов П. О структурной зональности молодояльпийского орудения в Балканидах. — В кн.: Сб. докл. "20 год ВМГИ". Варна, 1973, т. 2, с. 18–20.

Попов П. Върху тектоно-металогенното развитие на алпидитис в Балканския полуостров и положението на Балканидите. — Год. Висш. минно-геол. ин-т, 1981, т. 27, № 2, с. 106–119.

Попов П. Геоложки предпоставки за локализация на горнокредните ендегенни орудявания в Банато-Среднегорската металогенна зона. — Сп. Бълг. геол. д-во, 1982, т. 43, № 3, с. 65–79.

Попов П., Антимова Ц. Върху геоложкия строеж на западните части от Бургаския руден район. — Год. Висш. минно-геол. ин-т, 1982, т. 28, № 2, с. 27–42.

Попов П., Антимова Ц., Байрактаров И. и др. Магматизм и структура восточной части Бургасского рудного района. II. Литостратиграфия вулканических пород сенона. — Сп. Бълг. геол. д-во, 1980, т. 10, № 4, с. 35–51.

Пустильников М.Р., Кара В.И., Тер-

хов А.А., Шиманский А.А. О строении подводной окраины Большого Кавказа. — Геотектоника, 1980, № 1, с. 96–106.

Савов С. Тектоника на Южна Странджа. — В кн.: Прин. към геол. на Бълг. С., 1962, т. 1, с. 17–31.

Салуквадзе Н.Ш. Стратиграфия палеогеновых отложений Аджаро-Триалетии. — Тр. ГИН АН ГССР. Нов. сер., 1974, вып. 44, с. 70–73.

Саркисян С.Ш. К вопросу о формировании полиметаллического оруденения Аджарии. Тбилиси, 1957. 120 с.

Станишева Г. Верхнемеловые магматические формации в Бургасском синклинии. — Докл. Болг. АН, 1971, т. 24, № 11, с. 68–71.

Татишвили М.Г. О подразделении среднеэоценовой вулканогенной серии на южном склоне Ахалцихе-Имеретинского хребта. — Изв. геол. о-ва Грузии, 1967, т. 5, вып. 1, с. 84–89.

Татишвили М.Г. Эоценовый вулканизм. Месхети. — В кн.: Проблемы геологии Аджаро-Триалетии. Тбилиси: Мецниереба, 1974, с. 25–37. (Тр. ГИН АН ГССР. Нов. сер.; Вып. 44).

Твалтвадзе Г.К. Строение земной коры в Грузии и построение теоретических годографов. Тбилиси: Изд-во АН ГССР, 1960. 247 с.

Твалчрелидзе А.А. Глины бентонитовые асканит. — В кн.: Минеральные ресурсы ГССР. Тифлис: Техника да Шрома, 1933, с. 123–141.

Твалчрелидзе Г.А. Эндогенная металлогения Грузии. М.: Госгеолтехиздат, 1961, с. 342.

Твалчрелидзе Г.А. Некоторые особенности металлогении Средиземноморского геосинклинального пояса. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1964, т. 7, с. 212–237.

Тектоническая карта Болгарии. Масштаб 1:1 000 000. София, 1974.

Тектоническая карта Болгарии. Масштаб 1:500 000. София, 1977.

Тектоническая карта Кавказа. Масштаб 1:1 000 000. М., 1974.

Тектоническая карта Румынии. Масштаб 1:1 000 000. Бухарест, 1970.

Тектоническая карта УССР. Масштаб 1:1 000 000. Киев, 1969.

Тектоническая карта Юга СССР. Масштаб 1:1 000 000. Л., 1975.

Тектонски строеж на България. С., 1971. 451 с.

Терехов А.А. Современный структурный план мезо-кайнозойских отложений восточной части Черного моря: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1974. 24 с.

Терехов А.А. Особенности строения мезо-кайнозойских отложений в восточной части Черного моря (по материалам сейсмических исследований МВО). — Геотектоника, 1979, № 2, с. 108–121.

Терехов А.А., Мамошина К.И., Москаленко Э.П. О продолжении структур Северо-Западного Кавказа во впадине Черного моря. — Геотектоника, 1973, № 1, с. 113–120.

Терехов А.А., Хахалев Е.М., Маловицкий Я.П. Новые данные о геологическом строении Прикавказского континентального склона Черного моря. — Докл. АН СССР, 1970, т. 195, № 1, с. 211–215.

Туголесов Д.А. Современная структура Черноморской впадины. — Сов. геология, 1976, № 7, с. 85–98.

Хаин В.Е. Тектоника Кавказа. Некоторые очередные проблемы. — В кн.: Проблемы геологии Грузии. Тбилиси: Мецниереба, 1978, с. 274–287.

Цагарели А.Л. Верхний мел Грузии. Тбилиси, 1954. 462 с.

Цанков В., Кехайова М. Бележки върху стратиграфията на горната креда и палеогена в Айтоска Стара планина. — Год. Софийск. ун-т. Геол.-геогр. факт., 1963, т. 56, с. 25–48.

Цанков В., Кулаксазов Г., Савов С. Бележки върху стратиграфията на сенона и палеогена в Айтоска Стара планина. — Год. Софийск. ун-т Геол.-геогр. факт., 1962, т. 55, с. 65–81.

Чекунов А.В., Веселов А.А., Гильман А.И. Геологическое строение и история развития Черноморского прогиба. Киев, 1976. 160 с.

Чернов В.Г. К вопросу о строении дна Черного моря к югу от Крыма. — Геотектоника, 1970, № 5, с. 82–89.

Чернов В.Г. О составе верхнеюрских конгломератов горы Демерджи в Крыму. — Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1971, № 2, с. 18–28.

Чиковани А.А. Тектоника северной периферии Имеретинского хребта в связи с нефтеносностью. — В кн.: Материалы по геологии и нефтегазоносности Грузии. М., 1959, с. 112–142. (Тр. ВНИГНИ; Вып. 15).

Шлезингер А.Е. Структура Добруджи и Преддобруджинского прогиба. — Бюл. МОИМ. Отд. геол., 1968, вып. 2, с. 36–53.

Юров Ю.Г. Строение земной коры на Кавказе и изостазия. — Сов. геология, 1964, № 9, с. 47—61.

Янишин А.Л., Маловицкий Я.Н., Москаленко В.Н., Шимкус К.М., Шлезингер А.Е. Основные аспекты образования Черноморской впадины. — Докл. АН СССР, 1976, т. 229, № 1, с. 178—181.

Янишин А.Л., Маловицкий Я.П., Москаленко В.И., Николаева Е.Я., Шимкус К.М., Шлезингер А.Е. Структурные особенности осадочного чехла Черноморской впадины и их значение для понимания ее образования. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1977, т. 52, № 5, с. 42—70.

Antonijević I., Grulic A., Djordjevic M. Gornokredni paleorift istocni Srbije. — In: Metalogenija i koncepcije geotectonskog razvoju Jugoslavije. Beograd, 1974, s. 265—285.

Antonov M., Bairactarov I., Petrova A. et al. Upper Cretaceous resedimentation phenomena in the North-Eastern Stranja, SE Bulgaria. — С. r. Acad. Bulg. Sci., 1977, vol. 30, N 10, p. 1951—1954.

Brinkmann R. Geology of Western Anatolia: Geology and history of Turkey. Tripoli, 1971. 325 p.

Brinkmann R. Geologic relations between the Black Sea and Anatolia. — In: Black Sea-glogolu chemistry and biology. Tulsa (Okla), 1974 p. 125—148.

Brinkmann R. Geology of Turkey. Amsterdam etc.: Elsevier, 1976. 352 p.

Lordkipanidze M.B., Zakariadze G.S., Nadareishvili G.Sh. The Paleogene volcanism of the Caucasus. — Himalayan Geol., 1977, vol. 7, p. 125—136.

Lordkipanidze M.B., Zakariadze G.S., Popolitov E.I. Volcanic evolution of the marginal and interior basins. — Tectonophysics, 1977, vol. 7, p. 71—83.

Mutihac V., Jonesi L. Geologia Romani. Buc., 1974. 646 p.

Nachev T.K. On the Upper Cretaceous basin model in the Srednogorie zone. — С. r. Acad. Bulg. Sci., 1978, vol. 31, N 2, p. 213—216.

Pavoni N. Die Nordanatolische Horizontalverschiebung. — Geol. Rdsch., 1961, Bd. 55, N 1, S. 186.

Popov P. Magmatectonic features of the Banat-Srednogorie belt. — Geol. Balcanica, 1981, vol. 11, N 2, p. 43—72.

Popov P., Bairactarov I., Marinov T. Magmatism and structure of the eastern part of the Burgas ore region. — Geol. Balcanica, 1974, vol. 9, N 2, p. 109—124.

Ross D.A., Vchupi E., Bowin C.O. Shallow structure of the Black Sea. — Amer. Assoc. Geol. Mem., 1974, N 20, p. 25—48.

Vassileff L., Stanisheva G. Metallogeny of the Eurasian copper belt, sector Bulgaria. — Geol. Balcanica, 1981, vol. 11, N 2, p. 73—87.

СОДЕРЖАНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ <i>А.Е. Михайлов, Г.А. Твалчрелидзе</i>	3
ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ ПОЯСА	5
Юго-Восточная Болгария	5
Стратиграфия. <i>П.Н. Попов, Ц.В. Антимова, И.П. Байрактаров, Т.М. Маринов, Й.Г. Малянов, Л.Ж. Нафтали, М.С. Антонов, С.И. Зафиров, М.С. Моев</i>	5
Интрузивные породы. <i>П.Н. Попов, Т.М. Маринов</i>	13
Тектоника. <i>И.П. Попов</i>	15
Северо-Западная Турция. <i>А.Е. Михайлов</i>	20
Стратиграфия	20
Интрузивные породы	23
Тектоника	23
Юго-Западная Грузия	28
Стратиграфия. <i>И.П. Гамкрелидзе, М.Б. Лордкипанидзе, Г.Ш. Надарейшвили</i>	31
Интрузивные породы. <i>М.Б. Лордкипанидзе</i>	44
Тектоника. <i>И.П. Гамкрелидзе</i>	44
СТРОЕНИЕ И РАЗВИТИЕ ПОЯСА	50
Общее строение пояса. <i>А.Е. Михайлов</i>	50
Петрология вулканических пород пояса.	50
Восточная часть Среднегорского пояса. <i>П.Н. Попов, Ц.В. Антимова, Т.М. Маринов, И.П. Байрактаров</i>	52
Аджаро-Триалетская зона. <i>И.П. Гамкрелидзе, М.Б. Лордкипанидзе, Г.Ш. Надарейшвили</i>	56
МЕТАЛЛОГЕНИЯ ПОЯСА	67
Восточная часть Среднегорского пояса. <i>В.В. Ковачев, С.Б. Страшимиров</i>	68
Понтийский пояс. <i>А.Е. Михайлов, Г.А. Твалчрелидзе</i>	71
Аджаро-Триалетская зона. <i>Г.А. Твалчрелидзе, В.И. Гугушвили</i>	71
ВОПРОСЫ ОБРАЗОВАНИЯ И РАЗВИТИЯ ВПАДИНЫ ЧЕРНОГО МОРЯ. <i>А.Е. Михайлов</i>	78
ЛИТЕРАТУРА	78



Рис. 1. Геологическая карта Восточного Среднегорья. Составили П. Попов, А. Петров, С. Антимова, И. Маляков, Й. Иовчев

1 - палеогеновые-четвертичные отложения; 2 - верхний карбонатно-терригенный комплекс (маастрихт); 3-5 - верхнемеловые гипабиссальные интрузивы: 3 - щелочные, 4 - толеитовые, 5 - кальциево-щелочные; 6-19 - верхнемеловой осадочно-вулканогенный комплекс, свиты: 6 - драгановская, 7 - медовская, 8 - тынковская, 9 - новопаничаревская, 10 - росенская, 11 - светспаский, 12 - ямболский, 13 - кабиленский, 14 - чокобский, 15 - меднокладенский, 16 - трапопольская, 17 - судийскопольская, 18 - казылджикская, 19 - бистрецкая, 20 - кубадинская, 21 - пынчевская, 22 - велеская, 23 - олигостромовая толща, 24 - бродиловская; 25 - нижне-

меловые породы; 26 - палеозойские граниты; 27 - девонские породы; 28 - нижнепалеозойские зеленосланцевые породы; 29 - докембрийские метаморфические породы; 30 - главные вулканы и интрузивы: 1 - Папийский, 2 - Зидаровский, 3 - Вырлибржский, 4 - Росенский, 5 - Тынковский, 6 - Дубнишский, 7 - Баневский, 8 - Болгаровский, 9 - Войнишский, 10 - Тамаринский, 11 - Светспаский, 12 - Ямболский, 13 - Кабиленский, 14 - Чокобский, 15 - Меднокладенский, 16 - Трапопольский, 17 - Малкотырновский, 18 - Желязковский, 19 - Оманский, 20 - Гранитовский, 21 - Монастирский, 22 - Великовецкий

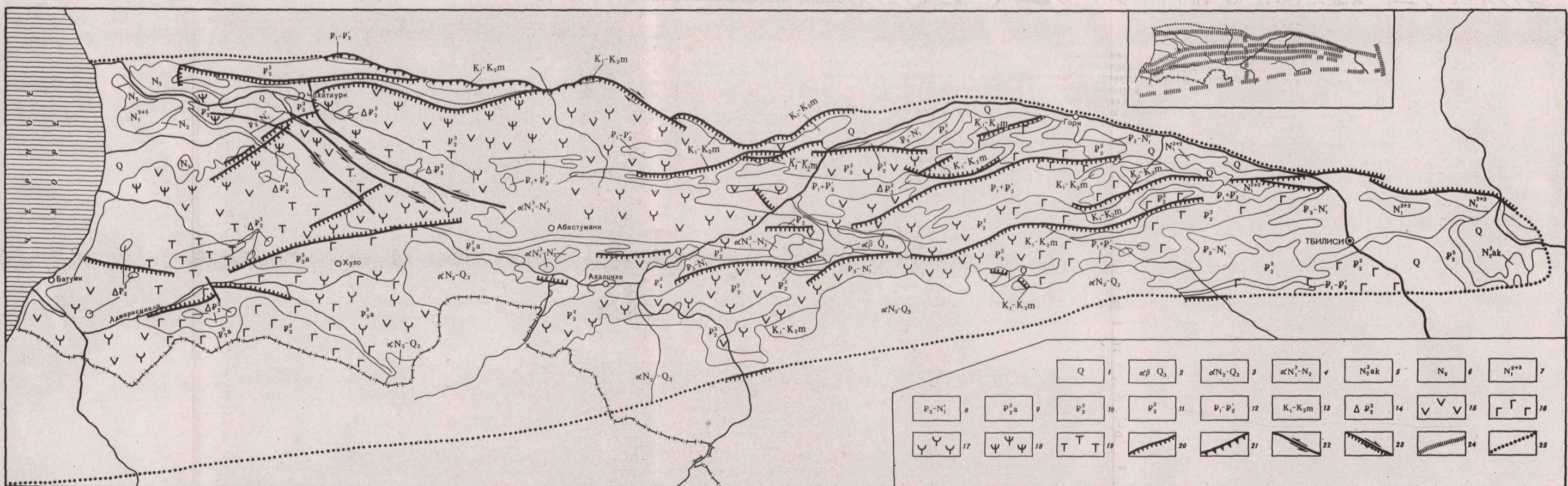


Рис. 6. Геологическая схема Аджаро-Триалетской складчатой зоны, по И.П. Гамкрелидзе

1 - четвертичные отложения; 2 - верхнечетвертичные андезитовые лавы; 3 - верхнеплиоцен-нижнеплиоценовые долеритовые, андезитовые и дацитовые лавы; 4 - верхнемиоцен-нижнеплиоценовые эффузивы (андезиты, базальты, дациты и их пирокластиты); 5 - верхний плиоцен (акчагыл), глины, песчаники и конгломераты; 6 - плиоцен (без подразделения), глины, песчаники, конгломераты; 7 - средний и верхний миоцен, глины, песчаники, конгломераты, известняки и мергели; 8 - олигоцен и нижний миоцен (майкопская серия); 9 - верхний эоцен (адигенская и нададигенская свиты), андезиты, трахандезиты, трахбазальты, субщелочные базальты и их пирокластиты; 10 - верхний эоцен (терригенная фация); 11 - среднеэоценовая вулканогенная формация (ликанская, квабисхевская, или наггаревская и чидильская, или двирская свиты), преимущественно субщелочные базальты, большей частью разделенные дифференцированной серией

пород, местами (в юго-восточной Аджарии и в восточной части Триалетского хребта) известково-щелочные пироксеновые андезиты и дациты; 12 - палеоцен-нижнеэоценовая флишевая формация (боржомская свита), на северном и южном краях зоны малоомощные пестроцветные мергели и глины; 13 - нижний мел (альб) и верхний мел (сеноман-маастрихт), в нижней части (альб-нижний турон, местами сеноман-низы маастрихта) вулканогенно-осадочный комплекс, в верхней - известняковая толща; 14 - среднеэоценовые субвулканитические и штоковые тела габбро-эссекситов, габбро-монцититов, кварцевых диоритов, сиенитов и щелочных сиенитов; 15-16 - породы преимущественно основного (15) и среднего (16) состава; 17 - субщелочные породы; 18 - щелочные породы; 19 - породы толеитового состава; 20 - взбросы и надвиги; 21 - подошва тектонического покрова; 22 - сбросо-сдвиги; 23 - взбросо-сдвиги; 24 - глубинные разломы (на врезке); 25 - граница Аджаро-Триалетской зоны

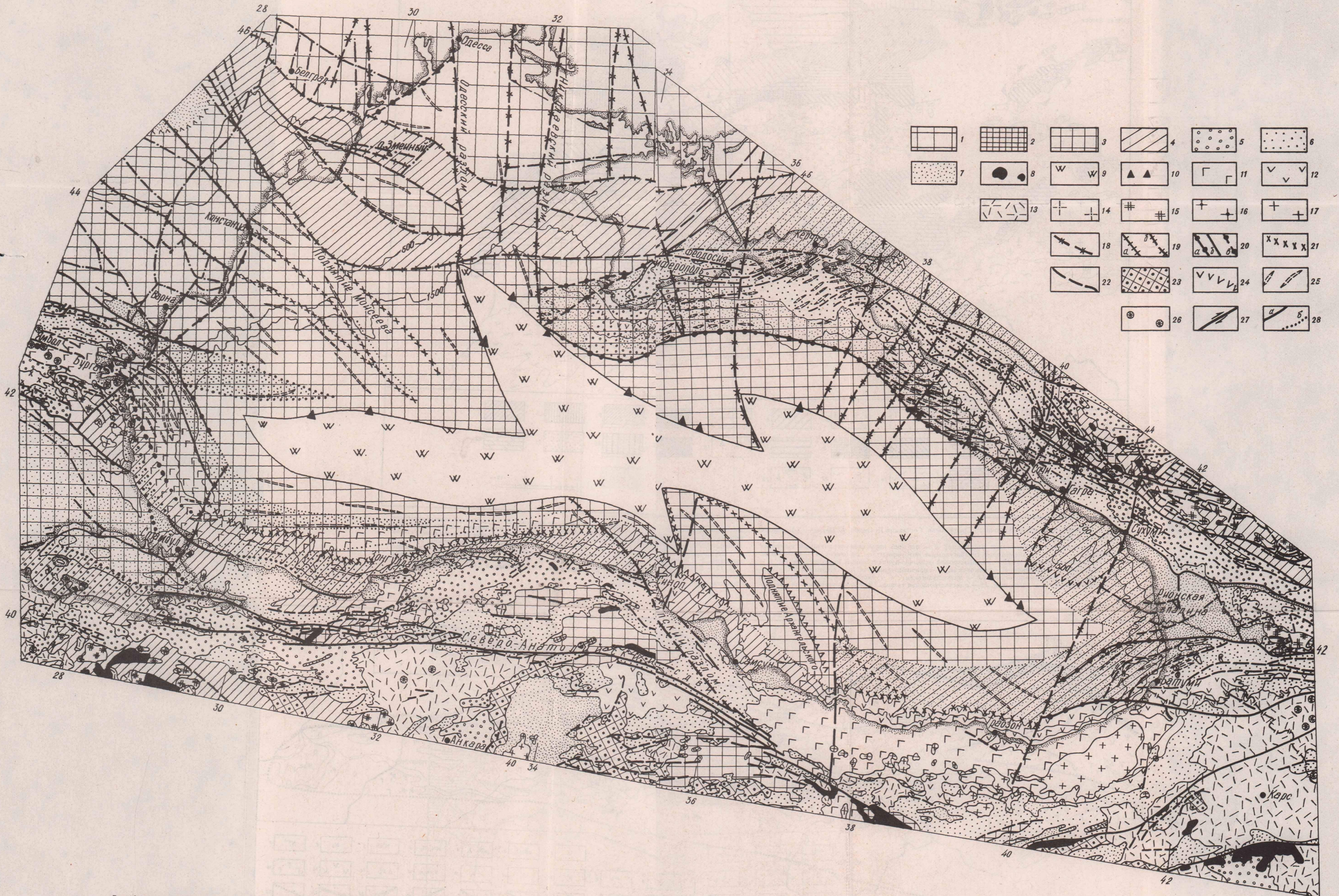


Рис. 18. Тектоническая карта акватории Черного моря и прилегающих территорий. Составил А.Е. Михайлов (1983 г.)
 1 - кристаллический фундамент Восточно-Европейской платформы (AR-PR); 2 - добайкальский метаморфический комплекс; 3 - байкальский складчатый комплекс (PR-E); 4 - палеозойский складчатый комплекс (T-K); 5 - раннеальпийский складчатый комплекс (T-J₁), на Балканах (T-K); 6 - позднеальпийский складчатый комплекс (J₂-P₂); 7 - орогенный эпипальеозойский складчатый молассовый комплекс (P₁-O); 8 - ультрабазиты; 9 - безгранитная земная кора; 10 - пункты, в которых установлено выклинивание гранитного слоя; 11 - вулканы альб-верхнемелового возраста; 12 - вулканы среднего палеогена; 13 - вулканы верхнего неогена-четвертичной системы;

14 - докембрийские гранитоиды; 15 - палеозойские гранитоиды; 16 - мезозойские гранитоиды; 17 - палеогеновые гранитоиды; 18-20 - глубинные разломы: 18 - активные в дорифейские геотектонические этапы, 19 - активные в палеозое, установленные по геологическим (а) и геофизическим (б) данным, 20 - активные в альпийский геотектонический этап, установленные по геологическим (а), геофизическим (б) и космофотосъемочным (в) данным; 21 - линейменты, установленные по геоморфологическим и геофизическим данным, интерпретируемые как разрывные структуры; 22 - крупные разрывы; 23 - офиолитовый меланж с осадочными олистолитами; 24 - флексуры; 25 - антиклинальные складки в орогенном чехле; 26 - палеовулканы; 27 - направление сдвиговых смещений; 28 - геологические границы: а - установленные, б - предполагаемые



81hh

1 р. 30 к.

4413



« НАУКА »