

К. Н. ПАФФЕНГОЛЬЦ

КАВКАЗ-
КАРПАТЫ-
БАЛКАНЫ

На четвертой странице об-
ложки:

Большой Кавказ, Главный
хребет. Пример длительных
вертикальных колебательных
движений газного знака.



Հ Ս Ս Հ Գ Ի Տ Ո Ւ Թ Յ Ո Ւ Ն Ն Ե Ր Ի Ա Կ Ա Գ Ե Մ Ի Ա

ԵՐԿՐԱԲԱՆԱԿԱՆ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԻՆՍՏԻՏՈՒՏ

Կ. Ն. ՊԱՅՑԵՆՀՈՒՅ

ԿՈՎԿԱՍ-ԿԱՐՊԱՏՆԵՐ-ԲԱԼԿԱՆՆԵՐ

(ԵՐԿՐԱԲԱՆԱ.-ՏԵԿՏՈՆԱԿԱՆ ԱԿՆԱՐԿ)

551.0

П 21

Под редакцией
С. С. МКРТЧЯНА

2-9-1

ПРЕДИСЛОВИЕ

Наиболее могущественные горные цепи на Земле суть лишь подчиненные члены весьма значительных структурных отношений, обнимающих земной шар. Можно, конечно, изучить и подробно описать строение какой-либо горной местности, но нельзя дать ему научного объяснения, не рассматривая этой местности в ее отношениях к распределению гор на Земле вообще.

Э. ЗЮСС «Лик земли»

В сложном комплексе эндогенных процессов... геология призвана раскрыть историю глубинных процессов и закономерности их развития и их взаимных сочетаний во времени и пространстве.

В. В. БЕЛОУСОВ

Грандиозные величественные горные сооружения Кавказа не имеют непосредственного соединения с Карпатами и Балканами, отделяясь обширной (1130×610 км; площадь около 413 000 км²) акваторией Черного моря. Указанные регионы в настоящее время считаются геологически хорошо изученными, но параллелизация их все же встречает известные трудности, так как выделенные тектонические зоны, естественно, должны кулисообразно смещаться по простиранию, соответственно меняя свой фациальный облик.

Все многочисленные своеобразные геологические структуры сложены разнообразными и разновозрастными геологическими формациями; особый интерес представляет Черноморская впадина с ее субокеаническим типом строения коры. Складчатые системы с передовыми (краевыми) прогибами представляют собой геосинклинали всех возрастов; хорошо выражены разломы различных типов и возрастов, некоторые из них оживляются, проявляясь ныне в форме неотектонических движений.

Для суждения о геологии описываемых областей в настоящее время, помимо материалов детальных геологических съе-

мок, имеются весьма ценные данные результатов глубокого бурения, региональных сейсмических исследований на суше и геофизических работ на море.

Сводные работы по геологическому строению Причерноморья появлялись неоднократно, подводя итоги определенных этапов геологических исследований. Предлагаемая работа представляет очередной синтез; некоторые вопросы разрешаются с той или иной степенью вероятности, для других же объективно разбираются расхождения в их трактовке, намечаются необходимые исследования для получения недостающего материала.

ВВЕДЕНИЕ

Список работ по геологии Причерноморья весьма обширен; поэтому при изложении истории геологических исследований естественно было попытаться выделить основные ее этапы, что хорошо сделано А. В. Чекуновым и В. И. Славным (1969). Указанные авторы выделяют пять этапов: 1 — в южно-днепровской части Украины до 1885 г., а в Крыму — до 1899 г. и в Западном Предкавказье — до 1907 г.; 2 — в южно-днепровской части Украины с 1885 г., в Крыму — с 1899 г., в Западном Предкавказье — с 1907 — 1920 гг.; 3 — с 1920 — 1941 гг.; 4 — с 1944—1956 гг.; 5 — с 1957—1968 гг.

Для каждого этапа приводятся краткие результаты главнейших геологических исследований, иллюстрируемые соответствующими тектоническими схемами, наглядно отражающими эволюцию во взглядах на структуру Крымско-Кавказской геосинклинальной области и южной окраины Русской платформы.

Приведен большой, но не исчерпывающий список главнейших исследований, синтезировавших накопленный материал. Эти работы — наиболее обобщающие или определяют ныне существующие представления о тектоническом строении, истории геологического развития и нефтегазоносности юга европейской части СССР и Черного моря.

Альпийскую систему складчатых горных сооружений выделил Э. Зюсс (1883), разделив ее на три ветви: Западно-средиземноморскую (Апеннины, Атлас, Бетские Кордильеры), собственно Альпийскую (Альпы—Карпаты, Балканский хребет), Динаро-Таврскую (Динариды, Греция, Малая Азия).

В пределах Альпийской складчатой области главнейшую роль играют складчатые структуры альпийского геосинклинального периода развития, представленные антиклинориями, мегаантиклинориями, синклинориями и срединными массивами. В ограничении этих структурных элементов большую роль играют глубинные разломы.

Структурами более позднего этапа развития и совершенно другого типа являются межгорные впадины и краевые прогибы вместе с разделяющими их горными поднятиями.

Кроме того, особым типом структур являются глубинные современные котловины внутренних морей — Средиземного, Черного, Каспийского и др.

Развитие земной коры представляется в виде единого процесса, хорошо прослеживаемого, во всяком случае, от протерозоя до наших дней, в котором каледонский, герцинский и альпийский этапы представляют лишь определенные стадии, не похожие буквально одна на другую (Н. С. Шатский, 1960).

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОТДЕЛЬНЫХ РЕГИОНОВ

КАВКАЗ

Территория Кавказа отличается сложностью геологического строения, многообразием геоморфологических форм и длительной историей формирования рельефа. Это грандиозное горное сооружение делится на две крупные морфологические единицы — Большой Кавказ и Малый Кавказ, между которыми располагается Рионо-Курильская депрессия. Малый Кавказ входит в систему горных хребтов северной части Малой Азии, а Большой Кавказ является изолированным, отделяясь от Русской платформы обширной Северо-Кавказской равниной.

В тектоническом отношении Кавказ представляет сложную систему разновозрастных складок в общем северо-западного (общекавказского) простирания, разбитых продольными (и диагональными) разрывами на вытянутые в указанном направлении глыбы (блоки), представляющие тектонические зоны разного порядка. Последние сложены разнообразными слонстыми осадками различного состава (фациального) и мощности; подлежат им обычно интенсивно дислоцированные участки жесткого древнего субстрата, представленного метаморфическими и кристаллическими породами. Эти участки субстрата (глыбы, блоки расколота платформы) предопределили с начала их возникновения дальнейшую историю геологического развития области. Они (глыбы) то опускались, то поднимались вдоль ограничивающих их разломов, чем обусловлено различие в накапливающихся на них осадках. Эти движения проявляются в течение всей геологической истории Кавказа, причем доказывається, что, во всяком случае с палеозоя и по четвертичное время включительно, происходят самостоятельные вертикальные движения с переменным знаком. Начиная с конца (?) палеогена в области Большого и Малого Кавказа происходят преимущественно поднятия, притом неравномерные. Погребенные разломы субстрата сказываются в строении мезо-кайнозойских структурных этажей—в виде разнонаправленных деформаций как разрывных, так и складча-

тых. Последние могут, таким образом, считаться своего рода признаками разломов на дневной поверхности.

Разломы могут быть выводными каналами для магматических расплавов на протяжении формирования отложений многих вулканогенных свит. Обнаруживаются они при картировании по смене (взаимоотношению) фаций. Стабилизируются лишь после внедрения по ним разнообразных интрузий. По ним же, вероятно, протекает завершающий этап — проявление разновозрастных гидротермальных образований. Развитие глубинных разломов определяется взаимодействием мантии с земной корой (В. А. Апродов, 1964).

На Большом Кавказе отчетливо выявляются три разновозрастных глубинных разлома: 1 — на севере, на границе нынешней скифской платформы и мобильной зоны Кавказского хребта (см. рис. 1) — наиболее древний, зародившийся, вероятно, еще в протерозое; 2 — разлом внутри складчатой зоны Б. Кавказа, обусловивший впоследствии образование «надвига Главного хребта» с рядом ответвлений и имеющий в разных участках различные названия (Адайкомский, Квенамтско-тибский и др.); 3 — разлом вдоль южного склона Главного хребта, по которому впоследствии развился соответствующий надвиг. Первый из указанных разломов можно классифицировать как приплатформенный, а другие два — как геосинклинальные глубинные разломы (Кавказской приплатформенной геосинклинали).

На территории Малого Кавказа можно с уверенностью говорить о наличии лишь двух глубинных разломов; вдоль них ныне располагаются: 1 — в центральной части области — так называемый надвиг (поддвиг) Малого Кавказа с сопутствующей ему серией кулисообразно расположенных сбросов и взбросов, а на юге — Гиратахско-Даралагёзская зона надвигов и сбросов. Они являются крупнейшими дизъюнктивными элементами Малого Кавказа — границами тектонических зон (К. Н. Паффенгольц, 1970).

Наличие глубинного разлома можно предполагать также вдоль Аджаро-Триалетской складчатой зоны; им обусловлено интенсивное прогибание и мощные проявления эффузивного вулканизма этой области (в прошлом эвгеосинклинали) и последующее развитие серии надвигов.

Подобный разлом приурочен, видимо, и к Сомхетско-Ганджинской зоне, сложенной мощными вулканогенными толщами юры, интродуцированной многочисленными третичными интрузиями.

Таким образом, тектонический процесс в известный нам отрезок геологического времени в крупном плане включает-

ся в неравномерном и неодновременном опускании (и соответствующем относительном поднятии).

Преобладающая часть складок Кавказа является линейной, вытянутой в «кавказском» направлении (СЗ-ЮВ), что говорит о выдержанном ориентированном направлении давления (с СВ и ЮЗ). Соответственно и блоки первоначального расколотого субстрата палеозойской геосинклинали были вытянуты в том же направлении. В дальнейшем при сближении платформ (?) блоки раскалывались по диагональным (преимущественно) разломам на более мелкие глыбы, движение по которым с разной амплитудой и знаком продолжалось до плиоцена включительно. Местами они оживляются и в настоящее время, о чем свидетельствуют сейсмические явления, к ним приуроченные.

Неотектонические активные разломы разделяются по генетическим признакам на три группы: 1— тектоническую, 2— сейсмо-тектоническую и 3— сейсмо-гравитационную (А. Б. Островский, 1968).

Движением по указанным различно ориентированным (косым) более мелким блокам и глыбам обусловлено происхождение складок других направлений (антикавказского, широтного и др.), так как они должны были к ним «пристраиваться» (обтекать).

Образовавшиеся в результате деформации различные структурные элементы не являются изолированными; при своем образовании они всегда связываются с другими элементами, образуя в сочетании с ними структурную систему. Необходимо поэтому установить в первую очередь закономерности геолого-структурных явлений, а затем выявить причины, обуславливающие эти закономерности с точки зрения механики.

Составление тектонических карт и схем районирования затруднительно, потому что ныне основные понятия тектоники трактуются разными авторами существенно различно, соответственно высказываются разнообразные суждения о строении одного и того же района. До сего времени остаются гипотетическими такие важные для теории понятия, как замыкание геосинклиналей, консолидация, инверсия, разрастание платформы и др.

Поэтому необходимо в тектонике строго отделить достоверное от предполагаемого, обобщения от гипотезы.

По характеру осадконакопления, проявлению тектонических дислокаций, магматизму, метаморфизму и данным геофизических исследований на территории Кавказа выделяются следующие шесть (рис. 1) основных крупных структурных

комплексов, расчленяющихся, естественно, в свою очередь на ряд зон (и элементов).

I. Ергенинское плато — платформы на верхнепалеозойском основании (погребенный складчатый Донбасс).

II. Предкавказье (передовой прогиб среднепалеозойского времени, ныне эпигерцинская платформа).

III. Большой Кавказ (крупный антиклинорий).

IV. Рионо-Куринская депрессия (обширный межгорный прогиб).

V. Малый Кавказ (крупный антиклинорий).

VI. Депрессия Аракса — северный край Анатолийско-Иранского межгорного прогиба.

Каждый комплекс (кроме I и VI) расчленяется еще на ряд зон, отличающихся как размерами, так и интенсивностью складкообразования и вулканизмом (К. Н. Паффенгольц, 1970).

Несколько слов о термине мегаантиклинорий. Некоторые исследователи применяют его по отношению ко всему Кавказу, другие — к Большому и Малому Кавказу в отдельности, третьи — к крупным структурам внутри тектонических зон Большого и Малого Кавказа, а антиклинорий — к обыкновенным более или менее крупным антиклиналям. Проще пользоваться лишь терминами антиклинорий и синклинорий с различными прилагательными.

I. Ергенинское плато сложено в основном лессовидными суглинками водоразделов, из-под которых лишь местами по оврагам обнажаются верхнеплиоценовые пески так называемой ергенинской серии. Данными многочисленных буровых скважин установлено, что под маломощным чехлом мезо- и кайнозойских отложений здесь располагается целый ряд погребенных структур пород карбонового возраста. По данным геофизических исследований и опорного бурения сюда протягивается из районов открытого Донбасса целый ряд известных там структур (А. Я. Дубинский и др.).

Подмечено общее соответствие структурных форм карбона и третичных отложений, но разнящихся, конечно, в деталях; более молодые структуры характеризуются брахискладчатыми формами. Шарниры крупных складок поднимаются к западу — северо-западу.

Эта зона погребенных структур отчетливо прослежена буровыми и геофизическими работами далее к юго-востоку в район Прикаспийской низменности, а затем через северную часть Каспия далее к востоку, где она соответствует грандиозной Центральной Арало-Каспийской антиклинальной зоне пологих складок мезозойского и кайнозойского возраста, установленной С. С. Шульцем (1955). Интересно отметить, что в

мелководной части Каспия проходит область погружения шарнира зоны, вновь поднимающегося на восточном его берегу.

Далее следует отметить вывод упомянутого автора, основанный на структурно-фациальном анализе, что не только крупные структуры зоны Прикаспия, но и отдельные складки формировались здесь длительно и одновременно с аккумуляцией слагающих эти складки мезо- и кайнозойских отложений, т. е. здесь имеется наглядный пример конседиментационной складчатости.

II. Предкавказье. Комплекс Предкавказья ограничен на севере долиной Манычей, а на юге—южной границей эпигерцинской (Скифской) плиты, хорошо обрисовывающейся на геологических разрезах.

Предкавказье сложено мощным (до 6—8 км) комплексом мезо- и кайнозойских пород на верхнепалеозойском складчатом фундаменте. Это характеризует зону как краевой прогиб по отношению к южному краю Русской платформы или передовой прогиб по отношению к складчатой системе альпийского Кавказа.

Скифская плита представляет собой относительно узкий участок эпигерцинской платформы, вытянутый вдоль южного края Восточно-Европейской докембрийской платформы. Она отделяет последнюю от альпийских складчатых структур Кавказа, Крыма, Балкан и южной части Карпатской дуги.

Скифская плита охватывает равнинный Северный Кавказ (Предкавказье), часть акватории Азовского моря, равнинный Крым и участок дна северо-западной части Черного моря (к западу от берегов Крыма). Дальнейшим ее продолжением является массив Добруджи и Мизийская плита, включая Валахскую (Нижне-Дунайскую) впадину и Северо-Болгарское поднятие. По-видимому, очень узкое продолжение Скифской плиты протягивается вдоль Восточных Карпат, отделяя их от платформы, но здесь палеозойское основание плиты глубоко погружено под Предкарпатский неогеновый прогиб и выявляется лишь местами в виде гряды погребенных герцинид (М. В. Муратов, 1964). На востоке через северную часть Каспийского моря Скифская плита соединяется с Туранской плитой Закаспия. Складчатое палеозойское основание Скифской плиты является прямым продолжением складчатого фундамента равнинной части Средней Азии.

Внутри герцинской складчатой области есть отдельные межгорные прогибы, в которых непрерывное осадконакопление продолжалось до начала верхнего триаса, а интенсивная складчатость произошла в норийский век (Мангышлак).

В строении осадочного чехла плиты участвуют триасовые, юрские, меловые, палеогеновые, неогеновые и четвертичные отложения. Несмотря на небольшую ширину Скифская плита имеет, как показали многочисленные буровые скважины, сложное строение и расчленяется на ряд крупных поднятий и впадин, которые осложнены более мелкими грабенами, валами, рядами куполов и другими нарушениями (М. В. Муратов, 1964).

Наиболее крупная система грабенообразных впадин располагается вдоль северного края Скифской плиты по ее границе с Восточно-Европейской платформой (Преддобруджинский (Придунайский) прогиб, Каркинитский, Сивашский, Северо-Азовский, Березовский). Важнейшим структурным элементом, отделяющим Скифскую плиту от платформенных структур на погребенном продолжении Донецкого бассейна—является Манычский прогиб, генетически связанный с большим разломом.

Восточно-Кубанская впадина ограничена с С и Ю системами разломов и флексур. К востоку впадина замыкается, и здесь на ее замыкании в пределах Минераловодского выступа палеозойский фундамент сильно приподнят и разбит сетью разломов, с которыми связано расположение лакколитов района Кавказских Минеральных Вод.

В составе комплекса Предкавказья различаются несколько элементов; главное место здесь занимают

1. **Ставропольское антиклинальное поднятие** (сложная брахиантиклиналь широтного направления) и неразрывно с ним связанные

2. **Азово-Кубанская** и

3. **Терско-Кумская впадины**. Границы между ними расплывчатые.

4. **Таманская зона** является связующей (переходной) между Азово-Кубанской впадиной и комплексом Большого Кавказа. Сложена она слабодислоцированными маломощными третичными отложениями. К ядрам многих различно ориентированных брахиантиклиналей Таманского полуострова, видимо осложненных разрывами, приурочены грязевые вулканы. Некоторые складки диапирового типа.

В среднемиоценовое и плиоценовое время происходит постепенное прогрессивное опускание краевой части платформы, и различные ярусы указанного времени, перекрывая друг друга, продвигаются к югу.

5. **Северо-Кавказская моноклинал** расположена к югу от Ставропольского поднятия, протягиваясь от верховьев р. Белой на западе до р. Ардон на востоке. Эта моноклинал в районе к югу от гор. Невинномысска сочленяется со Ставро-

польским поднятием посредством второстепенной синклинали общекавказского направления. В пределах моноклинали залегают весьма полого не только породы третичного разреза, но и меловые и юрские; последним подлежит протерозойский и нижнепалеозойский субстрат. Общий уклон пород к северу — северо-востоку, наблюдаются малоамплитудные сбросы. Вдоль южной границы моноклинали протягивается широтная зона крупнейших разломов в палеозойском фундаменте.

На крайнем юго-востоке описываемая моноклинали сочленяется с Терско-Сунженской зоной краевых складок. Здесь (на Ардоно-Терской равнине), по геофизическим данным, вдоль р. Терек наблюдается разлом в фундаменте северо-восточного направления. Северный блок приподнят по отношению к южному на 1,5—2 км, и глубина до фундамента в пределах северного блока определяется в 6,5—8 км, а южного — 10—12 (В. Д. Шепелев, 1968).

6. Терско-Сунженская зона складок располагается к востоку — юго-востоку от Северо-Кавказской моноклинали и является (идентично Таманской зоне) связующей между Терско-Кумской впадиной и комплексом восточной части Большого Кавказа. Сложена зона третичными отложениями, протягивается без перерыва далее к юго-востоку вдоль Дагестанского побережья Каспия. Здесь складки развиты также главным образом в покрове третичных отложений; подстилающий же их меловой и юрский субстрат дислоцирован более или менее интенсивно лишь в районе р. Сулак и гор. Махач-кала.

За последние годы буровыми скважинами в мезозойских отложениях правобережья Терека установлены разрывные нарушения взбросового и надвигового типов со смещением слоев в направлении с юга на север. Амплитуда смещения достигает иногда нескольких километров (А. Е. Саламатин, 1968).

Формирование краевого прогиба этой зоны, возникшего в начале позднеюрской эпохи, продолжалось до конца миоцена, когда на Кавказе произошла общая инверсия геотектонического режима. При этом возникали асимметричные складки (коробления), а также крупные пологие надвиги.

Указанные разрывные нарушения в мезозойском комплексе отложений Терско-Каспийского прогиба носят региональный характер и, по всей вероятности, продолжаются и далее к востоку от Карабулак-Ачалукского и Заманкульского районов (В. Ф. Талалаев, 1968).

Терско-Каспийский предгорный прогиб характеризуется спокойным гравитационным полем, интенсивные локальные аномалии отмечаются здесь лишь в области передовых хребтов. Гравитационное поле отрицательное, в северном направ-

лении происходит постепенное увеличение значений силы тяжести (В. И. Резников, 1968).

Предкавказье в целом представляет собой типичную молодую платформу, сложенную интенсивно дислоцированным герцинским основанием и спокойно, в общем, залегающим мезо- и кайнозойским чехлом, осложненным весьма пологими брахискладками. Эта молодая платформа возникла и формировалась в зоне сочленения Кавказской геосинклинали с краевой зоной Русской платформы, почему оказалась вовлеченной в систему краевого прогиба.

Домезозойский складчатый фундамент Предкавказья сложен архейскими гнейсовидными гранитами Азовского сводового поднятия и породами девонской и каменноугольной систем, в разной степени метаморфизованными. Буровыми скважинами обнаружены магматические жильные тела основного состава.

Мезозойские и кайнозойские отложения на большей части Предкавказья представлены аптом и альбом, верхним мелом, третичными и четвертичными породами. Из более древних образований мезозоя известны осадки юры и триаса, лежащие уже северные предгорья Большого Кавказа. Наиболее древними членами мезозойского комплекса, из числа известных в центральном Предкавказье, являются отложения титона и неокома, вскрытые в Нагитской скважине в районе Кавказских Минеральных Вод (КМВ).

Мощности отложений юры, мела и третичной системы закономерно уменьшаются к северу. Наибольшие мощности этих осадков фиксированы вдоль южного края зоны — вдоль оси намечающегося предгорного прогиба.

Главным элементом домезозойской складчатой структуры Предкавказья является восточное продолжение Азовского сводового поднятия. Последнее, погружающееся к востоку — юго-востоку, обусловило отделение, начиная с верхней перми — нижнего мезозоя, северной и южной ветвей некогда единой донецкой складчатой системы.

Ставропольское поднятие считалось до последнего времени близмеридиональным, в то время как все структуры, выявленные на нем, имеют почти широтное и общекавказское направление. Под мезозойскими отложениями здесь располагаются, по данным бурения, породы карбона (существенно метаморфизованные и интенсивно дислоцированные). Представляет оно периферическую часть складчатой системы, примыкающей к Большому Донбассу, его южное высоко приподнятое крыло. Южная же часть поднятия, ближе к Кавказу, является переработанной геоантиклинальной зоной среднепалеозойской складчатости.

Предкавказский краевой прогиб возник еще в предаптское время, однако основные структуры этой территории обозначились только в миоценовый период и окончательно сформировались лишь в послепонтическую эпоху.

В истории развития Скифской плиты выделяются три главных этапа. Первый из них связан с эпохой, когда после герцинской складчатости вся плита была поднята выше уровня моря и, вероятно, местами обладала горным рельефом. В это время сформировались глубокие, грабенообразные впадины, заполнявшиеся осадками триаса и юры (частью вулканогенной). В начале мела произошло выравнивание значительных площадей и отложение на них песчаных осадков. С баррема-апта-альба начинается широкая морская трансгрессия и в течение всего верхнего мела и палеогена Скифская плита почти вся (кроме части Добруджинского массива) была погруженной областью и покрывалась толщей морских осадков.

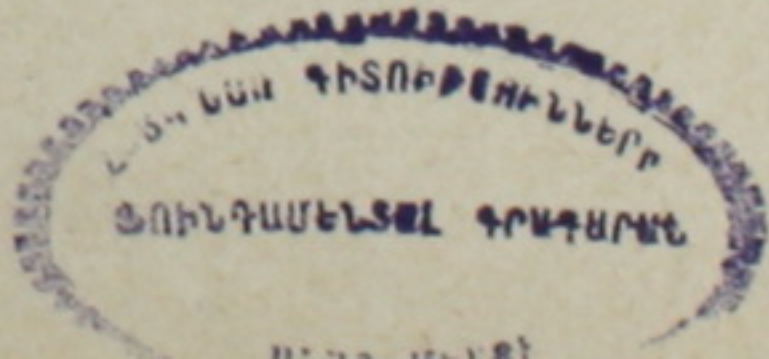
В третий этап (неоген-четвертичный период) значительные части Скифской плиты были вовлечены в прогибание вдоль краев альпийских сооружений. На срединных участках плиты опускания были меньшей амплитудой судя по малой мощности осадков неогена.

III. Большой Кавказ представляет собою складчатую область с ярко выраженными геосинклинальными тенденциями, проявившимися в течение юры, мела и нижнего палеогена. Начиная с конца палеогена в большей части зоны берут верх геоантиклинальные тенденции. В. В. Белоусов (1940) считает, на основании анализа мощностей юрских, меловых и эоценовых отложений, что здесь существовала, кроме главной геосинклинали с накоплением флишевых осадков, еще вторая, северная геосинклиналь, ось которой проходила приблизительно на широте гор. Орджоникидзе (Владикавказ).

Комплекс Большого Кавказа представляет сложное складчато-горстовое поднятие (крупный антиклинорий), местами имеющее веерообразное строение и расчленяющееся на ряд зон, довольно резко разнящихся между собой.

Северное крыло антиклинория отличается гораздо более спокойным строением, чем южное, для которого характерно развитие опрокинутых складок и чешуйчатых надвигов. На погружениях антиклинория Большого Кавказа на Апшеронском и Таманском полуострове развиты куполовидные складки, осложненные разрывами, к которым приурочены грязевые вулканы.

Структура фундамента антиклинория имеет, судя по геофизическим данным, блоковый характер. Наиболее крупные аномалии силы тяжести связаны, в первую очередь, с изме-



нениями мощности земной коры и, возможно, рельефом поверхности Мохо; менее крупные, локальные аномалии обусловлены неравномерностью распределения плотности в горных массах, слагающих верхние горизонты земной коры.

В составе комплекса Большого Кавказа нами выделяются следующие одиннадцать (7—17) зон, обладающих резкими индивидуальными чертами: 7—Центральное поднятие Большого Кавказа, 8—Центральное поднятие Главного хребта (восточная часть); 9—Центральное поднятие Главного хребта (западная часть); 10—глыбово-складчатая зона Передового хребта (центральная часть северного склона Главного хребта); 11—зона северного Дагестана («Дагестанский сегмент»); 12—восточная часть южного склона Главного хребта; 13—западная часть южного склона Главного хребта; 14—центральная часть южного склона Главного хребта; 15—зона погружения западной части Главного хребта; 16—зона погружения восточной части Главного хребта; 17—Алазано-Агричайская депрессия.

Некоторые структурные зоны представляют самостоятельные горстовые поднятия, местами веерообразного строения.

7. Центральное поднятие Большого Кавказа. Представляет типичную тектоническую линзу (250×35 км), протягивающуюся от р. Б. Зеленчук на западе до р. Ардон на востоке. Западная часть этой крупной геологической структуры зародилась в верхнем палеозое; сложена она верхнепалеозойскими гранитоидами, глубоко метаморфизованными кристаллическими сланцами протерозоя и верхнего (?) архея, а также частично аспидными сланцами лейаса (на юго-востоке, в районе погружения древнего субстрата).

Границы с севера и юга являются тектоническими. Протерозойские и кембрийские формации Северного Приэльбрусья представляют законченный геосинклинальный цикл, близкий по объему байкальскому циклу Н. С. Шатского. Позднесилурийские осадки обнаруживают формационное сходство со среднедевонскими отложениями Передового хребта, которые всеми исследователями Кавказа относятся к начальной стадии герцинского цикла. Отсюда видно, что каледонский цикл на Северном Кавказе самостоятельно не проявился. Некоторые исследователи полагают, что на Северном Кавказе каледонский магматизм отсутствует. Этот вывод обосновывается результатом анализа строения разреза досилурийских отложений по р. Малке (И. И. Греков и др., 1969). Такое заключение может быть правильным только в отношении интрузивного магматизма; по данным соседних районов в это время проявлялся, хотя и в ограниченном масштабе, эффузивный вулканизм.

В раннепалеозойское время, отвечающее каледонскому циклу Западной Европы, в Северном Приэльбрусье происходит сначала накопление орогенной молассовидной формации байкальского цикла (ранний-средний кембрий), а затем (с позднего кембрия) эта территория переходит в квазиплатформенное состояние, сохранившееся до раннего силура включительно. Лишь в самом конце силура на эпибайкальской квазиплатформе заложился новый геосинклинальный прогиб, который в среднем девоне сместился к югу и получил максимальное развитие в области современного Передового хребта (Ю. Я. Потапенко, 1969).

В центральной части поднятия, в районе Эльбруса и далее к востоку, в верховье р. Чегем древний субстрат (кристаллические сланцы и гранитоиды) трансгрессивно перекрыт вулканогенной толщей, для которой установлен олигоценый возраст (К. Н. Паффенгольц, 1959). В районе Эльбруса эта толща разбита двумя сбросами — широтного и общекавказского направления, на пересечении которых расположен вулкан Эльбрус (акчагыльского возраста). Амплитуда второго из вышеуказанных сбросов свыше 1 км; поднято северное крыло («граниты Главного хребта»).

Вышеупомянутый главный надвиг южного склона Главного хребта является крупнейшим тектоническим элементом Кавказа; он прослеживается по простиранию на сотни километров и представляет собою кулисообразное сочетание нескольких разломов надвигового характера, с перемещением масс с севера на юг. Вертикальная и горизонтальная амплитуды надвига около 5 км; средний угол падения плоскости надвига равен 45° .

8. Центральное поднятие Главного хребта (восточная часть) представляет непосредственное продолжение предыдущей зоны, сочленяясь с ней в бассейнах верхнего течения рр. Ардон и Урух, заходя в виде клиньев друг на друга (см. рис. 1). Интересно отметить, что северный клин является по отношению к южному опущенным при общем надвигании их к югу и погружении обеих зон к востоку.

Исключительный интерес представляет наиболее приподнятое западное окончание этой зоны, являющееся типичным тектоническим клином близширотного направления. Границами его служат надвиги кристаллических сланцев эопалеозоя и гранитоидов верхнего палеозоя на отложения лейаса; надвиги сходятся в районе г. Ушба. Северный надвиг (Садонский) является восточным продолжением штавлерского (см. ниже) разлома, несколько смещенного южным надвигом («надвигом Главного хребта»); последний является, следовательно, несколько более поздним.

Внутри описанного тектонического клина, полого погружающегося в восточном направлении, находятся высшие вершины Кавказа: двуглавая Ушба (4695 и 4710 м), Дых-тау (5198 м), Шхара (5201 м), Лабода (4319 м) и Уилпата (4646 м), сложенные кристаллическими породами; последние по правобережью р. Ардон в антиклинальном залегании уходят под лейасовые образования массива г. Тепли (4427 м), интродуцированные третичными гранодиоритами (см. ниже).

В палеозойских и мезозойских отложениях указанного тектонического клина наблюдаются явления диапиризма (?), наиболее четко проявленные в верховьях р. Гизель-дон, где они осложняют одноименную брахиантиклиналь.

Далее к востоку наблюдается сплошное развитие нижней частью среднеюрских песчаниково-сланцевых толщ; на востоке зона периклинально окаймляется отложениями верхней юры и нижнего мела. Северная и южная границы зоны являются тектоническими.

Общее погружение складок в восток — юго-восточном направлении происходит весьма постепенно вплоть до восточной границы зоны, где погружение ее становится относительно резким.

Структура зоны глыбово-складчатая; основные структурные элементы представляют тектонически обособленные блоки, внутреннее строение которых обусловлено различным соотношением складчатых и разрывных деформаций.

9. Центральное поднятие Главного хребта (западная часть) простирается от г. Штавлери (3994 м) на востоке до меридиана гор. Краснодар на западе; длина его 350 км, ширина до 30 км.

С центральным поднятием Большого Кавказа (7) оно сочленяется, подобно восточной части, клинообразно (заходя друг за друга). Восточная, наиболее приподнятая часть зоны, сложенная кристаллическими породами, представляет тектонический клин (см. рис. 1), северной границей которого является «надвиг Главного хребта», а южной — косой (диагональный) разлом (Штавлерский). По последнему опущена восточная часть соседней зоны (12), сложенной исключительно осадочными образованиями (см. ниже). Штавлерский разлом (длина около 40 км) срезается надвигом южного склона Главного хребта, являющимся далее к западу южной границей зоны, протягиваясь до района Красной поляны. По этому надвигу на востоке древний субстрат надвинут на образования лейаса, а на западе — последние надвинуты на меловые отложения. Но в этой складчатости южнее участвуют и палеогеновые осадки, чем здесь определяется третичный возраст надвига.

Отрезок северной границы зоны к западу от Клухорского перевала известен под названием Архызско-Софийской депрессии; сложена она отложениями лейаса.

Подобная тектоническая депрессия наблюдается и вдоль южной границы зоны по долинам рр. Ацгара (Чхалты) и Бзипи (Бзыби).

Сложена зона кристаллическими сланцами докембрия, верхне-палеозойскими гранитоидами и гипербазитами, метаморфизованными породами среднего и верхнего палеозоя и песчаниково-сланцевыми толщами лейаса и доггера. Простираение зоны общекавказское; внутри зоны наблюдается много дизъюнктивных нарушений, расчленяющих ее на узкие продольные подзоны. Интенсивная складчатость осложнена разломами; падение осей складок северо-западное, вследствие чего в указанном направлении увеличиваются площади (клинья) юрских образований. Восточная часть зоны (клин) является поднятой по отношению к западной части центрального поднятия Большого Кавказа.

10. Глыбово-складчатая зона Передового хребта. Расположена на северном склоне центральной части Главного хребта, где разделяет центральную зону поднятия (7) и Северокавказскую моноклинали (5, см. рис. 1). Длина зоны около 300 км; к востоку в междуречье рр. Баксана и Чегема она выклинивается (тектонически) в 25—30 км восточнее гор. Тырнауз. На западе она также заканчивается в форме клина по левобережью р. Белой в районе сел. Темнолесское, где в ядре Даховской горст-антиклинали констатированы крайние западные выходы «красных» гранитов (раннекарбоновых), перекрытых тоаром. Здесь зона сочленяется с таковой западного погружения Главного хребта. Сложена зона в основном отложениями среднего и частично верхнего палеозоя; кроме того, здесь сохранились в форме тектонических клиньев докембрийские образования, нижнепалеозойские метаморфические сланцы, а в некоторых местах также нижне-юрские породы.

Это одна из наиболее сложно построенных тектонических зон на Северном Кавказе. Слагающие ее толщи обнаруживают крутые углы падения, разделены продольными сбросами и слагают обособленные полосы (глыбы) линзообразной формы, разбитые поперечными сбросами. Амплитуды сбросов варьируют от долей до многих сотен метров. Весьма разнообразны здесь, как по возрасту, так и по фациям и составу, изверженные породы (И. Г. Кузнецов, 1951).

Простираение разрывов в основном близкое к общему направлению зоны (запад — северо-западное).

Особенно сложным строением отличается западная часть зоны, начиная от левобережья р. Кубани, где развиты многочисленные разнонаправленные сбросы.

Эта зона представляет ныне предтоарский грабен, в котором сохранились уничтоженные эрозией к северу и югу от него палеозойские осадки (свыше 5000 м), а также послеюрский горст, с которого смыты все юрские осадки, сохранившиеся от эрозии в смежных зонах.

Таким образом, при формировании описываемой зоны происходили повторные, вообще, и повторно встречные, в частности, движения по разрывам в различные геологические периоды; эти глыбовые движения находились в тесной связи с проявлениями вулканизма, что свидетельствует о глубинном характере разломов (проникновении по разрывам ультраосновной магмы).

Эту зону следует рассматривать как особо мобильную зону второго или даже третьего порядка в структуре Большого Кавказа (И. Г. Кузнецов, 1951). Она представляет своего рода шов или стык между смещенными к северу и югу менее подвижными зонами, распадающимися на несравнимо более крупные глыбы.

11. Зона северного Дагестана. Эта область резко обособляется от более южных частей Дагестана как по литологическому составу пород, так и по своеобразной структуре. Здесь преобладают карбонатные фации нижнего и верхнего мела, почему эту область иногда называют **«известняковым Дагестаном»**. Эта зона имеет форму сегмента, основание которого протягивается на 300 км, а ширина выступающей части равна около 60 км, почему она известна еще под названием «Дагестанского клина».

Сложена зона карбонатными породами мела и верхней юры, складки которых имеют часто коробчатую форму. Общее направление складок образует широкую дугу, обращенную выпуклостью к Каспийскому морю, принимая местами почти широтное простирание. Интенсивность складкообразования закономерно возрастает по направлению с северо-востока на юго-запад.

Вышеописанная система Главного хребта (зоны 7, 8 и 9) резко отграничена от южного его склона указанными и другими надвигами; кулисообразно смещающими друг друга. Равным образом южная граница системы южного склона Большого Кавказа — с рионо-куринским комплексом, также представляет сложную извилистую тектоническую линию. По своему геологическому строению эта система южного склона Главного хребта также очень разнообразна и сложна и разделяется на следующие три зоны: 12—восточную часть; 13—западную часть и 14—центральную часть южного склона Главного хребта.

Некоторые исследователи выделяют в них еще ряд подзон.

12. Восточная часть южного склона Главного хребта. Эта зона протягивается от верхнего течения р. Ингури на северо-западе до района сс. Куткашек и Вандам на юго-западе; длина ее свыше 550 км, средняя ширина около 35—40 км, простирание общекавказское. Северная и южная границы зоны являются тектоническими.

Северная граница зоны определяется «надвигом Главного хребта». Несколько севернее Мамисонского перевала она отмечается надвигом кристаллических сланцев эопалеозоя—нижнего палеозоя на аспидные сланцы лейаса. Далее к востоку она проходит южнее вершины Тепли и Казбек в широтном направлении, откуда меняет его на восток—юго-восточное, достигая Каспия в районе ст. Яшма. На большом протяжении граница проходит внутри песчаниково-сланцевых толщ лейаса, фиксируясь надвигами нижнего лейаса на тоар.

От Мамисонского перевала к северо-западу на протяжении свыше 100 км (до г. Ушбы) граница зоны фиксируется надвигом кристаллических пород эопалеозоя на сланцы лейаса (скорее это поддвиг). Горизонтальная амплитуда надвига достигает здесь около 15 км.

Наиболее приподнятой вместе с тем является и крайняя северо-западная часть описываемой зоны (бассейн верхнего течения р. Ингури), где в ядрах антиклиналей из-под сланцев лейаса обнажаются образования десской свиты (пермь—средний девон). Зона сложена в основном меловыми и частью верхнеюрскими и эоценовыми отложениями; явно преобладают нерасчлененные флишевые карбонатные образования верхней юры и нижнего мела. На крайнем северо-западе зоны, в наиболее поднятой ее части (Сванетская подзона П. Д. Гамкрелидзе), в бассейне р. Ингури обнажаются средне-верхнепалеозойские регионально-метаморфизованные глинистые сланцы мощной десской свиты, глинистые сланцы лейаса и доггера и частично верхнеюрские флишевые карбонатные отложения.

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

В юго-восточной части описываемой зоны — в Кахетинском хребте, присутствуют кроме меловых и эоценовых отложений также трансгрессивные олигоценовые и миоценовые образования.

Мезозойские и эоценовые отложения интенсивно дислоцированы, слагая систему изоклиналиных складок, осложнен-

ных большим количеством разрывов. Структура зоны хорошо вырисовывается в разрезе вдоль Военно-Грузинской дороги; интенсивность дислокации увеличивается в юго-западном направлении. Местами среди юрских отложений обнажаются в форме тектонических клиньев метаморфизованные породы нижнего карбона (?), а также протерозойские образования (по р. Лопота).

Последняя (р. Лопота) долгое время считалась восточной границей распространения докембрийских отложений в Главном хребте, но находка Н. В. Тюшевым (1937) обломка гнейсовидного двуслюдяного сланца в верховьях р. Туранчай близ сел. Филифли (к востоку от Нухи) отодвинула эту границу еще на 200 км.

В юго-западной части зоны Кахетинского хребта, помимо опрокинутых на юг сильно сжатых складок, установлены крупные надвиги, направленные с севера на юг (Орхевский и др.).

Возраст складчатости зоны, по всей вероятности, верхнеэоценовый.

13. Западная часть южного склона Главного хребта. Эта зона протягивается от района гор. Они на юго-востоке до р. Мзымта на северо-западе; длина ее около 300 км, ширина до 25—30 км. Границы зоны тектонические, простирание общекавказское.

Восточная часть зоны (Абхазская подзона) характеризуется развитием мощных отложений юры и мела в различных фациях и сравнительно небольшой напряженностью тектонического строения. Следует отметить повсеместное развитие вулканогенной фации байоса. Здесь в одинаковой степени развиты складчатые и разрывные нарушения; установлено большое количество разрывов взбросового характера с перемещением масс как с юга на север, так и с севера на юг. В целом Абхазская подзона разбита многочисленными разрывами на отдельные ступенчато расположенные узкие блоки общекавказского простирания, причем поднятие блоков постепенно убывает с севера на юг.

К северу от Сухуми находится центральная, наиболее приподнятая часть зоны; здесь обнажаются отложения лейаса и среднеюрские (?) гранитоиды (Келасурский массив).

Восточная часть зоны сложена исключительно отложениями лейаса и доггера (в вулканогенной фации). Складки линейные, простые. Некоторые складки этой подзоны (широтные, крупные асимметричные) в западном направлении уходят под меловые отложения южной зоны (Сухуми-Ткибульской), не показывая признаков затухания. С севера эта

часть зоны граничит с Сванетской подзоной южного склона Главного хребта.

14. Центральная часть южного склона Главного хребта (Сухуми-Ткибульская зона П. Д. Гамкрелидзе) протягивается от р. Опшара на северо-западе до р. Лиахви на юго-востоке; длина зоны около 300 км, ширина до 40 км.

Западная часть зоны до р. Риони сложена меловыми и третичными образованиями различной мощности (от километров до десятков метров) в разнообразных фациях. В строении восточной части зоны участвуют также среднеюрские и палеогеновые (в Амбролауской депрессии) отложения, причем развита вулканогенная фация байоса. Северной границей ее является контакт меловых и юрских образований, местами осложненный явлениями надвигового характера. По своему тектоническому строению и истории развития эта зона является сложнейшим и одновременно разнохарактерным геологическим сооружением. В целом же она занимает промежуточное положение между лабильной складчатой системой южного склона Главного хребта и стабильной зоной Дзирульского поднятия (Грузинской глыбой), характеризуясь многоэтажно расположенными структурами (Центральная Мегрельская синклиналь, окруженная брахиантиклиналями Абедати, Накалакеви, Эки, Урта и Сатанджио).

В западной части зоны — от Гагры до Мухари — выделяется полоса моноклинально падающих меловых и третичных отложений.

Сложнопостроенной является восточная часть зоны — Окрибо-Джавская. Ядра крупных антиклиналей, облегающих Дзирульский массив, сложены в основном вулканогенным байосом, перекрытым верхней юрой и нижним мелом в карбонатной фации.

Многочисленными противоположного движения разломами и мелкими складками зона разбита на отдельные узкие блоки широтного же простирания. Особого внимания заслуживают два крупных взброса — Хихатский и Поцхревский, имеющие значительное протяжение и большие вертикальные амплитуды. В обоих взбросах поднятыми являются южные крылья.

Указанные взбросы, а также и другие известные в этом районе дизъюнктивные нарушения моложе сармата, так как они смещают и сарматские отложения; зародились же они, видимо, еще в среднеюрское время.

15. Зона погружения западной части Главного хребта. Восточная граница этой зоны является в известной мере условной; нами она принимается по контакту меловых отложений с юрскими. Граница эта является сложной, так как

все структуры этой зоны сопрягаются со всеми тремя восточными зонами Большого Кавказа с помощью разрывов, различно ориентированных и кулисообразно смещающих друг друга.

Зона представляет типичный антиклинорий, полого погружающийся к северо-западу. Сложен меловыми отложениями, окаймленными эоценовыми образованиями. Длина зоны по южному крылу (Анапа—Гагра) около 300 км, а по северному (Анапа — р. Пшиш) — до 225 км; ширина ее (по меловым породам) около 40 км.

Особенностью меловых осадков зоны является их значительная мощность и флишевый, местами, характер отложений, свидетельствующие о большой глубине прогиба геосинклинали указанного времени.

Тектоническое строение сложное благодаря наличию ряда крутых, в большинстве случаев несколько запрокинутых к югу складок. Среди дизъюнктивных нарушений широко распространены разрывы типа довольно пологих взбросов. К западу от Туапсе количество разрывов увеличивается, они приобретают характер надвигов; в складках в подавляющем большинстве случаев полностью или частично отсутствуют их южные крылья. Складки несколько запрокинуты в юго-западном направлении (падение плоскостей надвигов на северо-восток под углом 45°), что говорит о преобладающем перемещении масс в юго-западном направлении.

В крайней северо-западной части зоны (в области периклинали) развиты третичные песчаниковые породы, тектоника становится более спокойной, но, наряду с этим, появляются и структуры диапирового (?) типа (Псебайская и Шумайская антиклинали).

16. Зона погружения восточной части Главного хребта. Западная граница зоны также является довольно условной; проводится нами по линии контактов меловых отложений, которые периклинально опоясывают погружающиеся к востоку — юго-востоку юрские образования.

Зона представляет, так же как и западное погружение, крупный антиклинорий, погружающийся полого к юго-востоку; он охватывает юго-восточные окончания зоны восточной части Главного хребта (8) и зоны восточной части южного его склона. Сложена меловыми (на западе) и третичными образованиями большой мощности. По меридиану г. Бабадаг (3632 м) все складки сильно сжаты, далее же к востоку — по периклинали они постепенно расширяются, главным образом в третичных отложениях. В пределах Апшерона и к юго-западу от него тип складчатости меняется, ввиду погружения меловых отложений и сплошного развития третичных осад-

ков большой мощности (до 4500 м); мощность же подстилающих их меловых и юрских образований определяется примерно в 8000 м. Таким образом, мощность осадочных отложений в районе Апшерона получается равной около 12—13 км, что указывает на существовавшую здесь длительно развивавшуюся геосинклиналь, прекрасно обоснованную в свое время И. М. Губкиным (1934).

В восточной части Апшерона наблюдаются лишь пологие антиклинальные складки верхнеплиоценовых отложений с простираaniem осей север-северо-запад—юг-юго-восток; местами складки извилистые, вплоть до полукольцевых (см. карту И. М. Губкина, 1934).

По направлению к юго-востоку от гор. Шемахи констатируется ослабление тектонических нарушений. Появляется цепь брахиантиклиналей и куполов, различно ориентированных. Весьма интересны дугообразные изгибы складок, обращенные выпуклостью к югу и на северо-запад. Ко многим вышеуказанным складкам, видимо осложненным разрывами, приурочены грязевые вулканы (см. рис. 1).

Б. В. Григорьянц (1962) доказывает наличие в пределах Апшеронского полуострова и прилегающей к нему морской акватории двух структурных этажей. Нижний представлен структурами, ориентированными почти строго в широтном направлении и имеющими непосредственное отношение к структурному плану юго-восточного Кавказа; верхний этаж характеризуется наличием меридиональных структур, наложенных на предыдущие.

Складчатость есть процесс необратимый, почему указанные переkreщивающиеся структуры, конечно, образоваться не могут. Складки возникли в обоих этажах в результате движений разнонаправленных блоков субстрата, разбитого широтными и косыми (диагональными) разломами (см. ниже). Поэтому последующими движениями более ранние складки могут быть лишь осложнены.

Общее расположение структурных линий Кабристана ясно обрисовывает их примыкание к погребенным поднятиям Куринской зоны с севера и востока. Близ этих поднятий в южном Кабристане и Сальянском районе тектонические структуры простые, характерны крупные разрывы, простирающиеся параллельно указанным массивам.

Для района к западу и юго-западу от Апшерона раньше подчеркивали роль диапировых структур. Однако детальные исследования последних лет опровергают этот вывод. Ошибка обусловлена неправильным определением стратиграфической последовательности слоев, толкованием оползневых «языков» в качестве тектонических разрывов, а также игно-

рированием наличия грязевых вулканов (М. Г. Агабеков, 1956). По нашему мнению, возможно, что за диапиры во многих случаях принимали явления конседиментационной складчатости.

Апшеронский полуостров, как то явствует из рассмотрения геологической карты, располагается в пределах восточного окончания зоны южного склона Большого Кавказа. Граница палеозойской платформы (с более молодым чехлом), проходит несколько южнее Красноводска и севернее Апшеронского полуострова. Апшеронский порог является областью сочленения трех структурных элементов: 1—погружения третичной складчатости юго-восточного Кавказа; 2—погружения третичной складчатости Западно-Туркменской депрессии и 3—структуры Красноводского полуострова—герцинской платформы с более молодым чехлом (В. Ф. Соловьев, 1954; В. Ф. Соловьев и Н. С. Скорнякова, 1955; Чжан-И-Вэй, 1962). Другими словами, здесь происходит кулисообразное смещение Юго-Восточного Кавказа.

Основная территория **восточной части** Апшеронского порога относится к зоне западного продолжения Прибалхашской депрессии, характеризующейся отрицательными значениями аномалий силы тяжести. Можно считать, что эта зона сложена мощными мезо-кайнозойскими образованиями.

Вдоль Апшеронского порога протягивается бакинская поверхность выравнивания, погрузившаяся в верхнечетвертичное время. Южный склон порога изрезан долинами до глубины 200—250 м от современной его поверхности. Очевидно, в послебакинское время Апшеронский порог долгое время находился над уровнем моря (М. В. Кленова, 1954). Корни выбросов грязевых вулканов в наши дни в районе Бакинского архипелага находятся, по Ш. А. Азизовой, не на больших глубинах и не ниже отложений среднего плиоцена.

Юго-восточная часть Каспия характеризуется положительными значениями аномалий силы тяжести, что дает основание предполагать здесь наличие «срединного массива» (докембрийского, по Ю. Н. Годину, 1960).

По Чжан-И-Вэю (1962), здесь более вероятно наличие древнего поднятия эпигерцинской платформы. Положительное значение аномалии силы тяжести обусловлено, главным образом, неглубоко лежащим герцинским фундаментом.

Между краем платформы и северным побережьем Апшеронского полуострова геофизическими исследованиями установлена цепочка антиклинальных структур общекавказского направления.

Южнокаспийская депрессия характеризуется отрицательными значениями аномалий силы тяжести. По данным

геофизических исследований мощность осадочных пород достигает 20 км. Данные бурения показывают также рост мощностей верхнего плиоцена и четвертичных отложений от Апшеронского полуострова к югу. По-видимому, до плиоценового времени или еще раньше самая погруженная часть депрессии находилась в пределах Апшеронского порога.

Судя по сейсмическому профилю, проходящему через юго-восточную часть данного массива, все отложения до глубины 5 км залегают почти горизонтально, а слабо выраженные складки близки к платформенному типу. Кроме того, кавказские и туркменские складчатые зоны не пересекают массив, а изменяют свои направления, огибая его. Эти данные свидетельствуют о неглубоком залегании фундамента и большой роли массива в тектоническом развитии Южного Каспия.

В заключение описания зоны погружения юго-восточной части Большого Кавказа уместно привести характеристику подводного склона Каспия на отрезке от гор. Махачкала до устья р. Куры. На указанном протяжении под уровень Каспия уходят следующие выделенные нами тектонические зоны: 1—Терско-Сунженско-Дагестанская зона краевых складок; 2—зона погружения восточной части Главного хребта и 3—Курильская впадина. Специальные обширные исследования этой полосы акватории Каспия, проведенные В. В. Шарковым (1961), дали следующие результаты.

Выделено шесть крупных геолого-структурных районов, совпадающих с физико-географическими (ландшафтными) районами. Это свидетельствует о зависимости основных ландшафтных особенностей морского дна от тектонической структуры и ее исторического развития. Районы эти следующие: 1—Дагестанский, 2—Кусаро-Дивичинский, 3—Прикаспийско-Приапшеронский, 4—Джейранкечмесский, 5—район Бакинского архипелага и Нижнекуринский. Три района приурочены к крупным антиклиналям (1, 3, 5) и три — к синклиналям (2, 4, 6). Упомянутый автор подчеркивает, что эти крупные геолого-структурные элементы пространственно совпадают и с одноименными геоморфологическими районами. Три из них (1, 3 и 5, т. е. антиклинали) характеризуются широким развитием абразионно-скульптурного рельефа, три другие (2, 4, 6, т. е. синклинали) — преимущественным распространением аккумулятивных форм.

Для всей исследованной акватории отмечаются современные и интенсивные дифференцированные тектонические движения, о чем свидетельствуют деформации террас до новокаспийской включительно, землетрясения и извержения грязевых вулканов.

Расчеты, выполненные по деформации террасовых поверхностей, и повторная высокоточная нивелировка показывают, что скорости современных тектонических движений варьируют от одного до 13-ти и даже 45 мм в год. На трассе Бакинского водопровода констатированы поднятия до 100 см за 4 года (с 1923 по 1927 гг.).

17. Алазано-Агричайская депрессия представляет наложенную мульду, протягивающуюся вдоль подножья восточной части нижнего склона Главного хребта от верховья р. Алазани на северо-западе до р. Гирдыман-чай на юго-востоке. Располагается она на интенсивно дислоцированных породах нижнего и верхнего мела и частью эоцена. Длина зоны около 300 км; ширина до 25 км, простирание общекавказское. Южной ее границей на западе является Кахетинский хребет, а далее к юго-востоку — реки Алазань и Агри-чай, текущие навстречу друг другу.

Эта мульда сложена в основании, по данным буровых скважин, континентальными отложениями миоцена и плиоцена, перекрытыми сплошь четвертичными образованиями конусов выносов, соединяющихся на равнине друг с другом. Конусы выносов отчетливо террасированы, причем более древние террасы погружаются под более молодые (образуя «ножницы»).

Современную Алазанскую депрессию в геотектоническом отношении можно рассматривать как опущенную часть восточного продолжения Рачинско-Тианетской зоны, представленную двумя резко отличными структурными ярусами — нижним, сложенным интенсивно складчатым флишем верхней юры, мела и эоцена, и верхним, сложенным слабо дислоцированной алазанской серией (плиоцен). Не исключена возможность, что опускание Алазанской депрессии также совершилось по разломам, ограничивающим Рачинско-Тианетскую зону, восточное продолжение которых в области Алазанской долины подразумевается под отложениями плиоцена и пост-плиоцена (М. М. Рубинштейн, 1957).

Некоторые исследователи склонны рассматривать эту зону как северо-западный выступ Азербайджанской глыбы; такая концепция опровергается геологическими и геофизическими данными.

IV. Рионо-Куринская депрессия. Расположена между антиклинориями Большого и Малого Кавказа, представляет типичный межгорный прогиб (синклинорий), с мощными (до 10 км) разрезами мезо- и кайнозойских отложений, подстилаемых древним жестким субстратом. Поэтому обе впадины отличаются гораздо более спокойной складчатостью, чем Главный хребет и Малый Кавказ; в пределах депрессий гео-

физическими методами установлены крупные погребенные поднятия. Жесткий субстрат местами выступает на поверхность (Дзирула, правобережье среднего течения р. Куры) и в свое время испытал сложные колебательные движения (дифференциальные), обусловившие разнообразие и своеобразие фаций мезо- и кайнозоя этой зоны. На Дзирульском массиве констатированы отложения от юры до миоцена включительно; лишь с плиоцена он стал водоразделом между древними морскими бассейнами — заливами Каспия и Черного моря. Дзирульский жесткий субстрат со всем комплексом покрывающих его отложений некоторые исследователи именуют «глыбой»; правильнее трактовать этот массив срединной массой.

Рионо-Куринская депрессия расчленяется на 5 зон (18—22): Колхидскую, Дзирульскую, Молассовую, Ширакско-Аджианаурскую и Куринскую; в некоторых из них, естественно, можно выделить подзоны.

18. Колхидская зона простирается от побережья Черного моря (гор. Сухуми — р. Супса) на западе до гор. Зестафони на востоке, охватывая всю Рионскую низменность и низовье р. Ингури и других рек. С севера и юга зона ограничена разломами близширотного направления (см. рис. 1). Сложена зона сплошь мощными четвертичными образованиями, почему структура ее субстрата еще полностью не выяснена.

На основании данных о геологическом строении Западной Грузии можно выделить в разрезе пород, участвующих в глубинном строении Колхидской равнины, характерные для Грузинской глыбы структурные этажи. Ими являются (снизу вверх): 1—комплекс доюрских образований, составляющих герцинский складчатый жесткий субстрат или фундамент; 2—лейасовые и байосские отложения; 3—меловые и эоценовые образования; 4—олигоценые и миоценовые осадки; 5—плиоценовые и 6—четвертичные накопления. Образования указанных этажей, естественно, дислоцированы различно (в убывающей прогрессии).

По данным сейсмических исследований и бурения, в толще верхнемеловых известняков выявлено наличие многих антиклиналей и ряда синклиналей (А. Г. Лалиев, 1957; Е. К. Вахания, 1964).

19. Дзирульская зона в целом представляет собою самую приподнятую часть Грузинской глыбы, где почти полностью обнажен кристаллический субстрат. Размеры ее 55×40 км; несколько вытянута в широтном направлении. Сложена она допалеозойскими кристаллическими породами и глубоко метаморфизованными кристаллическими сланцами, гнейсами и филлитами. В остальных частях зоны на суб-

страте с большим угловым и стратиграфическим несогласием залегают маломощные отложения лейаса, средней и частично верхней юры, всего мела, палеогена и сравнительно мощные отложения неогена в платформеноидных фациях.

Здесь возможно установить палеозойский и альпийский циклы складчатости. Реконструкция доюрских складок показывает их антикавказское направление. Совпадение простираний юрских, домеловых и досреднемиоценовых складок с доюрскими является следствием унаследованного влияния палеозойской складчатости.

Все охарактеризованные выше складки в юго-западном направлении быстро погружаются и несогласно перекрываются среднемиоценовыми отложениями. Кроме того, они секутся многочисленными сбросами и взбросами как досреднемиоценового, так и послесреднесарматского возраста.

Четвертый структурный этаж (послесарматский) представлен почти горизонтально залегающими среднемиоценовыми отложениями, которые с большим угловым несогласием перекрывают предыдущие комплексы пород и нарушения. Слабую дислоцированность они показывают в периферических частях зоны.

Из вышележащего видно, что Дзирульская зона, а следовательно и вся Грузинская глыба, до среднего миоцена способна была реагировать на складчатые движения, но, конечно, в каждый следующий период несравненно слабее предыдущего (подразумевается влияние субстрата). Описанные выше складки не являются покровными. Их следует считать образованными вследствие глыбовых движений субстрата, почему П. Д. Гамкрелидзе находил возможным именовать их глыбовыми складками.

20. Молассовая зона располагается по левобережью среднего течения р. Куры между Дзирульским массивом и р. Иорой, пересекая нижнее течение рр. Лиахвы, Ксани и Арагвы. Историей своего развития она повторяет все основные черты остальных частей Грузинской глыбы. Установлено, что она в продолжение юры, мела и палеогена представляла обширную область поднятия, а не опускания (геосинклиналь), как предполагают некоторые исследователи, и почти непрерывно питала гранитным материалом соседние геосинклинальные области. Ее интенсивное погружение началось лишь в среднем миоцене и с этого периода она превратилась в межгорную депрессию, где произошло накопление мощных молассовых образований (П. Д. Гамкрелидзе, 1951). Длина зоны около 200 км, ширина в западной части до 25—30 км; к востоку, вдоль южного подножья Цив-Гомбарского хребта она выклинивается.

По своим структурным особенностям эта зона разделяется на две части: западную и восточную.

21. Ширакско-Аджинаурская зона протягивается вдоль р. Иори, а затем по левобережью р. Куры на 300 км от сел. Сагареджо на северо-западе до района сел. Ахсу на юго-востоке. Максимальная ширина зоны до 50 км, причем она выклинивается в обе стороны к вышеуказанным пунктам.

Вся зона сложена олигоценовыми, мио- и плиоценовыми мощными (несколько километров) терригенными, в основном мелководными образованиями. Лишь в районе Цители-цхаро (Красные колодцы) под плиоценовыми отложениями выступают верхнеюрские известняки, имевшие здесь в прошлом широкое развитие. Как зона интенсивного погружения описываемая область начала формироваться в олигоцене и максимума своего развития достигла в плиоцене. До этого она, как составная часть единой Грузинско-Азербайджанской глыбы, представляла собою приподнятое жесткое геологическое сооружение.

Обращает на себя внимание наличие выступов жесткого субстрата, залегающих на небольших глубинах. Для примера можно назвать следующие районы: Большие Шираки, Хмелатапа, Чатма, Эльдарская степь и район Прииорских структур.

Развитые здесь многочисленные складки, все без исключения, являются типичными представителями покровных складок.

Весьма интересна тектоника междуречья рр. Куры, Иори и Алазани, характеризующаяся рядом антиклинальных зон с общекавказским, а местами с широтным простиранием (Н. А. Кудрявцев; 1932). Все синклинали имеют резко асимметричное строение; в породах миоцена, слагающих ядра антиклиналей, наблюдаются обычно только северо-восточные крылья с углами падения $40-70^\circ$, надвинутые по продольному разрыву на своды и юго-западные крылья тех же складок.

Плиоценовые отложения дислоцированы несколько менее интенсивно: северо-восточные крылья падают под углом $30-40^\circ$, а на периклиналях можно проследить и круто падающие ($60-70^\circ$) юго-западные крылья, вдоль оси складок также обычно перекрытые надвигами.

Возраст нарушений нельзя определять как послепалеогеновый; правильнее считать, что они возникли еще в миоцене.

Предполагавшийся некоторыми исследователями надвиг всей Куринской депрессии на предгорную зону Малого Кав-

каза явно преувеличен, так как интенсивность складок в южном направлении прогрессивно уменьшается.

Из вышесказанного вытекает, что всю Ширакско-Аджинаурскую зону следует рассматривать как неотъемлемую часть единой Грузинско-Азербайджанской глыбы, как по истории геологического развития, так и по характеру основных структур.

22. **Куринская впадина** представляет обширную (250 × 125 км) равнину, располагающуюся в нижнем течении рр. Куры и Аракса; сложена разнообразными четвертичными образованиями, почему о ее структуре можно судить лишь по геофизическим данным и материалу опорных скважин.

Наиболее погруженной является, естественно, юго-восточная ее часть; ось этого прогиба в плиоцене—четвертичное время проходила вдоль правобережья нижнего течения р. Куры. Мощность апшеронских образований достигает свыше 1900 м, а четвертичных до 1000 м. Погружение началось, видимо, со среднего плиоцена, так как мощности сармата небольшие (В. Е. Хаин и А. Н. Шарданов, 1952).

Здесь намечается антиклинальное поднятие, соединяющее Карамарьянскую антиклиналь (увал) с Кюровдагской антиклиналью в низовье р. Куры, проходящее вдоль предгорий параллельно так называемому Кюрдамиро-Саатлинскому поднятию (рис. 1), выявленному гравиметрической (маятниковой) съемкой. В литературе оно известно под названием «Кюрдамирского моста». Большинство исследователей считают, что здесь к поверхности приближены как кристаллические породы фундамента, так и молодые изверженные породы, родственные таковым Талыша и Вандамской подзоны. Это поднятие представляло зону размыва, начиная с майкопской эпохи и кончая плиоценом.

Позднейшими детальными гравиметрическими исследованиями было выявлено еще одно поднятие к югу от вышеуказанного, так называемого Мильско-Муганского. Этот гравитационный максимум к западу сливается с общим гравитационным максимумом данной части Малого Кавказа и образует, таким образом, как бы ответвление последнего максимума.

Кюрдамиро-Саатлинское поднятие ныне определяют, по В. Е. Хаину, как «остаточное поднятие», в значительной мере пощажено мощными прогибаниями, охватившими соседние районы Куринской впадины, находящиеся ближе к поднятиям Большого Кавказа, Малого Кавказа и Горного Талыша.

С востока Куринская впадина окаймляется прерывистой полосой плиоценовых отложений. Зона представляет систему антиклинальных поясов (рис. 1), состоящих из расположен-

ных кулисообразно весьма крупных и сильно удлиненных брахантиклиналей, осложненных разрывами и разделенных весьма широкими и пологими синклинальными депрессиями.

V. Малый Кавказ представляет типичный крупный сложный антиклинорий, весьма полого погружающийся (и замыкающийся) к юго-востоку, опоясанный отложениями верхнего сенона и третичными образованиями. Он отличается большим разнообразием; в нем выделяются шесть (23—28) резко обособленных зон, внутри которых выделяется еще ряд подзон и областей.

Таковыми зонами являются (с северо-запада на юго-восток): 23—Аджаро-Триалетская, 24—Сомхетско-Ганджинско-Карабахская, 25—складчатая зона Армении, 26—зона восточного погружения Малого Кавказа, 27—Нахичеванская зона и 28—Талышская (Ленкораньская) зона.

Внутри складчатой зоны Армении можно выделить две характерные подзоны: а—офиолитовый пояс на северо-востоке и б—Кафанскую — на юго-востоке.

23. Аджаро-Триалетская зона является крупным весьма характерным элементом в структуре Малого Кавказа. Протягивается в широтном направлении от юго-восточного побережья Черного моря до среднего течения долины р. Иори на востоке. Длина ее около 300 км, ширина достигает 30 км и больше.

Как геологически, так и морфологически она четко выделяется среди соседних зон. Аджаро-Триалетская интрагеосинклиналь (своеобразный краевой прогиб) зародилась в конце нижнемелового времени, достигла максимума своего развития в среднем эоцене и закончила геосинклинальную стадию развития в конце палеогена. Эта зона отличается единообразием слагающих ее в основном вулканогенных отложений эоцена, достигающих громадной мощности. В ядрах сильно сжатых антиклиналей выступает местами сенон, достигающий мощности до 1 км и представленный в фации темно-серых литографских известняков. Датский ярус и палеоцен представлены флишем, обогащенным часто туфогенным материалом (литокластический флиш) и достигают 3 км мощности. Средний эоцен выражен на западе в типичной вулканогенной фации (порфириты, туфобрекчии), сменяющейся к востоку постепенно известковисто-сланцево-песчаниковой фацией, в которой туфогенные элементы играют обычно подчиненную роль; мощность среднего эоцена 1—1,5 км. Таково же соотношение фаций для восточной и западной части верхнего эоцена указанной системы. Олигоцен и миоцен имеют здесь сравнительно небольшое развитие и представлены в глинисто-песчаниковой и частью известняко-

вой фациях. Суммарная мощность верхнемеловых и палеогеновых отложений достигает свыше 6000 м, что позволяет говорить о геосинклинальном типе накоплений в соответствующий период. С миоцена, наоборот, в этой зоне проявляются геоантиклинальные тенденции.

К востоку от Тбилиси эта широтная зона погружается под покров миоценовых и плиоценовых отложений левобережья р. Куры (т. е. уходит в Куринскую депрессию).

В формировании Аджаро-Триалетской системы важнейшими фазами складчатости являются: 1—верхнемеловая (ларамийская), 2—позднеэоценовая (триалетская) и 3—раннемиоценовая (ново-штирийская). Последняя является для Аджаро-Триалетской зоны наиболее мощной, преобразовавшей всю область в горное складчатое сооружение (В. Р. Надирадзе, 1964).

Будучи зажата между двумя глыбами (срединными массивами) и испытав сильное смятие в результате альпийского тектогенеза, зона характеризуется многочисленными линейно расположенными, сильно сжатыми, в общем широтного простирания складками и двухсторонним опрокидыванием, с движением масс как на север, на Грузинскую глыбу, так и на юг — Артвинско-Сомхетскую глыбу.

Восточным продолжением (окончанием?) Аджаро-Триалетской складчатой системы по левобережью р. Куры является так называемая Марткобская зона (выступ Н. Б. Васоевича, 1931).

Далее к юго-востоку продолжение Аджаро-Триалетской системы надо видеть вдоль предгорий Малого Кавказа и к юго-востоку от Кировабада — в районе Нафталана. Здесь наблюдаются, впервые после района Тбилиси, и палеогеновые отложения, довольно интенсивно дислоцированные, причем здесь констатированы складки как общекавказского, так и меридионального простирания («структурные носы» В. Е. Хаина); последние особенно сильно сказываются в полосе мела и палеогена.

Интересно отметить, что в Казахском районе Азербайджанской ССР констатирован эоцен, выраженный в типичной осадочно-вулканогенной фации, хорошо охарактеризованной нуммулитами.

Переход от мезозоя Кировабадской зоны к третичным отложениям района Нафталана и Куринской депрессии совершается, по В. Е. Хаину, путем плавного погружения первого; в полосе майкопа и акчагыло-апшерона отмечается в предгорьях появление брахиантиклинальных структур. По направлению к северо-востоку идет прогрессивное увеличение

размаха складчатости; сброс вдоль северного края предгорий Малого Кавказа здесь не констатируется.

Далее к северо-востоку гравиметрией, сейсморазведкой и бурением установлена новая полоса погребенных поднятий у гор. Барды и между сс. Гиндархом и Агджабедами.

Бардинское поднятие сложено в своей верхней части срединным сарматом, несогласно перекрытым акчагылом. Агджабединская антиклиналь сложена в своде майкопом, а на северо-восточном крыле появляются тортон и сармат.

В фациальном отношении аналогом Аджаро-Триалетской складчатой зоны далее к юго-востоку является Талышская горная система, в которой наблюдаются вполне аналогичные вулканогенные фации палеогена и мергельно-глинистые — неогена и сходные типы структур, хотя и не столь напряженные (подробнее сказано ниже).

24. Сомхетско-Ганджинско-Карабахская зона. К югу и юго-востоку от Аджаро-Триалетской зоны, вдоль правобережья р. Куры, располагается следующая тектоническая зона, резко отличающаяся от предыдущей своей относительно пологой складчатостью.

Северной ее границей является южный край Куринской депрессии, а с юга естественной ее границей с соседней тектонической зоной (Армянской) является крупный надвиг (поддвиг), плоскость которого падает полого на север. Возраст надвига определяется как верхнеэоценовый; он является главнейшим структурным элементом Малого Кавказа.

В западной своей части, в области наибольшего поднятия древнего субстрата, на территории Грузии описываемая зона сложена мощными вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями олигоцена (Ахалкалакское нагорье) и верхнеплиоценовыми и четвертичными лавовыми потоками, а также четвертичными отложениями Борчалинской равнины. Вулканогенная толща олигоцена трансгрессивно перекрывает все более древние отложения (вплоть до нижнепалеозойских), а также указанный надвиг, чем точно датируется его относительный возраст.

Некоторые исследователи полагают, что вулканы Ахалкалакского (Джавахетского) нагорья приурочены к разломам меридионального направления; однако наши детальные работы показали, что они связаны с осями широтных складок, осложненных, видимо, дизъюнктивными нарушениями.

В Алавердском и соседних районах зона сложена древней глубоко метаморфизованной толщей, прорывающими ее палеозойскими гранитоидными интрузиями (Храми, Лок), перекрывающими их лейасовыми кварцевыми песчаниками и слюдястыми глинистыми сланцами, вулканогенными образо-

ваниями байоса, мощной толщей (до 2,5 км) средне меловых (сеноман и турон) кислого состава вулканогенных пород, верхнемеловыми карбонатными и частично средне- и верхне-эоценовыми осадками. Наибольшее распространение имеют здесь средне меловые образования.

Далее к юго-востоку зона сложена метаморфическими сланцами верхнего докембрия — нижнего палеозоя, вулканогенно-осадочными толщами верхнего (и частично нижнего) мела и эоцена (общей мощностью до 13 км) и многочисленными гранитоидными интрузиями верхнеэоценового возраста.

В западной части зоны в области наибольшего поднятия древнего субстрата развиты четвертичные лавы; их центры поднятий приурочены к складкам, осложненным разрывами.

Интересно отметить, что складки разнонаправленные — общекавказского простирания, широтные и антикавказского (северо-восточного) направления. Некоторые из них прослеживаются на десятки километров, другие короткие, нередко кулисообразно смещающиеся.

В некоторые эпохи (верхняя юра, нижний мел, нижний сеноман) были большие перерывы в процессах седиментации указанной зоны, что указывает на то, что колебательные движения за рассматриваемый период имели большую амплитуду с переменной знака. Это отличает Ганджинскую зону от геосинклинали Большого Кавказа. Геоантиклинальные тенденции неогенового времени, характеризующие рассматриваемую зону, служат отличием ее как от Аджаро-Триалетской, так и Куринской зон.

От соседних зон Сомхетско-Ганджинская зона отличается, главным образом, своей относительно спокойной тектоникой, сопровождающейся местами разрывами. На фоне широких и пологих складок широтного и общекавказского простирания вдоль северной окраины зоны констатированы второстепенные, но местами довольно резкие складки с осями северо-восточного (антикавказского) направления.

Эти аномальные складки обусловлены, вне сомнения, движением глыб древнего жесткого субстрата, ранее ориентированных по другому плану — вдоль границ двух тектонических зон.

При общем погружении шарниров к северо-востоку эти складки иногда продолжаются также и в третичных отложениях Аджаро-Триалетской зоны, вплоть до акчагыла (например, в Палантэкианской зоне по левобережью р. Куры). Вглубь гор складки указанного необычного направления замирают, появляясь только в полосе меловых отложений и почти исчезая в юре.

Местами вдоль северного края выделенной зоны в полосе предгорий складки приобретают более крутой характер; северное крыло их испытывает здесь местами флексуобразный изгиб. Здесь ощущается близость края жесткого субстрата зоны (выход кембрия — докембрия у ст. Ковлар, по В. Е. Пахомову).

В северо-восточной части зоны, в Нафталанском районе, в области развития третичных образований, наблюдается ряд коротких складок («структурные носы») меридионального и северо-восточного простирания, погружающихся в указанном же направлении.

Южный край Сомхетско-Ганджинско-Карабахской зоны представляет на большом протяжении крупную моноклиналию, сложенную вулканогенной юрой, под которую пододвинуты интенсивно дислоцированные породы верхнего мела и эоцена, интродуцированные породами офиолитового пояса Армении.

Вышеупомянутый надвиг, разделяющий две тектонические зоны, имеет наибольшую амплитуду (до 7—8 км) на среднем отрезке; смещается по косому сбросу (северо-восточного простирания) к юго-западу и затем протягивается вдоль южного склона Карабахского хребта в юго-восточном направлении, доходя до р. Аракса; в указанном районе он разветвляется и отдельные ветви его приобретают уже характер взбросов.

В западном же направлении от бассейна верховья р. Шамхор-чай амплитуда указанного основного надвига постепенно уменьшается за счет увеличения в том же направлении количества второстепенных тектонических нарушений, параллельных вышеупомянутому и проходящих как к северу, так и к югу от него. От южной окраины Ахалкалакского нагорья надвиг уходит в пределы Турции.

Возраст вышеописанного надвига (поддвиг) датируется совершенно точно как верхнеэоценовый, так как согласно дислоцированные верхнемеловые и среднеэоценовые отложения перекрываются трансгрессивно олигоценом.

Возвращаясь к общей характеристике рассматриваемой зоны, необходимо указать еще на следующие ее особенности. В общем это одна крупная антиклинальная зона, первоначально сформировавшаяся в конце юрского периода, затем в течение мелового и нижнетретичного времени неоднократно перестраивавшаяся, но все же сохранившая свои основные черты. В период накопления осадков особенно сказывались вертикальные колебательные движения, обусловившие смену фаций и довольно резкие колебания мощностей. В юрское время эта зона представляла типичный эвгеосинклинальный бассейн, в котором существовала цепь подводных (?) вулка-

нов, действовавших, видимо, с незначительными перерывами, о чем свидетельствует морская фауна, находимая в туффитах и нормальных песчаниках, прослаивающих порфириты и туфобрекчии. Мощности юрских отложений в центральной части зоны наибольшие; мощность же меловых отложений, наоборот, увеличивается к северному краю зоны. Здесь же наблюдается (у ст. Ковлар) непосредственное налегание средней юры на сланцы кембрия-докембрия, т. е. здесь отсутствует полностью мощная (порядка 1 км) толща нижней юры средней полосы зоны. Таким образом, наличие колебательных движений юрского и мелового времени обратного знака и с большой амплитудой никаких сомнений вызывать не может.

Гравитационное поле описываемой зоны представлено полосой общекавказского простирания относительного максимума силы тяжести со значениями аномалий от — 10 до 100 мЛг (в редукции Буге), причем наименьшее значение аномалий (—10 —20 мЛг) приурочено к юго-западному краю Прикуринской низменности. Это указывает на приподнятость подошвы коры в этом районе по сравнению с соседними зонами.

25. Складчатая зона Армении. К югу от указанной структурной линии (надвиг-поддвиг?), являющейся главнейшей на Малом Кавказе, начинается тектоническая зона Армении, разделяющаяся, в свою очередь, на ряд подзон.

Сложена эта зона в основном следующими комплексами: — вулканогенной толщей юры (на юго-востоке), вулканогенным и известняковым верхним мелом (в средней части зоны на северо-востоке), вулканогенным эоценом (и отчасти известняковым сеноном — на северо-западе) и вулканогенным олигоценом (на юго-западе). Незначительное развитие имеют в рассматриваемой зоне отложения нижнего палеозоя и докембрия, выступающие в ядрах антиклиналей, нередко осложненных разрывами (взбросами).

Характерной особенностью центральной части Армении является громадное количество четвертичных вулканов, давших обширные поля лав. Вулканы приурочены к осям складок, осложненных многочисленными разломами, в области наибольшего вздымания палеозойского фундамента. В соответствии с этим интенсивность четвертичного вулканизма отчетливо падает с северо-запада на юго-восток. Эта зона в течение юры, мела и палеогена обнаружила геосинклинальные тенденции; по фациям и мощности накопившиеся здесь осадки заметно отличаются от соответствующих по возрасту отложений, прилегающих с севера и юга зон. Начиная с миоцена происходит общее поднятие зоны, почему здесь господ-

ствуют процессы эрозии, прерывавшиеся в четвертичное время излияниями лав семейства андезито-базальтов (в широком смысле этого слова).

На основании геологического разреза и характера складчатости в Армянской тектонической зоне отчетливо выделяются 3 подзоны: офиолитовая, Кафанская и собственно Армянская.

а. Офиолитовая подзона является полосой интенсивной складчатости верхнемеловых-эоценовых отложений, осложненной разломами и интродуцированными ультраосновными породами. Мел выражен в карбонатной (верхний сенон) и вулканогенной (нижний сенон) фациях, а эоцен — в вулканогенно-осадочной; мощность верхнемеловых образований достигает 2,5—3 км, а эоценовых — 2 км. Отложения явно геосинклинального характера типа передового прогиба.

б. Собственно складчатая зона Армении представляет участок древней платформы, длительно полого погружавшейся по направлению к востоку — юго-востоку. В связи с этим на восточном ее конце наблюдается разрез от нижней юры до плиоцена включительно, а на крайнем западе (Арагацское нагорье) на метаморфической толще кембрия-дскембрия непосредственно залегает мощная (до 2,5 км) субаэральная вулканогенная толща олигоцена. Граница с офиолитовой зоной расплывчатая (постепенная); вдоль нее наблюдается ряд интрузий гранитоидов нижнемиоценового возраста. Интенсивность дислокации пород постепенно уменьшается в западном направлении; по краям зоны на крайнем юго-востоке (Кафанский район) и северо-западе (Мисханский район), где выступают участки древнего субстрата, складчатость осложнена разломами. Здесь же наблюдаются наибольшие выходы интрузивных пород. Последней орогенической фазой зоны являлась верхнеолигоценовая-нижнемиоценовая.

Особого упоминания заслуживает район г. Арагац (Алагёз), являющийся крайней северо-западной частью зоны Армении. Он сложен мощной (до 2,5 км) олигоценовой наземной (субаэральной) толщей эффузивов и частью туфов, отчетливо дислоцированных.

В тектоническом отношении массив г. Арагац представляет крупную брахиантиклиналь (осложненную более мелкими брахискладками), расположенную примерно посредине обширной синклинали общекавказского простирания, слагающей район между Памбакским хребтом и р. Аракс.

в. Крайней юго-восточной частью складчатой зоны Армении является Кафанский район, представляющий в тектоническом отношении крупную и пологую брахиантиклиналь (Зангезурская, Кафанская) северо-западного простирания.

Сложена она в ядре юрскими вулканогенными породами, имеет асимметричное строение с пологим северо-восточным ($15-20^\circ$) и более крутым (до $70-80^\circ$) юго-западным крылом.

В ядре Кафанской антиклинали, в районе медных месторождений, наблюдается сложная сеть дизъюнктивных нарушений северо-западного, северо-восточного и меридионального направлений; наиболее крупные сбросовые зоны имеют северо-западное направление. Один сброс, с крутым падением на северо-восток, прослежен свыше чем на 20 км, но он, видимо, продолжается и далее на северо-запад.

К юго-западу от Кафанской антиклинали в водораздельном хребте (с вершиной Хуступ) бассейнов рр. Мегри и Басут-чай проходит зона крупных разломов, из которых один (Хуступский) имеет характер надвига (взброс?), по-видимому с большой амплитудой; плоскость его падает круто на юго-запад. В результате этого нарушения породы девона надвинуты на вулканогенные образования верхней юры и известняки нижнего мела. По этому разлому нами проводится юго-восточная граница зоны с следующей к югу тектонической зоной Малого Кавказа — **Нахичеванской**.

26. Зона восточного погружения Малого Кавказа. Обе вышеописанные зоны — Сомхетско-Ганджинско-Карабахская и Армянская, представляющие в целом сложный антиклинорий, испытывают в своей юго-восточной части постепенное погружение. Последнее хорошо выделяется по периклинальному залеганию известняков нижнего и верхнего мела, слагающих по левобережью р. Аракс ряд второстепенных складок, окаймляющих область погружения и осложненных обычно разломами различной амплитуды.

Судя по выходам песчаниково-глинистой толщи майкопа в районе ущелья Худаферии (массив г. Дири-даг) по правобережью р. Аракс должны иметь развитие лишь третичные отложения, полный разрез которых константирован в Талышском районе, кажущемся изолированным от Малого Кавказа, но, вне сомнения, с ним связанного.

Четвертичный вулканизм в зоне погружения не проявился.

Далее к юго-востоку продолжением Малого Кавказа, кулисообразно сдвинутым надо считать Талыш, переходящий затем в цепи Эльбурса. Последний по данным Д. Штёклина (1966) является примером «складчатой платформенной области».

27. Нахичеванская зона. Расположенная в крайней юго-западной части Малого Кавказа Нахичеванская тектоническая зона отличается своеобразием слагающих ее пород и сложным строением отдельных структурных единиц, чем рез-

ко отличается от соседних к северу зон. Северная и северо-восточная границы зоны частично были охарактеризованы выше, при описании юго-западной границы Армянской зоны. Средняя часть указанной границы проводится вдоль зоны разрывов и надвига (с юго-запада) палеозоя на верхний мел и эоцен, далее же к северо-западу и юго-востоку — вдоль зоны интенсивной пликативной складчатости; юго-западная граница рассматриваемой зоны неизвестна, так как она переходит в пределы Ирана и Турции, геология пограничных частей которых недостаточно изучена.

Большое развитие имеют здесь отложения палеозоя (девон-пермь) и триаса, представленные преимущественно в карбонатной фации, а затем вулканогенно-осадочные образования эоцена и олигоцена. Юрские и меловые породы имеют незначительное распространение. Отложения эоцена и олигоцена представлены в вулканогенно-осадочной фации.

Характерной особенностью зоны является также наличие большого количества лакколитов, сложенных гипабиссальной фацией гранодиоритов нижнемиоценового возраста. Четвертичный вулканизм здесь не проявился.

Палеозойские и триасовые образования представлены единым согласным (?) комплексом пород геосинклинального типа; различные члены юрских, меловых и палеогеновых отложений образуют здесь ряд трансгрессий с большими стратиграфическими перерывами. Таким образом, в течение среднего и верхнего мезозоя и нижнего кайнозоя процесс накопления осадков в рассматриваемой зоне часто прерывался геоантиклинальными поднятиями. Общее для всей зоны центральной Армении поднятие в неогеновое и четвертичное время сопровождалось по южному краю этой зоны, — по долине Аракса, образованием продольного (краевого?) прогиба, в котором еще и в настоящее время накапливается значительная толща песков и галечников.

Все породы, за исключением олигоценовых, интенсивно дислоцированы; много дизъюнктивных нарушений в складках разных направлений, в том числе и антикавказского.

Последние крупные орогенические фазы протекали здесь в верхнеэоценовое и затем нижнемиоценовое время; с последней связано внедрение Мегринской гранодиоритовой интрузии и ее дериватов — нахичеванских лакколитов.

Большинство дизъюнктивных нарушений произошло, по-видимому, в верхнеэоценовое время (пиренейская фаза), потому что они перекрываются весьма слабо дислоцированными олигоценовыми образованиями.

Следует указать, что складки северо-восточного (антикавказского) простирания наблюдаются также в районе «Волчьих ворот» (к югу от сел. Садарак), сложенном девон-

скими отложениями, а широтная складка—в нижнем течении р. Веди, в верхнемеловых и эоценовых породах. Далее к западу эти складки заворачивают к юго-западу, принимая таким образом дугообразную форму (район к востоку от Еревана).

Плоскости надвигов в большинстве случаев падают полого на юго-запад, при этом сильнее дислоцированы надвинутые палеозойские отложения. На основании этого факта можно сделать заключение об общем движении масс с юго-запада на северо-восток. Затем можно предполагать, что в обоих указанных районах эти ненормального простирания складки являются «приспособившимися» к какому-то древнему жесткому основанию.

Крупная интрузия Мегринского района выходит в ядре широкой антиклинали, северо-восточное крыло которой осложнено рядом второстепенных складок и разрывов, по которым проводится граница с вышеописанной зоной Армении.

На крайнем северо-западе рассматриваемой зоны, в приереванском районе, констатируется складчатость исключительно антикавказского простирания.

Равнинная часть Нахичеванского района сложена породами гипсо-соленосной толщи олигоцена и представляет в тектоническом отношении обширную наложенную мульду, шарнир которой падает сравнительно полого на запад—северо-запад. По северной периферии эта пологая синклиналь осложнена мелкой второстепенной складчатостью.

Резюмируя данные, характеризующие рассматриваемую тектоническую зону, можно сделать следующие выводы. Описываемая зона представляет в северной своей части крупную антиклиналь, а в южной—соответствующую ей синклиналь; и та, и другая осложнены второстепенной складчатостью различного масштаба. Оси синклиналей имеют в большей восточной части района общекавказское простирание; на северо-западе же они испытывают плавный дугообразный загиб к юго-западу.

В палеозойское и триасовое время эта зона представляла единую геосинклиналь, которая, однако, испытывала довольно значительные вертикальные колебания, обусловившие некоторую смену фаций и фаун; самая глубокая часть геосинклинали находилась, видимо, в районе сел. Дагназ (мощность верхней перми здесь около 400 м, а в Джульфинском ущелье мощность всей перми, фаунистически хорошо охарактеризованной, всего 40—50 м).

В верхнетриасовое время (норийский век) наступает, видимо, первая фаза диастрофизма, обусловившая геоантиклинальные тенденции зоны в течение юры и нижнего мела:

лишь местами шло в это время накопление осадков (небольшой мощности) морского типа (доггер в Джульфинском ущелье, альб у Книшика и др.). В верхнемеловое время морской бассейн захватывал, видимо, всю территорию рассматриваемой зоны, причем осадки верхнего сенона имеют местами флишевый характер. В начале эоценового периода начинают проявляться геоантиклинальные тенденции, особенно резкие в юго-западной части зоны и обусловившие здесь отсутствие всего нижнего эоцена (район ст. Неграм); на севере же — в верховье р. Джагри — известен полный его разрез, согласный с сеноном, но в иной фации (известково-песчанниковой; сенон — в известняковой).

В конце эоценового времени происходит, в результате пиренейской орогенической фазы, новая перестройка зоны: на северо-востоке преобладают геоантиклинальные тенденции — идет накопление наземных вулканогенных толщ олигоцена, а на юго-западе — в морской лагуне (?) отлагаются синхроничные им породы соленосной толщи.

Далее в течение неогена и четвертичного времени шло общее поднятие всей зоны, отчасти прерванное образованием продольного прогиба в среднем течении р. Аракс, где и в настоящее время продолжается накопление значительных толщ галечников, песков и суглинков.

Следует указать на следующие характерные особенности геологического строения зоны Армении и Нахичеванской зоны. В обеих указанных зонах в западной их части под верхнемеловыми отложениями выступают метаморфические сланцы верхнего докембрия — нижнего палеозоя. Эти же образования обнажаются из-под вулканогенного нижнего сенона и в бассейне среднего течения р. Тертер; юрские образования там отсутствуют.

На юго-востоке же этой зоны юрские отложения имеют широкое развитие, что позволяет наметить здесь интрагеосинклиналь указанного времени. Распространялись они, видимо, и в пределы Нахичеванской зоны, окаймляя древнее поднятие.

28. Талышская зона представляет в тектоническом отношении антиклинорий, расчленяющийся на ряд складок второго порядка. Вдоль северо-восточного края зоны протягивается ряд крупных разрывов, плоскости которых падают круто к югу (движение горных масс шло к северу).

Сложена зона исключительно третичными отложениями (палеогена и миоцена); лишь в одном пункте, на крайнем юго-востоке зоны, в ядре Астаринской антиклинали обнажаются известняки верхнего сенона. Основная роль в сложении области принадлежит мощной, в значительной степени вул-

каногенной толще эоцена и несколько менее мощной песчаниково-глинистой серии майкопа (олигоцена—нижнего миоцена).

В строении северо-восточной части зоны (астрахан-базарский синклиорий В. Е. Хаина), пограничной с Куринской впадиной, принимают участие и более молодые горизонты миоцена, до верхнего сармата включительно, а также акчагыл. Здесь наблюдается ряд крупных складок, сопровождаемых разрывами, опрокинутых к северо-востоку, т. е. в сторону мильско-муганского поднятия.

Общая мощность палеоцена и эоцена Талыша достигает 4 км, а олигоцена и нижнего миоцена (т. е. майкопа) — 2—2,5 км, что свидетельствует о значительном масштабе погружения.

По данным Ш. Ф. Мехтиева и А. С. Байрамова, ось максимального воздымания антиклинория Талышской зоны проходит наискось к общему простиранию антиклинория и слагающих его складок, будучи направлена с север — северо-запада на юг — юго-восток. Такое же направление имеет и восточная граница горной системы, т. е. граница сопряженной с нею зоны погружения.

VI. Депрессия среднего течения р. Аракс. Указанная депрессия представляет северный край следующей к югу новой крупной тектонической зоны первого порядка—Анатолийско-Иранского межгорного прогиба, отвечающего так называемым Тавридам по схеме П. Арни (1939). Эта зона в своем развитии на юго-западе характеризуется, по упомянутому автору, спорадически и всегда ограниченным развитием верхнего мела и эоцена, весьма ограниченным распространением слабо складчатого миоцена, проявлением древних осадочных масс (палеозоя и мезозоя) в форме покровных единиц, а также широко развитым метаморфизмом.

В морфологическом отношении депрессия Аракса расчленяется на две котловины—Араратскую и Нахичеванскую, испытавшие вертикальные колебательные движения разной амплитуды и продолжительности; разделены они несколько изолированными грядами («Волчьи ворота»), сложенными среднедевонскими породами, образующими складки антикавказского направления.

Араратская котловина выполнена мощными (около 300 м) озерно-речными накоплениями верхнего плиоцена — постплиоцена и современными аллювиально-пролювиальными наносами. Скрытые под ними древние породы представлены (по данным бурения) метаморфическими сланцами верхнего протерозоя, песчаниково-карбонатной толщей девона, глинисто-песчаниковыми свитами эоцена и вулканогенной

толщей олигоцена. Эоцен местами залегает непосредственно на протерозое. Эта котловина формировалась в течение всего четвертичного времени, так как галечники всех четырех террас плавно погружаются под современный аллювий р. Аракс.

Нахичеванская котловина отличается от предыдущей почти полным отсутствием озерно-речных накоплений, но речные террасы левобережья долины Аракса здесь также плавно погружаются к югу под современный его аллювий и четвертичные лавы. Древние породы здесь представлены мощной гипсо-соленосной толщей олигоцена — миоцена (?), слагающими так называемую наложенную мульду осадочно-вулканогенными свитами эоцена и мощными песчаниково-карбонатными комплексами девона—карбона—перми—триаса. Отложения юры и верхнего мела здесь, видимо, отсутствуют (выклинивались) и развиты лишь далее к северо-востоку, в Нахичеванской зоне.

Здесь же следует отметить, что следующая к востоку Джульфинская котловина Аракса, входящая в Нахичеванскую зону, является наиболее молодой; направление ущелья р. Аракс, ниже Джульфы и Ордубада, является унаследованным.

Араратская и Нахичеванская котловины, судя по анализу литологии слагающих их пород и их мощностей, представляют типичные синклинальные прогибы с относительно неоднородным тектоническим строением субстрата — в области сочленения двух различных тектонических зон. Формирование этих котловин началось еще с начала палеогена.

ВЫВОДЫ

Сравнивая между собою горные сооружения Большого и Малого Кавказа, естественно, приходим к выводу, что они резко отличаются как по фациям отложений, так и в структурном отношении.

Отчетливо выявляется совершенно отличный тип тектоники Большого Кавказа — и его подчиненное значение ко всему Средиземноморскому орогену.

Большой Кавказ не является частью Альпийской геосинклинали, а вместе с Крымом — самостоятельной геосинклиналью, в которой накапливались ей свойственные осадки, отличные от Средиземноморских и более близкие по фациям отложениям средней части СССР и Северной Германии.

Кавказ является примером четко выраженной внутриконтинентальной складчатой системы, возникшей, однако, из

совершенно типичной геосинклинали, о чем свидетельствует большая мощность (15—20 км, при суммарной мощности геологического разреза от кембрия до постплиоцена — около 50 км) и фациальный состав (вулканогенные и сланцевые серии) осадочных слоев, интенсивно дислоцированных.

Антиклинорий Большого Кавказа отчетливо погружается и замыкается как к северо-западу, так и к юго-востоку. Продолжением его, кулисообразно смещенным к северо-западу, является Горный Крым.

В своем общем построении Большой Кавказ резко отличается от Альп отсутствием широко развитой покровной структуры и видимым движением масс не на север, как в Альпах, а на юг (возможно также сходство с Пиренеями).

Малый Кавказ по фациям и формам тектоники неразрывно связан с Анатолией; видимое перемещение масс в нем происходило на север. Главное отличие антиклинория Малого Кавказа от Большого заключается в большей близости и обнаженности жесткого субстрата.

Далее существенным характерным отличием Малого Кавказа от Большого является значительно большее расчленение первого на отдельные частные геосинклинали и геоантиклинали (интрагеосинклинали и интрагеоантиклинали). Вследствие этого значительное поднятие и складкообразование привели на Большом Кавказе к созданию единой и цельной складчатой формы высшего порядка — мощного антиклинория, а в Малом Кавказе получился ряд индивидуальных форм, развитие которых шло разновремененно и поэтому тектоника последнего приобрела нестройный характер (распад на отдельные, кажущиеся обособленными компоненты).

Тектонические зоны Малого Кавказа построены асимметрично (южные границы представлены разрывами), и в каждой из них отмечается нарастание тектонических напряжений с юго-запада на северо-восток, что говорит об общем движении масс в том же направлении.

Большой интерес представляют складки антикавказского направления различного возраста; обусловлены они различным гипсометрическим положением древнего субстрата, разбитого на ряд (разноориентированных) глыб в результате предшествовавших фаз оро- и эпирогенеза. Эти древние структуры, будучи не везде «переварены», обусловили местами «поперечное строение» (см. ниже).

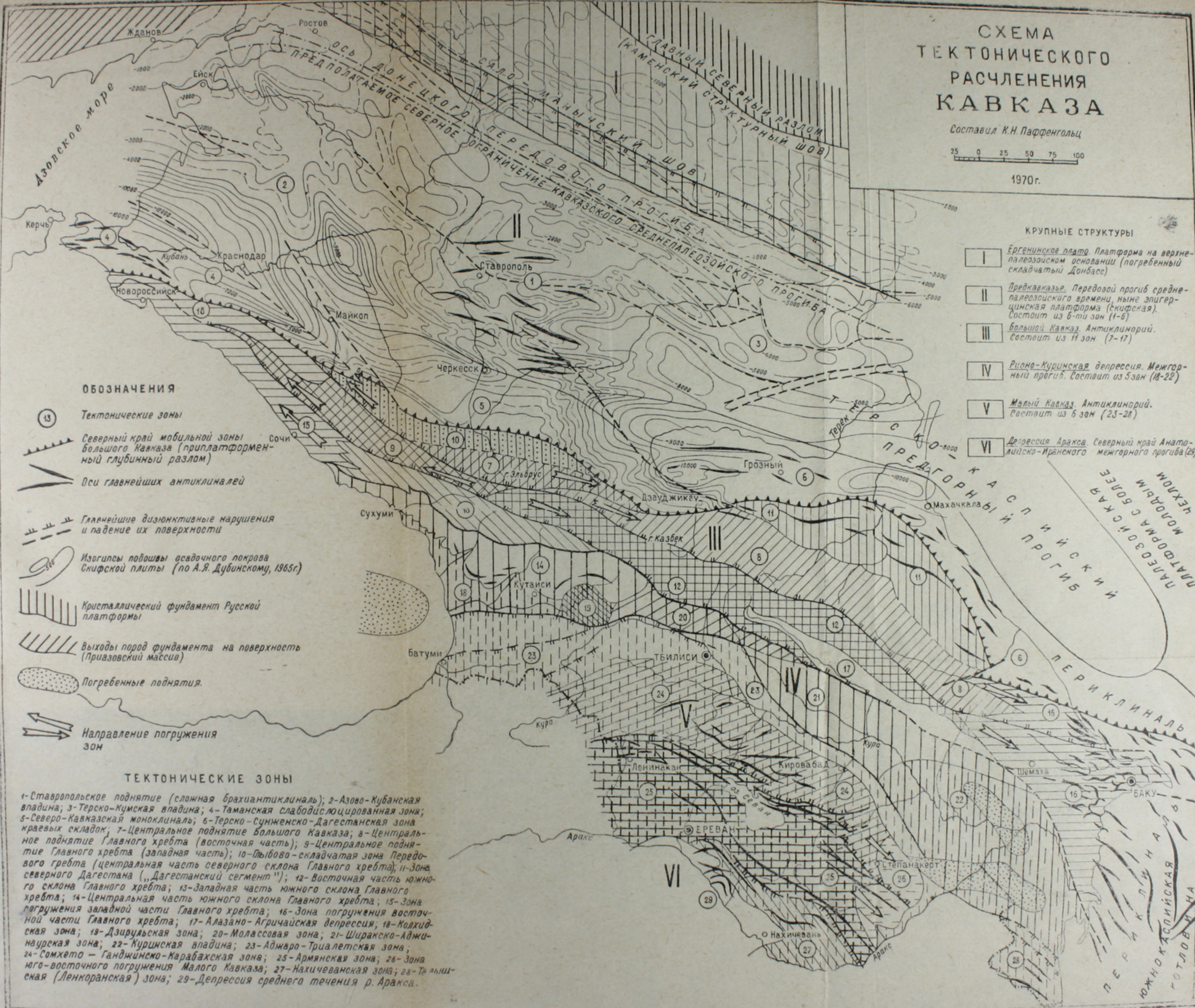
Антиклинорий Малого Кавказа погружается к юго-востоку и отчетливо замыкается по левобережью р. Аракс. Продолжением его далее к юго-востоку, кулисообразно смещенным, является Талыш, переходящий затем в цепи Эльбурса.

СХЕМА ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАСЧЛЕНЕНИЯ КАВКАЗА

Составил К.Н. Пафенгольц

25 0 25 50 75 100

1970г.



КРУПНЫЕ СТРУКТУРЫ

- I **Ергенинская платформа.** Платформа на верхне-палеозойском основании (погребенный складчатый Донбасс)
- II **Предкавказье.** Передовой прогиб средне-палеозойского времени, ныне эпигерцинская платформа (скифская). Состоит из 6-ти зон (1-6)
- III **Большой Кавказ.** Антиклинорий. Состоит из 11 зон (7-17)
- IV **Рио-Куринская депрессия.** Межгорный прогиб. Состоит из 5 зон (18-22)
- V **Малый Кавказ.** Антиклинорий. Состоит из 6 зон (23-28)
- VI **Депрессия Аракса.** Северный край Анатолийско-Иранского межгорного прогиба (29)

ОБОЗНАЧЕНИЯ

- 13 **Тектонические зоны**
- Северный край мобильной зоны Большого Кавказа (приплатформенный глубинный разлом)
- Оси главных антиклиналей
- Главнейшие дизъюнктивные нарушения и падение их поверхности
- Изогипсы подошвы осадочного покрова Скифской плиты (по А.Я. Дубинскому, 1965г.)
- Кристаллический фундамент Русской платформы
- Выходы пород фундамента на поверхность (Приазовский массив)
- Погребенные поднятия.
- Направление погружения зон

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ЗОНЫ

- 1-Ставропольское поднятие (сложная брахиантиклиналь); 2-Азово-Кубанская впадина; 3-Терско-Кумская впадина; 4-Таманская слабодислоцированная зона; 5-Северо-Кавказская моноклинал; 6-Терско-Сунженско-Дагестанская зона краевых складок; 7-Центральное поднятие Большого Кавказа; 8-Центральное поднятие Главного хребта (восточная часть); 9-Центральное поднятие Главного хребта (западная часть); 10-Тыбово-складчатая зона Передового гребня (центральная часть северного склона Главного хребта); 11-Зона северного Дагестана („Дагестанский сегмент“); 12-Восточная часть южного склона Главного хребта; 13-Западная часть южного склона Главного хребта; 14-Центральная часть южного склона Главного хребта; 15-Зона погружения западной части Главного хребта; 16-Зона погружения восточной части Главного хребта; 17-Алазано-Агричайская депрессия; 18-Колхидская зона; 19-Дзирццальская зона; 20-Молассавая зона; 21-Ширакско-Аджи-наурская зона; 22-Куринская впадина; 23-Аджаро-Триалетская зона; 24-Сомхето-Ганджинско-Карабахская зона; 25-Армянская зона; 26-Зона юго-восточного погружения Малого Кавказа; 27-Нахичеванская зона; 28-Талышская (Ленкоранская) зона; 29-Депрессия среднего течения р. Аракса.

Рис. 1.

СХЕМА СООТНОШЕНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ЗОН ВОСТОЧНОЙ АНАТОЛИИ И МАЛОГО КАВКАЗА

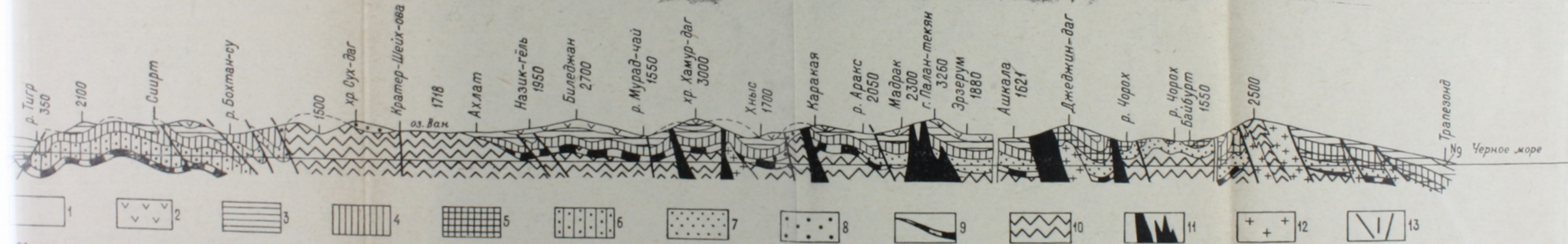
(I по Арни; II по тен-Даму и Толуну; III по Паффенгольцу)

Составил: К. Н. Паффенгольц

1971г.

Рис. 2

| | | | | | |
|--|-------------------------------------|--------------------|----------------------------------|-------------------|----------------------------------|
| лаб. скл-ти (эоцтон) | Анатол.-иранские краевые складки | Ираниды | Т а в р и д ы | А н а т о л и д ы | П о н т и д ы |
| е ста б и л ь н а я п л а т ф о р м а | Зона <i>Sc. Embria</i> | Герцинское ядро | Т а в р и д ы | А н а т о л и д ы | П о н т и д ы |
| ский хол | Складчатый пояс (= Загросу) | Зона чешуи | На х и ч е в а н с к а я з о н а | Армянская зона | Сомхетско-Ганджинская з о н а |
| | | | | | Аджаро-Т летская зо |



Обозначения: 1-Неоген; 2-Олигоцен; 3-Зоцен; 4-Верхний мел; 5-Нижний мел; 6-Н. мел и в. юра; 7-Юра; 8-Пермь; 9-Палеозой (+ триас); 10-Кембрий-докембрий, метаморфические сланцы; 11-Гипербазиты; 12-Гранитоиды; 13-Сбросы, взбросы, надвиги.

Указанные четыре зоны Малого Кавказа, обладающие каждая своими специфическими чертами тектоники, входят в северную часть Средиземноморского орогена и движение масс в них происходило с юга на север; они группируются попарно в два тектонических комплекса, разделенных крупным Муровдагским (Севанским) надвигом (поддвигом).

На территории Турции (Анатолии) Аджаро-Триалетская и Сомхетско-Ганджинская зоны отвечают так называемым Понтидам П. Арни (1939), Армянская зона—его Анатолидам, а Нахичеванская зона—Тавридам. Упомянутый надвиг Малого Кавказа отвечает «пафлагонскому рубцу» Новака (1932), который там также является северной границей развития верхнеэоценовых интрузий ультраосновных пород.

Далее следует вкратце остановиться на так называемой поперечной складчатости, которой некоторые исследователи придают большое значение.

Почти во всех тектонических схемах фигурирует так называемое Ставропольское меридиональное поднятие. В действительности это не антиклинальное выпучивание близмеридионального простирания, а пологие брахискладки общекавказского и близширотного направления.

Детальные геологические исследования последних лет, сопровождавшиеся глубоким бурением и геофизическими работами, показали, что преобладающие простирания складок всюду широтные и близширотные (длина их до 20—30 км).

Его нельзя назвать ни антиклинальным поднятием, ни антиклинальной складкой; осевая линия этого предполагавшегося близмеридионального поднятия проводилась по наибольшим местам подъема шарниров широтных складок.

В Турции и Иране большое значение поперечной складчатости придавали Эд. Парежас (1940) и И. В. Шредер (1944). Разбор их данных приведен ниже, после характеристики тектонических зон Анатолии.

Из анализа геологической карты Кавказа и схемы тектонического районирования этой области отчетливо вытекает, что здесь имели место неоднократные перемещения крупных тектонических глыб, ограниченных разломами, которые неоднократно омолаживались. Некоторые из этих глыб имели удлиненную форму, концы их представляются в виде клиньев (зона южного склона и Аджаро-Триалетская). Воздымание этих глыб, естественно, не могло быть одинаковым по всей их длине, они имели уклон в ту или другую сторону, были разнонаправленными, почему на них и отлагались в соответствии с этим осадки разных возрастов и в различных фациях и мощностях.

Некоторые крупные разломы, несомненно, кулисообразно смещались. На карте и схеме отчетливо видно, что сопряжение глыб происходило только по диагональным разломам. Крупных разломов (регионального порядка) меридионального направления на Кавказе нигде не констатировано.

Очередной задачей дальнейших детальных геотектонических исследований должно являться выяснение взаимоотношений различных зон с помощью структурно-фациального анализа.

Вопрос о возрасте третичных интрузивов Большого Кавказа остается до сего времени спорным. М. М. Аракелянц, А. М. Борсук, Л. Л. Шанин (1968) правильно объединяют гипабиссальные интрузивы гранитоидного состава (и неоинтрузии) Большого Кавказа (Кароба, Цурунгал, Мидагравин, Тепли, Калько, Эльджурту) и петрологически родственные им дацитовые и липаритовые лавы и игнимбриты Эльбрусской вулканической области (Чегем-Баксанский и Нальчикский районы), однако относят их на основании произведенных ими измерений абсолютного возраста к узкому временному интервалу в 4,5 млн. лет. Такое определение не соответствует геологическим данным.

В заключение необходимо указать, что вышеописанные тектонические элементы, прошедшие разнообразные стадии образования, проявляют ныне различную степень сейсмической активности. Некоторые из них консолидированы (пояс изоклиальной складчатости с его многочисленными интрузиями гипербазитов), другие же при эпейрогенетических поднятиях горного сооружения «омолаживаются».

Замечено, что очаги землетрясений приурочены, главным образом, к крупным разломам (Ленинакан и др.) и местам сопряжения структур разных направлений (Ереван и др.). Интенсивность землетрясений не превышает 6—8 баллов.

На основании анализа всего материала по региону к нему наиболее применима геотектоническая теория Беммелена, так как она дает синтез генетических соотношений между всеми различными геологическими, вулканическими и геофизическими феноменами, объединяя их все вместе в общем представлении основного геотектогенеза, подчеркивающего непрерывность деформации земной коры.

ТУРЦИЯ

Все выделенные на Малом Кавказе тектонические зоны имеют непосредственно продолжение к западу на территории Турции (Анатолии), почему геологическое строение Мало-

азиатского нагорья имеет, естественно, весьма сходные черты с таковым Малого Кавказа.

До 1930 г. на территории Турции производились лишь маршрутные геологические исследования различными иностранными учеными (в том числе и русскими — П. А. Чихачев, Г. В. Абих и др.). Впоследствии начал свои работы МТА — Турецкий государственный научно-исследовательский институт, осуществляющий поиски и разведку полезных ископаемых и ведающий составлением геологических карт. Начиная с 1940 г. наиболее ценными монографиями являются работы Арни (1939), Саломон-Кальви (1940), Блюменталья и Эжерана, а также весьма важные работы Шапю, Тромпа и Лана. Хороший обзор многих монографий дал Эжеран (диссертация, 1947).

Первую краткую общую сводку по стратиграфии Турции дал В. Щепинский (1946), а по тектонике этого региона — швейцарский геолог П. Арни (1940), дополненную впоследствии А. Тен-Дамом и Н. Толуном (1962). Краткий очерк «Введение в геологию и гидрогеологию Турции» дан Р. Фюроном (1953); в переводе на русский язык, под редакцией М. В. Муратова, она издана ИЛ в 1955 г. Весьма ценные сведения по геологии Восточной Анатолии, большей частью неизвестные заграничным геологам, имеются во многих статьях русских геологов, не приведенных в списке литературы в работе Фюрона. Этот пробел восполнил М. В. Муратов, поместивший в русском переводе указанного труда дополнительный список литературы.

Последняя обобщающая статья по геологии Анатолии дана К. Эрентозом (1967). Тектоническая карта Турции, помещенная в сводной тектонической карте Европы, составлена Исханом Кетинным (1964).

Стратиграфия. 1. До кембрий. Древнейшие образования Анатолии представлены разнообразными кристаллическими сланцами, возраст которых однако достоверно еще не установлен. Встречаются они, главным образом, в крупных срединных массивах (Галатском, Смирнском и к югу от озера Ван). Уверенно устанавливается докембрий лишь в окрестностях Дерика (к западу от Мардина), где он представлен порфирами, напоминающими те, которые венчают разрез докембрия в Африке.

Переходя к характеристике образований палеозоя, следует указать, что в течение этой эры на огромной территории Восточной Турции, южной Армении и Ирана существовали условия, близкие к платформенным.

2. Кембрий. Кембрийские отложения, фаунистически охарактеризованные, известны на территории Турции лишь в

окрестностях Дерика (к западу от Мардина), где они обнажаются вдоль сброса из-под меловых образований. Представлены кварцитами, конгломератами, метаморфизованными известняками, песчаниками и др., общей мощностью свыше 1100 м. В песчаных сланцах встречена разнообразная фауна, отнесенная к акадийскому ярусу. Ближайшие известные кембрийские осадки констатированы в Палестине и Иране. На границе кембрия и ордовика протекала крупная орогеническая фаза; об интрузивных образованиях этого времени данных не имеется.

3. Силур. Отложения его имеют на территории Турции довольно широкое развитие, но возраст их устанавливается большей частью лишь региональным путем. Представлен конгломератами, песчаниками, известняками (готландий острова Антирочица — Мраморное море) и сланцами (окр. Гераклеи, фауна граптолитов).

4. Девон. Широко развит в районе Босфора, где хорошо изучен. Представлен всеми тремя отделами; выражен кварцитами, граувакками и известняками (D_1); конгломератами и глинистыми сланцами (D_2), фракийской серией и глинистыми сланцами Бостанджи (D_3). На границе силура и девона происходили вертикальные колебательные движения, обусловившие местами несогласное залегание нижнедевонских образований.

5. Карбон. Развит на северо-западе Анатолии (в районе Эрегли-Зонгулдака) и других районах; хорошо охарактеризован фаунистически. Нижний карбон представлен на побережье известняками (светлыми и черными), фтанитами, глинистыми сланцами и песчаниками, общей мощностью около 600 м.

В районе Бурсы черные и кристаллические динантские известняки с водорослями и кораллами распространены вплоть до Биля-Мадена. В центральной Анатолии установлены визейские отложения, а в Тавре — турнейские. К юго-западу от Конии известняки нижнего карбона перекрываются регрессивными вестфальскими известняками, а к северо-западу от Аданы наблюдается полный разрез динантских отложений (от турне до визе).

В южной части Тавра, к северо-востоку от Диярбакыра (Диарбекира), самые низы карбона представлены, очевидно, континентальными образованиями, но они трансгрессивно перекрываются динантскими известняками с водорослями, беллерофонами и *Orthothes crenistria*. В этой фации динантские отложения распространены далее вплоть до Харбола, в 200 км к юго-востоку, где их мощность достигает 500 м. В соседних районах Северной Сирии (в Джебель-Абде

и Азизе) известен морской нижний карбон, содержащий отдельные прослои континентального происхождения.

Из зоны Эрегли-Зонгулдак море ушло в нижненамюрское время и намюрские отложения представлены здесь горизонтом Аладжа-Агзи, слагаемым глинистыми сланцами и песчаниками (до 200 м) с углями (до 12 м) в западной части зоны. Отложения нижней части вестфальского яруса представлены песчаниками и глинистыми сланцами (320 м) с углями мощностью 8,5 м, а верхняя его часть — толщиной (800 м) подобных же отложений с 28 угольными пластами общей мощностью 46,2 м. Разрез вестфальского яруса венчается конгломератами (200 м), галька которых кварцевая, а также из изверженных пород. Отложения стефанского яруса представлены слоями карадон, содержащими флору донецкого типа, сходную с флорой бассейнов Западной Европы.

Описанный район является единственным в Турции (за исключением Северного Курдистана), в котором известны подлинно континентальные отложения карбона. В районе Стамбула они, возможно, существовали, но были впоследствии уничтожены эрозией. Далее к юго-западу в районе Бурсы (Брусы) в горах Дискай известна полуконтинентальная-полуморская толща, содержащая песчаники с растительными остатками и марганценовые слои. К югу от Анкары установлены в Лодуму в кровле морских визейских отложений несколько пачек с растительными остатками. К северо-востоку от Диярбакыра озерные отложения вестфальского яруса содержат пестроцветные глины, битуминозные песчаники и две пачки с лигнитовыми углями. В некоторых районах подобные фации сохраняются и в перми.

6. Верхний карбон — пермь. Малая Азия принадлежит к области распространения морских бассейнов, населенных фузулинидами. Известняки с фузулинидами были встречены повсюду, но в незначительном развитии.

Уральские отложения в районе Балья-Мадене содержат брахиоподы, известные как на Урале, так и в Индии. Подобные же уральские отложения установлены севернее, между Бурсой и Гемликом, в горах Дискай, где они представлены обломочными породами, содержащими растительные отпечатки; далее они найдены в центральной части Анатолии среди известняков района Лодуму.

Богатую фауну фузулин содержат пермские отложения. Встречены они в северо-восточной части зоны Понтид, а также к югу от Анкары (известняки Элмадага). На крайнем западе зоны, к северу от Бурсы встречены белые известняки с пермскими фузулинами. Здесь выделяются два горизонта: нижний, сложенный известняками с водорослями и коралла-

ми, представляет зону с *Parafusulina* артиноско-кунгурского возраста, известную вплоть до Афганистана; верхний горизонт представлен слоями с *Polydielxodina bithynica*, выше которых залегают известняки с водорослями.

В западном Тавре, в Писидии, установлены пермские породы с фузулинами и кораллами; известны они также в Киликии.

Пермские отложения прослеживаются к востоку вплоть до Курдистана, где в Гандереси, к востоку от Гиридага, выявлена толща (75 м) известняков с фузулинами.

Вышеуказанные фациальные и структурные взаимоотношения различных свит и толщ палеозоя были обусловлены рядом орогенических фаз и сопровождавших их вертикальных колебательных движений, проявившихся, естественно, в различной степени в разных тектонических зонах. В общем герцинские движения проявились весьма полно; выражены фазы: бретонская (предвизейская), судетская (послевизейская—преднамюрская), астурийская (послевестфальская—предстефанская), заальская (?) и пфальцская (послетюрингская—предтриасовая). С одной из фаз позднегерцинского времени связано внедрение гранитоидов, имеющих большое развитие в Анатолидах.

7. Т р и а с. Триасовый морской бассейн распространялся почти по всей территории Турции. Резко трансгрессируя, он покрыл ряд районов, подвергшихся уже послегерцинской эрозии, за исключением герцинского массива Зонгулдак на севере. Представлен триас конгломератами, доломитами, красными конкреционными известняками, красноцветными образованиями, песчаниками, глинистыми сланцами и др. Большинство отложений хорошо охарактеризованы фаунистически, что позволяет хорошо увязывать разрезы триаса Анатолии с таковыми Ирана и Афганистана на востоке и — разрезами триаса области Эгейд и Циклад на западе. Триасовые отложения (в известняковой фации) Анатолии расчленяются следующим образом: нижний триас до ладинского яруса и трансгрессивный верхний триас, начинающийся с карнийского яруса, или только ладинский и карнийский ярусы — оба трансгрессивные.

В Бурса—Гемликской зоне констатирован резко трансгрессивный верхний триас (песчаники с *Halobia styriaca*).

Проявлений вулканизма в триасе на территории Турции подобно Малому Кавказу не констатировано.

8. Ю р а. Континентальный лейас развит, по-видимому, лишь в районе Зонгулдака; на востоке же угленосные фации лейаса и доггера появляются на Кавказе. В этих фациях

лейас хорошо выражен в Иране и в Афганистане, где в нем известны как угленосные горизонты, так и богатая флора.

Морской лейас известен в Понтийских горах; он прослеживается от южной части Зонгулдакского угольного бассейна до района гор. Байбурта, протягиваясь вдоль бассейна р. Килхит и через Амасию. Лейасовая трансгрессия проникла в зону узкой тектонической впадины Галатии до Анкары, где «красный лейас» противопоставляется «черному лейасу» восточных районов.

На территории Турции установлен весьма полный (от геттанга до аалена) разрез лейасовых отложений, содержащих классическую фауну средиземноморской провинции, дополняемую местными видами. Подобные же в основном условия сохранились на протяжении средней и верхней юры. Здесь преобладают карбонатные фации; в оксфорде выделяются тонкоплитчатые известняки с небольшими прослоями кремнистых пород с радиоляриями. Общая мощность разреза средней-верхней юры не менее 1000 м. Оксфордские кремнистые породы с радиоляриями протягиваются в Грецию, сопоставляясь с фациями района Олоноси на Пелопонесе. Зеленокаменные породы и радиоляриты центральной части Тавра считаются верхнеюрскими, они могут быть сравнимы с подобными же образованиями, наблюдающимися в Загро-се (Иран).

Подобно Малому Кавказу на территории Турции широко проявилась во всех тектонических зонах древнекиммерийская орогеническая фаза. С ней связывают многочисленные интрузии гранитоидов вдоль южного края Понтида, в Анатолидах (Кескин и др.), Тавридах и Иранидах (дайки в кристаллических сланцах).

9. М е л. В зоне Понтида палеозойский массив Зонгулдака с начала мелового периода захватывается морем, наступавшим с севера; полное погружение этого массива происходит, однако, лишь в верхнем мелу. Нижний мел представлен здесь всеми ярусами, выраженными преимущественно в карбонатной фации; общая мощность около 1200 м. Нижнебарремские и альбские отложения залегают трансгрессивно; последние распространяются к югу дальше, чем нижележащие горизонты разреза.

Сеноман (свыше 100 м) представлен глинистыми сланцами и известняками (Гераклея), включающими прослой розовых и зеленых литографских известняков. Выше располагается вулканогенная толща (андезиты) сантона (?).

Кампанские отложения представлены белыми мергелями, перекрываемыми андезитами и туфами, а выше — также известняками (маастрихт).

В долине Филиоса констатированы лишь трансгрессивные аптские и альбские образования, достигающие громадной мощности (1650 и 1000 м); перекрыты они флишевыми отложениями турона — сенона, содержащими вулканические туфы и линзы известняков. Толща (2500 м) венчается красными плитчатыми радиоляритами мощностью 30 м. Увеличение мощности мела (5000 м) по сравнению с 2000 м в первом районе указывает на прогибание впадины в восточном направлении. Полный разрез мела развит по направлению к Синопу вплоть до Инеболу.

Подобные отложения известны в Тавре, Ала-Даге, к северу от Аданы, к западу от Мардина (разрез у Дерика) и других пунктах Понтид и Таврид. Вероятнее всего, что отдельные части срединных массивов были в это время подняты выше уровня моря, однако Эгейская зона была захвачена морем, о чем свидетельствуют известняки с орбитолинами, установленные в районе Смирны.

По всей территории Анатолии широко проявилась сенонская трансгрессия, начавшаяся с сантона, и в крупных впадинах — иногда уже с коньяка (большое сходство с Малым Кавказом).

На западном берегу Босфора сантонские известняки залегают на девонских породах; выше располагается осадочно-вулканогенный кампан. На восточном берегу Босфора сенонские отложения частично перекрыты девонскими (тектонический покров Зекерикой).

В районе Антиохии маастрихт залегает трансгрессивно на зеленокаменных породах; последние являются продуктами, главным образом, подводных излияний основной магмы, с образованием местами некоторого количества подушечных лав. По возрасту их ныне относят к верхнему мелу (подобно андезитам на северо-западе страны); возраст основной части радиоляритов, развитых в Турции, также является, по М. В. Муратову (1955), верхнемеловым (кампан—маастрихтом). Они связаны с флишоидными фациями и часто залегают на зеленокаменных породах. Подобные образования развиты в сантонских отложениях северо-восточного побережья оз. Севан (К. Н. Паффенгольц, 1934).

Следует отметить, что основные черты геологического строения и орографии Анатолии определяются главным образом меловыми осадками в осевых частях наиболее возвышенных складчатых хребтов и многочисленными складчатыми хребтами, сложенными эоценовыми и частью олигоценовыми отложениями.

Вышеуказанные трансгрессии мелового времени следовали за соответствующими орогеническими фазами, как ре-

гиональными, так и местными. Наиболее крупными являются: предаптская, предальбская, предтуронская и предсантонская; меньшее значение имели предкампанская и предмаастрихтская фазы. С одной из верхнемеловых фаз связаны средние, основные и ультраосновные интрузии (и экструзии) по южному краю Понтида, в Анатолидах, Тавридах и Иранидах. С меловыми ультраосновными породами связаны крупные месторождения хромитов.

10. Эоцен. Эоценовые образования имеют на территории Турции широкое развитие, причем выражены они в разнообразных фациях; обычно хорошо охарактеризованы нуммулитовой фауной.

Область распространения эпиконтинентального эоценового бассейна обнимает всю Фракию; к югу от Мраморного моря расположены флишевая зона, в которой развиты песчаники, андезиты, сланцы, мергели и пачка черных известняков с лютетскими нуммулитами. В кровле констатирован слой гипса, намечающий переход к лагунным отложениям.

Восточнее во Фригии хорошо наблюдается согласный переход верхнего сенона в эоцен в флишевой фации; подобная же флишевая толща развита еще восточнее, к северу от Галатского массива. На основании нуммулитовой фауны выделяются тенетский, спарнакский и кюизский ярусы Парижского бассейна. Несколько севернее, в прогибе зоны Понтида (в долине Филиоса) в флишевой толще верхнего мела — эоцена выделяются палеоценовые отложения (песчаники, линзы известняков), охарактеризованные фораминиферами. К югу от Малатьи и Элазига сенонские флишевые образования, разрез которых венчается солоновато-водными и лигнитоносными фациями, перекрываются отложениями нижнего эоцена.

На западе Малой Азии, в Эгейской зоне, эоценовый морской бассейн захватил обширную область — от Мраморного моря до зоны Таврида; однако нижний палеоцен здесь, по-видимому, часто отсутствует.

На обширном пространстве между Эрзерумом и оз. Ван и далее к юго-востоку по правобережью р. Аракс, а также между оз. Ван и Урмия развита характерная интенсивно дислоцированная мергельно-известняковая толща, включающая и так называемые «урмийские известняки» (гельвет-тортон, по старым данным, хотя уже В. В. Богачев (1928) в этом сомневался). Толща интродуцирована ультраосновными породами и подлежит вулканогенным отложениям; раньше она относилась на основании недостаточно характерной спорной фауны к миоцену. Критический разбор этой фауны и стратиграфическое положение этой толщи, в связи с доказанным для соседних районов верхнеэоценовым возрастом офиоли-

тов, заставляет приписать ей эоценовый возраст (К. Н. Паффенгольц, 1952). В соответствии с вышеизложенным должны, естественно, измениться и прежние тектонические концепции для указанной области.

Вулканогенные фации эоцена развиты преимущественно в Понтидах и Анатолидах. В верхнем эоцене констатируется, как и на Малом Кавказе, крупная орогеническая фаза, с которой связаны интрузии гипербазитов и гранитов (в Анатолидах).

Во время верхнеэоценовой орогенической фазы девонские отложения района Босфора были надвинуты к северу на верхнемеловые и эоценовые слои (покров Зекерикой). Этот надвиг прослежен к западу на 19 км (до Джифталана), амплитуда его до 4 км.

11. Олигоцен. Олигоценовые отложения представлены на территории Турции в трех фациях: чисто морской, гипсоносно-соленосной и вулканогенной.

Морские олигоценовые отложения встречаются весьма редко; известны только отдельные останцы их в горных цепях Понтид. На самом востоке у Заги-Антепа (Аинтаб) известен разрез олигоценовых отложений с *Nummulites intermedius Fichteli*, принадлежащих к фации, развитой в бассейне Евфрата.

Олигоценовая эпоха отличается тектонической активностью и характеризуется поднятиями; во всей центральной части Малой Азии широко развиты лагунные и лагунно-озерные соленосные и гипсоносные отложения указанного времени. Они в общем предшествуют накоплению миоценовых озерных осадков. Эти отложения распространены во всей срединной зоне между двумя начинавшими в то время воздыматься горными цепями.

Разрез этой своеобразной формации начинается обычно песчаниками и конгломератами сероватого оттенка, содержащими прослойки каменной соли и гипса, переходящими в красные песчаники; интенсивность окраски увеличивается кверху. Выше залегают чередующиеся слои белых, зеленых и красных мергелей и глин, весьма богатых гипсом. Общая мощность осадков достигает сотен, иногда тысячи метров и даже более.

Местами в них встречаются небольшие прослойки лигнита. Кверху указанные отложения переходят в озерные осадки, на востоке же перекрываются морскими миоценовыми образованиями.

Отчетливо дислоцированная вулканогенная толща, слагающая обширное нагорье области Карс — Ардаган — Эрзерум ранее относилась, на основании нехарактерной полупрес-

новодной фауны, к верхам плиоцена — низам постплиоцена. Но дальнейшие региональные исследования показали, что эта толща отвечает таковой громадного массива г. Бингёльдаг к югу от Эрзерума, которая далее к западу — юго-западу фациально смыкается с фаунистически охарактеризованной олигоценовой пестроцветной гипсо-соленосной толщей района Галатии.

На границе олигоцена и миоцена констатируется крупная орогеническая фаза, проявившаяся в различной степени в разных тектонических зонах. С ней связывают интрузии кислых — до средних пород, имеющих наибольшее развитие в Тавридах.

12. Миоцен. После олигоцена, во время которого господствовала регрессия, Малая Азия, поднимаясь выше уровня моря, покрывается озерами, располагающимися обычно на невысоких абсолютных отметках; местами миоценовые морские отложения фациально смыкаются с озерными.

Морские миоценовые отложения развиты лишь по окраинам Малой Азии, так как в целом она в миоцене была поднята выше уровня моря, хотя последовательные трансгрессии и захватывали немалую часть поднятой суши.

Фаунистически охарактеризованные миоценовые отложения установлены к западу от Коньи, во Фракии, в зоне Тавра, к северо-западу от оз. Ван и других пунктах. С континентальными миоценовыми образованиями связано много месторождений лигнита. Местами, в миоцене, протекали вспышки вулканизма, проявившегося изливанием базальтов (в районе Алата и др.).

Морской бассейн распространился от залива Сарос и полуострова Галлиполи вплоть до Черного моря, покрывая район Стамбула (в грабене Чамурлу-Хан). Этот бассейн был связан с восточной ветвью трансэгейской тектонической впадины, биогеографическое значение которой общеизвестно.

В окрестностях Стамбула, в Кучук-Чекмедже, находится опорный разрез верхнего миоцена. Здесь обнаружена очень богатая фауна с *Hipparion gracile*, содержащийся между слоями с *Mastra caspia* и слоями с *Mastra bulgarica* (верхний сармат). В этом разрезе имеет место переслаивание различных горизонтов континентальных, озерных, солоноватоводных и лагунных отложений.

Гиппарионовая фауна однотипна с фауной Мараги в Иране (к СВ от оз. Урмия) и Пикерми в Греции. В целом эта фауна замечательна своим смешанным характером, отчасти азиатским, отчасти африканским.

К верхнемиоценовому времени относят вулканические проявления, охватившие в Малой Азии весьма обширные

районы. Местами в вулканогенной толще встречены остатки млекопитающих, позволяющих установить ее возраст. Классической в этом отношении является зона Ургюпа; здесь над дислоцированными ($\angle 35-40^\circ$) озерными мергелями и известняками располагается вулканогенная толща (свыше 500 м), сложенная риолитовыми лавами, их туфами, туфоконгломератами, песками и пемзами, перекрытая четвертичным (?) базальтовым покровом. В тонкозернистых туфах были найдены зубы *Hipparion gracile* и жирафовых, по которым устанавливается их верхнемиоценовый возраст. Эта толща может отвечать на Малом Кавказе как олигоценовой толще туфобрекчий района Варузия, так и миоценовой Герюсинской толще, возраст которых долго оспаривался.

Необходимо указать, что стратиграфия миоценовых отложений Анатолии в достаточной степени еще не разработана. В Восточной Анатолии морские миоценовые образования, слагающие большие площади и прорванные ультраосновными породами, оказались в действительности верхнеэоценовыми (К. Н. Паффенгольц, 1952).

13. Плиоцен. В плиоцене также господствовал режим крупных озер.

В верхнепонтическое время (в дакийском веке) в Восточной Европе и в Малой Азии происходит поднятие подводных порогов, обусловившее образование четырех известных изолированных озерных бассейнов: Паннонского, Дакийского, Эвксинского и Арало-Каспийского, в котором сохранилась солоноватоводная фауна морского типа.

В плиоцене продолжались вертикальные движения разного знака, обусловившие сообщения между тремя восточными бассейнами (Дакийским, Эвксинским и Арало-Каспийским). Отчетливо выделяются три озерные области: Паннонского озера (замкнутого у Железных ворот), Эгейского озера и озер Анатолии.

В Анатолии озерный режим, начавшийся в миоцене, продолжался в плиоцене; в это время здесь отмечается воздымание всей Малой Азии, более интенсивное на востоке, чем на западе. Территория Эгеиды, расположенная в области прогиба, опустилась, что сопровождалось образованием разломов и новых проявлений вулканизма. В верхнем плиоцене эгейская суша почти полностью исчезла.

В Анатолии плиоценовые озерные отложения располагаются над понтической (?) вулканогенной толщей, но в древних слоях плиоцена и вслед за ними — в четвертичных слоях обнаружены многочисленные моллюски, продолжающие жить и в современном озере, однако носящие другие наименования. Это представляет большой интерес как факт

сохранения на месте определенных форм, не касаясь вопросов, связанных с номенклатурой.

К плиоцену относится, вероятно, толща глинистых песков и галечников, покрывающих на обоих берегах Босфора плато района Стамбула. На побережье Мраморного моря в одновозрастных отложениях встречена ископаемая флора, странным образом напоминающая флору аквитанских (т. е. миоценовых) отложений Греции (Эвбел, Куми).

14. Постплиоцен. Нижняя граница этого периода на территории Турции еще не установлена; здесь еще невозможно выделение виллафранкских слоев. Встает вопрос: не является ли их стратиграфическим аналогом верхняя часть левантинских слоев (= акчагылу), содержащих *Melanopsis*?

Выражены четвертичные отложения Анатолии в разнообразных фациях, изученных еще не достаточно; широко развиты озерные образования. Этот период ознаменовался также оживлением древних разломов и вулканическими проявлениями. Частые землетрясения свидетельствуют о тектонической неустойчивости Малой Азии и сопровождаются иногда весьма заметными вертикальными и тангенциальными перемещениями. Эрзинджанское землетрясение связано со сбросом, длина которого свыше 65 км.

Вулканические проявления выражены обширными базальтовыми покровами (Суфан-даг, Нимруд, Эрджиас, Тандурек и др.), часть которых распространилась по речным долинам, перекрывая террасы. Наиболее ранний из четвертичных потоков запрудил древнюю (неогеновую) речную долину бассейна оз. Ван, обусловив образование одноименного озера. Сопоставление потоков лав вулканов Нимруд и Сипандаг с лавами Армении позволяет относить их к нижнечетвертичному времени, т. е. параллелизовать с лавами типа А, обусловившими запруду оз. Севан. Таким образом, оба эти озера являются, по всей вероятности, одновозрастными.

Тектоническое районирование. Впервые тектоническое расчленение всей Анатолии было произведено швейцарским геологом П. Арни (1938), использовавшим как литературные данные, так и материалы личных исследований в средней части страны. Для восточной же Анатолии и Малого Кавказа русская литература оставалась ему в большинстве, видимо, неизвестной, а для северного Ирана к тому времени результаты новейших исследований еще не были опубликованы, почему тектонические концепции П. Арни для этих областей являются нередко ошибочными. Новое тектоническое районирование Турции было произведено спустя 30 лет итальянскими геологами А. тен-Дамом и Н. Толуном (1962).

Авторы использовали почти всю новейшую литературу, почему их схема гораздо ближе к действительности.

П. Арни расчленяет территорию Анатолии на следующие тектонические зоны (с севера на юг):

1. **Понтиды** (понтийские краевые складки).
2. **Анатолиды** (центрально-анатолийский орогенный комплекс).
3. **Тавриды** (таврский ороген в восточной Анатолии).
4. **Ираниды** (восточная анатолийско-иранская чешуйчатая зона).
5. **Анатолийско-иранские краевые складки.**

При этом делении Тавриды представляют среднюю «теменную» зону анатолийского участка средиземноморского орогена, а Понтиды и Анатолийско-иранские краевые складки — симметричные краевые зоны его; границы между указанными зонами на некоторых участках неясны.

А.тен-Дам и Н. Толун выделяют лишь три зоны — Понтиды, Анатолиды и Тавриды, присоединяя к последним Ираниды П. Арни, что является правильным. Далее указанными авторами значительно расширена западная часть Анатолид П. Арни за счет его Тавриды, что также является вполне обоснованным данными исследований последних лет. При указанном трехчленном делении теменную область средиземноморского орогена в Анатолии представляют Анатолиды (рис. 2).

Понтиды, или зона понтийских краевых складок, разделяются на две части — северную и южную. Северная полоса Понтид — приморская протягивается большей частью вдоль южного края Черного моря, а южная — вдоль его побережья, слагая на востоке Понтийский хребет.

Северная полоса (морская) зоны понтийских краевых складок П. Арни находит целиком свое продолжение в так называемой Аджаро-Триалетской складчатой зоне Малого Кавказа. Представляет она передовой прогиб, в котором отложилась осадочно-вулканогенная толща альба-апта, толща карбонатного верхнего мела и вулканогенного эоцена; складки опрокинуты к северу, на Дзирульский массив. Южная граница этой зоны определяется по затуханию в этом направлении складок и выходу более древних, заметно менее дислоцированных пород.

Южная полоса Понтид отвечает на территории Малого Кавказа Сомхетско-Ганджинской полого-складчатой зоне. Весьма характерным для этой зоны на территории Турции является меридиональный разрез района Трапезунда, приведенный Ф. Освальдом (1906, рис. 1, стр. 24).

К западу от Трапезунда эта полого-складчатая зона выделена Э. Новаком (1932) под названием Битинийско-Пафла-

гонской, а ограничивающий ее с юга разлом он именуется «пафлагонским рубцом». Он отвечает региональному надвику (поддвику) Малого Кавказа. Следует подчеркнуть, что и здесь, к северу от Анкары, это дизъюнктивное нарушение является северной границей распространения ультраосновных пород; по выходам последних указанная линия прослеживается в восточном направлении через районы городов Амасия, Токат, Байбурт и Ольты в Гукасяновский район Армении. Большое региональное значение придает «пафлагонскому рубцу» и В. Заломон-Калви (1937), протягивающий это нарушение к западу в Альпы, где оно отвечает установленной им еще в 1890 г. так называемой «линии Тонале», являющейся северной границей Южных Альп.

С. В. Тромп (1947) протягивает указанное нарушение от Сушехри в восточном направлении через Эрзингян и Эрзерум в долину Аракса, что явно неправильно (см. ниже).

В общем Понтиды представляют мезозойскую геосинклинальную полосу, в палеозойском субстрате которой средне-верхнекаменноугольные отложения выражены главным образом в озерной и угленосной фациях (Зонгулдак).

Складчатость понтийской краевой зоны начала формироваться еще в верхнемеловое время; тогда же здесь проявлялся и вулканизм. Здесь также наблюдаются явления чешуеобразования, направленного, в соответствии с складчатостью, к северу.

П. Арни протягивает эту зону к северо-востоку в Большой Кавказ (включая Рионо-Куринскую депрессию), что неправильно. Последний развился из самостоятельной второстепенной геосинклинали, лишь временами соединявшийся с северным краем Средиземноморской геосинклинали; разъединявший их древний Рионо-Куринский срединный массив (Грузинская глыба) играл роль клавиши, испытавшей неоднократные вертикальные колебательные движения разного знака (судя по развитым на Дзирульском массиве фациям).

К Анатолидам отнесены различные мезозойские синклинали, которые опоясывают в средней Анатолии древние массивы и к востоку (Эрзингян-Эрзерум) сильно сближаются. В Малом Кавказе эта зона отвечает полностью складчатой зоне Армении.

К Анатолидам приурочены древние срединные массивы. Наиболее крупными являются Мендересский и Киршехирский; сложены они гранитоидами, кристаллическими и метаморфическими сланцами позднего докембрия со строматолитами. В течение палеозоя это приподнятые участки; в них внедрялись гранитоидные интрузии, сходные с Дзирульскими и Храмскими, а также с таковыми Главного хребта и Родопского массива.

В Анатолидах палеозойские слои выступают отдельными тектоническими сегментами; далее здесь появляются многочисленные серпентиновые зоны совместно с верхнемеловыми известняками и получают большое развитие флишеподобные образования нижнего и среднего эоцена.

Древняя складчатость (варисская) северо-западного направления; сильный орогенез протекал перед верхним мелом, в течение последнего проявлялась локально и вулканическая деятельность. Следующими крупными орогеническими фазами являются верхнеэоценовая и послеолигоценовая. Складчатые и чешуйчатые зоны были уже сформированы к концу верхнемелового времени; позднейшие движения, особенно в олигоцене, обусловили образование лишь локальных чешуй и надвигов. Плейстоценовые движения обусловили разломы.

Внутри Центрально-Анатолийского орогенного комплекса находятся главнейшие гранитные батолиты; большинство их третичного возраста, некоторые же дотретичные. Для главной массы серпентинитов устанавливается верхнеэоценовый возраст, но имеются также палеозойские и меловые гипербазиты. Здесь же выходят древние срединные массивы.

Тавриды начинаются от побережья Средиземного моря на юго-западе Анатолии (Муглас Мерсин), далее поворачивают к северо-востоку и через Малатию — Ван уходят в пределы Ирана (см. рис. 3).

Характерным для этой зоны является спорадическое и всегда сильно ограниченное развитие верхнего мела, широкое распространение эоцена (слабо складчатого) и вулканогенного олигоцена, проявление древних осадочных масс ($P_z - M_z$) в форме чешуй, а также широкое развитие явлений метаморфизма. Наиболее древними, фаунистически охарактеризованными породами в Тавре Южной Армении являются ниже- и среднепалеозойские; пермокарбоновые фузулиновые известняки обнажаются небольшими участками на всем протяжении зоны.

Северная граница этой зоны, по профилю Сивас-Малатия, проводится Э. Шапо вдоль крупного тектонического нарушения в районе к югу от гор. Кангала, где верхнемеловые (?) отложения надвинуты с севера на олигоценовые; по направлению к юго-востоку, в Киликийском Тавре, к юго-востоку от Эрегли по этому нарушению метаморфические породы кембрия-докембрия надвинуты с севера на эоценовые. Южная граница зоны проводится на том же профиле в районе Харпута, где кембрий-докембрий надвинут с севера на третичные породы. Далее к востоку от района Харпута это нарушение, видимо, проходит вдоль среднего течения р. Мурад и затем через оз. Ван в район гор. Ван; на этом наруше-

нии, несомненно, «сидит» громадный вулкан нижнечетвертичного времени—Немрут, лавы которого слагают запруды озера.

Северная граница описываемой зоны проводится нами далее к востоку от района гор. Кангала южнее Эрзингяна и севернее Эрзерума в бассейн верхнего течения р. Аракс, где у сел. Калямкар Б. Ф. Меффертом также было констатировано крупное дизъюнктивное нарушение. Следует также отметить, что вдоль этой границы наблюдаются в эоценовой осадочной серии фациальные изменения и породы к северу более дислоцированы. В Малом Кавказе южной границе отвечают тектонические нарушения (вплоть до надвигов) северной границы Нахичеванской тектонической зоны.

Тавриды являются прямым продолжением Эгеид (см. ниже) в пределах Малой Азии. Тавриды резко отделяются от предлежащего им Сирийского плато. Последнее сложено из ненарушенных свит мела и эоцена, на которые отчетливо надвинуты с севера на юг зеленокаменные офиолитовые боснийского типа породы, кристаллические породы и флишевые, слагающие покровы Таврид.

По южному краю этого надвига проходит зона опускания, как и в других подобных случаях, называемая в геологической литературе грабен Мараш. Северная окраина этого грабена слагается горами Тавра типичного альпийского строения.

Севернее этого надвига имеется второй, по которому палеозойские свиты надвинуты на мел, и, наконец, внутри проходит, как везде в Динаридах, роговиково-боснийская полоса.

Южная часть Таврид на участке Малатия—южное побережье оз. Ван представляет собой промежуточную зону (Ираниды П. Арни) между Тавридами и расположенными южнее Анатолийско-Иранскими краевыми складками. Здесь действовали, кроме молодых орогенических фаз, также и более древние фазы, и достаточно интенсивно.

Древний субстрат представлен на западе пермокарбоном и, вероятно, девонскими отложениями; далее к востоку, в Битлисских и Ванских горах, обнажаются метаморфические породы кембрия-докембрия (?), непосредственно перекрытые отложениями эоцена. Далее к юго-востоку от Вана, в горной группе Хакяри, указанный древний субстрат погружен и разрез начинается с пермокарбона, выше следуют мощные (около 2000 м) известняки триаса, вулканогенная толща верхнего мела и, наконец, эоценовые и более молодые известняки, сланцы и туфы. Эоцен местами локально гипсоносен.

Главная орогеническая фаза проявилась здесь, видимо, в конце мела, а следующие—в начале миоцена; во всей этой

области развито, по Арни, интенсивное «чешуеобразование» (вплоть до надвиговых явлений). Здесь же развиты интрузии ультраосновных пород послемелового возраста.

Между описываемой Анатолийско-Иранской чешуйчатой зоной и соседней к северу Таврской орогенной полосой улавливаются близкие соотношения вплоть до верхнего мела. Только в эоцене и миоцене чешуйчатая зона начинает сильно выделяться по своему положению на фоне общей картины тектоники страны.

Южной границей указанной подзоны является крупный надвиг, по которому она надвинута к югу на складки передового прогиба Сирийской платформы, выделенные впервые П. Арни под названием «Анатолийско-иранских краевых складок», противопоставлявшихся им Понтидам.

А.тен-Дам и Н. Толун (1962) выделяют эту зону под названием нестабильной складчатой платформы. Сложены эти складки по профилю Ван—Моссул, в основном мощными (до 4 км) карбонатными и частью песчаниковыми толщами верхнего мела и эоцена, а также гипсо-соленосной толщей олигоцена (?). Здесь наблюдаются сравнительно широкие складки (сундучного (?) типа), осложненные на перегибах второстепенной складчатостью, сопровождаемой разрывами незначительной амплитуды. Намечается общее опрокидывание складок на север, при затухании их к югу — по направлению к Аравийской платформе.

Вышеохарактеризованные тектонические зоны восточной Анатолии имеют довольно резкие и отчетливые границы на меридиане Эрзерума, в области, где они сильно сближены (сжаты); по направлению же к востоку—юго-востоку все складки значительно расширяются и границы между зонами становятся менее отчетливыми, что позволяло раньше, при недостатке геологических данных, применять там широкие, мало обоснованные экстраполяции.

Южные две зоны П. Арни (Ираниды и Анатолийско-Иранские краевые складки) хорошо прослеживаются в Иране, где зона краевых складок (пояс Загроса—«перикратонный прогиб» Д. Штёклика, 1966) включает крупнейшие нефтяные месторождения.

Анатолийско-иранские краевые складки совершенно отчетливо прослеживаются на юго-восток от Моссула по левобережью р. Тигр, а затем вдоль северо-восточного побережья Персидского залива. В указанном направлении констатировано увеличение мощности верхнемеловых — эоценовых отложений (до 6 км), а затем появление известняков «Асмари» (нижний миоцен; нефтеносных, мощностью около 300 м) и перекрывающей их мощной (около 3 км) пестроцветной мергельно-глинисто-песчаниковой гипсоносной толщи среднего-

верхнего миоцена (свиты «фарс»). В этой толще местами наблюдаются крутые складки с разрывами, причем амплитуда складчатости достигает, по Гарисону, 1500—2400 м.

Складчатость молодых цепей весьма молодая (мио-плиоценовая). Интенсивность складкообразования в этой зоне увеличивается к северу, почему там граница ее с следующей тектонической зоной — Иранидами, не является отчетливой.

За зоной нормальной складчатости идет зона надвигов и перекрытий шириной до 120 км, в которой констатировано пять покровов, расчленяющихся следующим образом: 1—эоцен, флиш; 2—нормальный палеозой с мелом, палеогеном, неогеном; 3—радиоляритовые юрские свиты с основными изверженными породами, аналогичными боснийской свите Динарид, а также юре Закавказья, 4—меловые известняки с эоценом; 5—метаморфизованные палеозойские породы филлитов с интродуцированными гранитами и с трансгрессивным мелом.

Восточно-анатолийская зона (Ираниды) находит к юго-востоку от оз. Ван свой аналог в зоне западных иранских краевых гор, представляющих собою область чешуй (зона надвигов Загроса). В этой области каждая формация выступает как отдельный покров, что присуще именно краю зоны.

В профилях Керманшах-Хамадан, Курамабад и Исфаган и их непосредственном продолжении были наблюдаемы наряду с третичными (в частности, эоцен) осадками, главным образом средне-донижнемеловые известняки, радиоляриты, пермокарбоновые и более древние отложения, равно как и метаморфические сланцы; кроме того, присутствуют в различном количестве зеленокаменные породы.

Северную границу Иранид П. Арни склонен был проводить севернее гор. Котура и оттуда изогнуть круто к югу — юго-востоку, считая, что оз. Урмия лежит, вероятно, в пограничной области этой зоны. Но исследования В. В. Богачева (1928) и А. А. Стоянова (1918) показали, что между озерами Ван и Урмия нет осадков моложе эоцена, причем последние залегают здесь большей частью непосредственно на метаморфических сланцах кембрия-докембрия; поэтому эту область вне сомнения следует отнести к Тавридам. К востоку — юго-востоку от оз. Урмия указанный древний субстрат несколько погружается и на нем появляются, кроме эоценовых, также маломощные отложения мезозоя.

В заключение следует остановиться на так называемой поперечной складчатости Турции и Ирана, которой придавали большое значение Э. Парежас (E. Pagejas, 1940) и И. В. Шредер (I. W. Schroeder, 1944). Указанные авторы расчертили всю Малую Азию и Иран параллельными линиями попе-

речных поднятий и опусканий, причем в основу этой концепции были механически положены данные, полученные Э. Парежасом в Швейцарии, при изучении им только одного поперечного поднятия в районе Женевы.

Э. Парежас считает, что поперечная структура является глубинной складкой орогенной зоны, переходящей с одного континента на другой и «опирающейся на отдельные противодействия» (надо полагать—края платформ—К. П.).

Совершенно непонятен механизм передачи давления на столь большие расстояния; ведь при давлении сближающихся (?) платформ, т. е. при поперечно направленных силах, жесткая масса (массы?), подстилающая более пластические массы орогена, должна или прогибаться в продольные волны, или раскалываться по трещинам в направлении давления и диагональном, с образованием ряда различно ориентированных блоков; последние, в зависимости от падения плоскостей трещин разрывов, будут раздвигаться или сдвигаться по самым разнообразным направлениям и ни в коем случае не смогут «уложиться» в правильные параллельные поперечные ряды, обуславливающие поперечные поднятия и опускания Э. Парежаса и И. Шредера. Необходимость возникновения диагональных разрывов «позади фронта перемещений» убедительно доказывает для Копет-дага П. И. Калугин (1945).

Указанные авторы, увлеченные своей идеей, соединили различные структуры по их случайному, чисто внешнему сходству, подобно тому, как в свое время Ф. Освальд (1915) расчертил весь Кавказ, соединив прямыми линиями различные разновозрастные и разнотипные вершины (вулканические и эрозионные) разных тектонических зон.

Указанные И. Шредером поперечные структуры Ирана в пределах Кавказа не улавливаются, так как их нельзя, конечно, параллелизовать с наблюдаемыми там поперечными перегибами шарниров кулисообразно смещающихся главных структурных единиц. При этом последние и не попадают на продолжение направлений поперечных структур Э. Парежаса и И. Шредера.

По нашему мнению, здесь, как и на Кавказе, протекали сложные колебательные движения, обусловившие разнообразие фаций и смену мощностей, причем большое значение имели промежуточные массивы, роль которых упомянутыми авторами не учтена.

В новейшей работе А. тен-Дама и Н. Толуна (1962) об этих поперечных структурах не упоминается.

История геологического развития территории Турции начиная с палеозоя была predetermined теми древними разломами, которые разбили ее жесткий фундамент на отдель-

ные глыбы. Разломы эти имели большей частью близширотное направление и местами «диагональное» (косое); весьма редко констатируются дизъюнктивы близмеридионального простирания.

В работе А.тен-Дама и Н. Толуна (1962) приведены 11 палеогеографических схем, начиная с девона, согласно которым история развития области представляется в следующем виде.

В девоне вся центральная часть Турции, от района Смирны на западе до Карса — Артвина на востоке, представляла сушу. Море захватывало на северо-западе узкий участок побережья на отрезке Босфор — Синоп, а на юге — широкую полосу вдоль северного побережья Средиземного моря и далее к востоку до границы с Ираном. Интересно подчеркнуть, что уже в это время определились основные элементы нынешней структуры Анатолии. Так, например: западная часть «пафлаганского рубца» Новака на севере, а на юге — весьма характерная дуга к северу от Анатолии, кордильера Малатия—Ван, района Мардина и Киликийского полуострова. Таким образом, древние разломы, обусловившие эти структуры, продолжали жить (омолаживаясь) до третичного времени включительно.

В карбоне происходят некоторые сокращения морского бассейна на северо-западе, где происходит накопление угленосной формации; несколько южнее появляется широтная интрагеосинклиналь Бурса — Анкара с морскими фациями. На юге также происходит сокращение девонского бассейна, расширение кордильер. В пермское время морской бассейн на северо-востоке продолжает сокращаться, а на юге — значительно расширяться; обособились Центрально-Анатолийский и Западно-Анатолийский срединные массивы. Областью сноса стали районы Мраморного моря и Фракии, Восточно-Понтийского хребта; почти не изменил своей конфигурации срединный массив Мардина.

В пермское время оформились основные структурные элементы Анатолии.

Таким образом, в истории геологического развития Малой Азии весьма значительную роль играли герцинские движения. Сначала они обусловили общее поднятие, а затем — образование двух узких тектонических впадин — Понтийской к северу и Таврской к югу от окончательно консолидированной срединной зоны (Анатолид). Последняя имеет широтное простирание и подразделяется на две основные области; окраины ее впоследствии временами затопляли мезозойские и третичные моря.

Герцинские движения проявились весьма полно; констатируются фазы: бретонская (предвизейская), судетская (послевизейская — преднамюрская), астурийская (послевестфальская — предстефанская), заальская (?) и пфальцская (послетюрингская — предтриасовая).

Герцинские движения являются, вероятно, единственными, захватившими всю территорию Малой Азии. Эти движения затрудняют расшифровку каледонских движений (различаемых на полуострове Коджаели, близ Стамбула), но в свою очередь замаскированы альпийскими движениями.

В триасе происходит значительное сокращение пермского бассейна, но появляется интрагеосинклиналь к востоку от Босфора.

Анализ площадей развития триасовых отложений Анатолии показывает, что она представляла в указанное время «островную» область с весьма подвижными древними массивами. Надо заметить, что такой характер страна сохраняет и в последующие эпохи (лейас, мел, палеоген и неоген), т. е. она была в целом весьма подвижной областью как в мезозое, так и в кайнозое. Все бассейны были весьма неравномерной формы и в общем возникли осадки только ограниченной мощности. В юрское время триасовый бассейн несколько расширяется, но при этом и перестраивается, появляются второстепенные частные интрагеосинклинали; срединные массивы в общем сохраняют свою конфигурацию. Подобная же картина наблюдается и для нижнемелового времени; возникают новые участки суши, перекрытые затем верхнемеловым морем. Выделяются к концу мела лишь срединные массивы Центральной Анатолии; сократились в размерах кордильеры района Малатии и южного побережья оз. Ван, перекрыт Мардинский массив. На крайнем северо-западе возникла кордильера Босфор—Странджа. В палеоцене происходят значительные широтные поднятия, обособляются три близширотные интрагеосинклинали, несколько похожие на конфигурации на карбоновые: 1—вдоль южного побережья Черного моря, 2—узкая интрагеосинклиналь по линии Элирне (Фракия)—Бурса—Анкара (изгиб к югу) — Сивас—Эрзерум и 3—несколько разобщенных интрагеосинклиналей вдоль южной границы области. В эоценовое время эти интрагеосинклинали значительно расширяются, выступает ряд крупных и средних размеров срединных массивов. В олигоценовое время происходят значительные поднятия, образуются обширные замкнутые внутренние бассейны, заливы, накапливаются гипсо-соленосные и вулканогенные образования; последние слагают громадные площади в восточной части области. В миоценовое время олигоценовые бассейны несколько расширяются,

являясь в основном внутренними водоемами. В плиоценовое время на территории Анатолии накапливались лишь континентальные образования; морские осадки констатированы лишь местами по периферии области.

Из вышеприведенного краткого обзора истории геологического развития Анатолии можно сделать следующие выводы в отношении истории Черного моря за указанное время (девон — плиоцен). В течение палеозоя и триаса южная часть (зона) Черного моря являлась по отношению к Анатолии областью накопления осадков — неритических и батинальных. В нижнеюрское время, видимо, в связи с древне-киммерийской орогенической фазой происходит смещение южночерноморской геосинклинали к югу, так как юрские батинальные фации распространены по всей северной Анатолии, а в нижнемеловое время — вдоль всего побережья области накапливаются морские детритусовые осадки.

В верхнемеловое время южная зона Черного моря вновь углубилась; в эвгеосинклинали накапливаются вулканогенно-осадочные и флишевые образования; снос шел с севера — из области Черного моря (за исключением участка Босфор—Странджа). В палеоцене происходит кратковременное опускание, а затем новое поднятие указанной зоны, достигшее максимума в олигоцене.

ЮГОСЛАВИЯ

Все вышеописанные тектонические зоны Анатолии уходят по простиранию к западу и северо-западу в пределы Балканского полуострова, где констатируются их аналоги. Понтиды Анатолии сопоставимы с южными тектоническими зонами Болгарии (см. ниже), а Анатолиды и Тавриды — с тектоническими зонами Югославии.

Геологическая структура Югославии очень оригинальна и сложна. В строении ее участвуют осадочные, магматические и метаморфические породы. Констатированы многочисленные эпейрогенические и горообразовательные движения, разнообразные по интенсивности и значению.

Наиболее крупным является альпийское горообразование. Интрузии и магматические поднятия кислого и основного состава различного возраста указывают на сложность тектонических взаимоотношений в этой центральной части Балканского полуострова (К. В. Петкович, 1964).

Тектоническое расчленение (районирование) Югославии производилось многими исследователями; разбор их приведен в статье Б. Сикошека и В. Медвенича (B. Sikosek и

W. Medwenitsch, 1965). До сего времени продолжается дискуссия о том, преобладает ли на территории Югославии покровное строение или чешуйчатое? Видимо, имеются довольно крупные надвиги, а также чешуи. Но теория двустороннего орогена оказывается, по новейшим данным, сомнительной (А. А. Богданов, 1964). Нами на схеме (рис. 3) тектоническое районирование показано в соответствии с геологической картой А. Циссарца (Arnold Cissarz, 1965) в масштабе 1:750000.

Каждая из выделенных зон обладает своими характерными тектоническими, литологическими и фациальными особенностями, а их расположение подчинено Родопскому (Сербско-Македонскому) массиву, который находится в центральной части и является наиболее древним массивом, консолидировавшимся ранее других тектонических зон. Он образует ядро Балканского полуострова, и движение масс пород направлено от него в двух разных направлениях, куда и опрокидываются складки.

При сопоставлении тектонических зон Анатолии и Балканского полуострова основным (маркирующим) тектоническим элементом является разлом между Понтидами и Анатолидами (пафлагонский рубец Э. Новака — Северо-Анатолийский разлом Р. Фюрона). Ему соответствует на Балканах так называемый Струмский глубинный разлом, ограничивающий с востока Вардарскую тектоническую зону (зону разломов).

Понтиды отчетливо сопрягаются с фракийским массивом, Родопами и Сакар-Странджинской зоной Болгарии. Область Босфора, Мраморного моря и Дарданелл — т. е. вся депрессия Пропонтиды — весьма подвижная в прошлом и настоящем, разбита многочисленными дислокациями на части, испытывающие дифференциальные различные движения (рис. 3).

На территории Югославии в структурном отношении основную роль играют древние срединные массивы — Сербско-Македонский и Пелагонский. Древние метаморфические породы обнажены главным образом в пределах Сербско-Македонского массива и его северного продолжения в фундаменте Паннонского бассейна в районе Восточной Сербии. Выделяются два комплекса метаморфитов: нижний комплекс, представленный главным образом амфиболитовой фацией и соответствующий раннебайкальской фазе складчатости, и верхний комплекс (комплекс Власина), выраженный в основном фацией зеленых сланцев и соответствующих позднебайкальской фазе складчатости. В этих толщах также наблюдаются следы проявления герцинского орогенезиса.

Пелагонский массив (Македония) сложен своеобразной докембрийской толщей, отличающейся от Сербско-Македон-

ского массива своими структурами (брахиформы) и меньшим содержанием слюды в породах. В Вардарской зоне развиты в основном породы, представленные зеленосланцевой фацией. В этом районе известны также послесенонские динамометаморфизованные породы. Палеозойские анхиметаморфические породы были описаны в Славонских горах, в офиолитовой зоне и на территории Центрального Динарского антиклинория (М. Д. Димитриевич, 1969). Раннеальпийские движения вызвали ретроморфические изменения в зонах разрывных нарушений упомянутых массивов.

Вардарская зона сложена палеозойскими граувакками, мраморами и др., перекрытыми образованиями триаса и юры абиссальных фаций с многочисленными обширными интрузиями верхнеюрских гипербазитов, непосредственно перекрытых верхнемеловым флишем. С гипербазитами связаны крупные месторождения хромитов. Вся зона интенсивно дислоцирована и по своей структуре может быть уверенно сопоставлена с офиолитовой подзоной Армении.

С востока Вардарская зона ограничивается так называемым Струмским глубинным разломом. Последний проявляется на поверхности как пучок разломов и занимает восточный фланг континентального отрезка трансевропейского разломного пояса. Наиболее характерными особенностями его являются: докембрийское образование на стыке двух антиклинориев (Оградженского и Пиринского) разного структурного плана, рифейско-кембрийская и древнекиммерийская активизация и характерная позднеальпийская тафрогенная, пирогенная и сейсмическая активизация. Асимметричный Струмский рифт образовался вдоль пучка разломов на восточном крыле неотектонического вала ССЗ направления (И. Загорчев, 1969).

Зона Вардарского разлома по направлению к ССЗ значительно суживается, напоминая форму клина; в вершине его находится город Скопле (Ускюб), в районе которого происходят частые землетрясения, несомненно обусловленные оживлением древних разломов.

К югу от Белграда, по правобережью Дуная этот разлом, вновь кулисообразно смещаясь, принимает близширотное направление, проходя к югу от гор Любляны, представляя границу между Динаридами и Альпидами (здесь Словенскими Альпами). Далее к западу этот тектонический элемент переходит в линию Тонале, впервые установленную В. Заломоном Кальви (1930). Эта крупнейшая структурная линия Средиземноморского орогена, неоднократно оживлявшаяся на всем протяжении (Аракс—Любляны, около 2500 км), является северной границей проявлений разновоз-

растных гипербазитовых интрузий (кончая верхнеэоценовыми).

К востоку от Вардарской зоны разломов находится Македоно-Родопский срединный массив, который может быть сопоставлен с Ахалкалакским нагорьем Малого Кавказа (см. ниже). К западу от указанного разлома располагается Пелагонский срединный массив, аналогом которого может считаться Мисханский (Арагацский) срединный массив Армении. Интересно подчеркнуть, что на Пелагонском поднятии в наложенных внутренних впадинах залегают континентальные и прибрежно-морские молассовые отложения олигоцена, прослаиваемые андезитовыми туфами.

Пелагонский и соседние на его простирании к СЗ срединные массивы входят уже в систему Динарид, отвечающих, следовательно, Анатолидам и Тавридам Малой Азии.

Пелагонский антиклинорий представляет собой высоко поднятое ядро южной части Динарской зоны, но с преобладанием гранитоидных интрузий, развитых на значительной площади. Благодаря поднятию произошла глубокая эрозия этой структуры.

В целом на территории Югославии можно выделить два типа тектонических зон.

1. Древний раздробленный Родопский массив с погруженной Паннонской частью, имеющий германотипные структуры и являющийся в целом областью развития разрывной тектоники.

2. Окраинные зоны, окаймляющие древнее центральное ядро (или Родопский массив) и образующие Динариды, с одной стороны, и Карпато-Балканскую цепь, с другой. Они обладают всеми чертами альпийской тектоники и состоят из структур альпийского типа с преобладанием пликативных дислокаций.

Эти зоны складчатости и надвигов характеризуются начальным и синорогенным магматизмом, который циклически развивается в палеозое, мезозое и в третичном периоде.

Последующее раздробление центральной зоны, как и эвгеосинклинальных зон, сопровождалось проявлениями субсеквентного и жильного вулканизма альпийских магматических циклов, в то время как окраинные части (древние миогеосинклинальные зоны), все время находившиеся и находящиеся в движении по определенным сейсмическим линиям, лишены вулканических проявлений.

Динариды представляют южную ветвь альпийского складчатого пояса Европы, простирающуюся на юго-восток от Альп вдоль Адриатического и Ионического морей. В об-

ласти Эгейского моря она образует большую дугу, обращенную выпуклостью к югу.

Соотношение Динарид с Альпами трактуется различно; согласно старой точке зрения к Динарской системе относили почти всю территорию южных Альп, к югу от так называемой линии Тонале (тоналитовой линии). Ныне полагают, что Динариды начинаются лишь в районе Юлийских Альп, вблизи итало-югославской границы (к югу от Триеста).

Динариды — Эллениды — это длительно развивавшийся транзиторный геосинклинальный прогиб. Они отличаются от Карпато-Балканид слабым проявлением или даже отсутствием герцинского орогена (складчатость, магматизм, прогибы).

В Динаридах имеются две эффузивно-осадочные серии — порфирито-кремнистые, относящиеся к среднему триасу, и диабазово-кремнистая нижне- и среднеюрская. В обеих сериях эффузивные породы сопровождаются кремнистыми, глинистыми, песчанистыми и карбонатными породами. Обе толщи изменяются по простиранию — фациально и по мощности. Между ними залегают мощные карбонатные толщи верхнего триаса и лейаса.

Динариды отчетливо делятся на две зоны — внутренние (эвгеосинклинальные) и внешние (многогеосинклинальные).

На севере внутренние Динариды граничат с Паннонской межгорной впадиной, неогеновые отложения которой частично перекрывают их. На северо-западе вся система Динарид посредством торцового сочленения граничит с Альпами, срезаясь под острым углом системой широтных разломов.

Внутренние зоны тяготеют к осевой части пояса, характеризуются более ранним заложением прогибов, присутствием пород офиолитового комплекса (триас—юра, диабазо-спилитовых толщ и радиоляритов, прорванных гипербазитами и габброидами) и более ранним возрастом завершающей складчатости. Флиш в них относится к мелу, частично даже к юре, а молассы местами начали формироваться еще в эоцене.

Внешние зоны Динарид расположены ближе к юго-западной периферии пояса, близ побережий Адриатического и Ионического морей; они лишены проявлений магматизма, заложены позднее и соответственно позже внутренних зон подверглись складкообразованию. В мезозое и начале палеогена в их пределах накапливаются преимущественно карбонатные толщи умеренной мощности, дислоцированные лишь в среднеэоценовое и олигоценовое время, когда здесь образовались мощные толщи флиша Адриатической зоны, рассматриваемой как автохтон. В начале миоцена начались процес-

сы интенсивного завершающего складкообразования и формирования моласс.

В целом в Динаридах отмечается, как и в Малой Азии, отчетливая миграция складчатости от внутренних зон к внешним. В этом же направлении, как правило, происходят надвиговые перемещения и опрокидывание складок. Интенсивность дислокаций особенно велика во внутренних зонах и на стыке с внешними, где обычно развиваются напряженные чешуйчатые структуры. Во внешних зонах наблюдаются довольно простые складки, обычно асимметричные или даже опрокинутые к западу, с сопровождающими перевернутые крылья надвигами.

Породы складчатого основания либо слагают ядра антиклинориев и крупных антиклиналей внутренних Динарид (Пелагонский антиклинорий), либо служат жестким каркасом пологих конседиментационных продольных поднятий («гряд») в миогеосинклинальной области.

Резюмируя, можно отметить, что Динариды формировались, подобно другим частям Альпийского складчатого пояса, на более древних палеозойских складчатых структурах. При этом их внутренние зоны в мезозое подверглись более полной и глубокой геосинклинальной переработке, тогда как внешние еще длительное время сохраняли тектоническую инертность, сближающую их с эпипалеозойскими квазикратогенами, и в основном проявили себя как флишевые геосинклинали во второй половине палеогена.

В продольном направлении Динарская система также делится на две части, разделенные крупным поперечным разломом между городами Шкодер (Скутари) и Печ,—северные (собственно Динариды) и южные Динариды (Эллиниды). Южные Динариды смещены кулисообразно к юго-западу. Признаки существования поперечных разломов, влияющих на контуры и взаимное расположение структурных зон, отмечаются и в ряде других районов Динарид.

И. И. Белостоцкий (1965) выделяет по линии Скопле — Тирана в Динаридах следующие зоны: вардарскую, пелагонскую, субпелагонскую (мирдита), пиндскую, гавровскую и ионическую. Миграция складчатости происходит, как указывалось, от внутренних зон к внешним, равно как интенсивность ее и опрокидывание складок. По другую сторону Адриатики, симметрично к Динаридам располагается система Апеннин; для них характерна вергентность структур — встречная относительно динарской.

Коренным вопросом геологии зоны Мирдита является вопрос о строении и возрасте **офиолитового комплекса**, образовавшегося в начале или середине мезозоя, в добарремское

время. Это сложный формационный комплекс начальной стадии эвгеосинклинального развития, который включает мощные вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи (диабазо-спилитовую, спилито-кератофировую, кремнисто-сланцевую, или радиоляритовую), а также серию разновозрастных интрузий с длительным многофазным развитием. Среди интрузий первыми формировались гипербазиты, позднее образовались дискордантные тела габброидов, а затем небольшие штокообразные или жилородные внедрения диорит-плагио-гранитного состава.

Нижний предел возраста офиолитов устанавливается в албанском секторе зоны Мирдита как нижне-среднетриасовый. За пределами же указанного сектора и в других внутренних частях Динарида, как и в большинстве остальных эвгеосинклиналей альпинид Европы и Малой Азии, устанавливается их послеюрский возраст. В зоне Пинда — Краста отложениям среднего триаса (ладинского яруса) подчинены прослойки андезитовых порфиритов и их туфов.

Вопрос о возрасте и происхождении офиолитов в Динаридах очень сложен и еще далек от решения (Милованович и Карамата, 1970). Разные авторы выделяют меловые офиолиты, юрские, среднетриасовые и др. Циссарц (1956) отмечает в СВ Динаридах палеозойские офиолиты, а в центральных и западных Динаридах — мезозойские. Вероятно, эти противоречия обусловлены тем, что разные авторы объединяют в один комплекс интрузивные и эффузивные разности офиолитов, выделяя их в единую диабазово-кремнистую формацию, что с точки зрения стратиграфии неправильно.

Местами указываются небольшие массивы офиолитов, возникшие в результате диапирического внедрения в пластическом состоянии (Милованович и Карата, 1970).

Местами в Динаридах наблюдаются покровы, но развиты они неравномерно. В разных районах их масштаб весьма различен, а на довольно больших территориях они вообще отсутствуют.

Новейшие данные по стратиграфии, геологии и тектонике Динарида приводят в своем очерке В. Sikošek и W. Medwepnitsch (1965). Авторы четко выделяют в Адриатике экстерниды, метаморфиды и пелагоникум. В Динаридах отчетливо выявляются внешние и внутренние особенно мобильные осадочные и магматогенные зоны, между которыми располагаются более жесткие и преимущественно карбонатные Высокие Динариды.

На профилях, основанных на новом бурении, выявляется далеко простирающееся надвиговое строение (покровное), которое на поверхности фиксируется в виде крутых и коротких надвигов.

Геосинклиналь Динарид показывает в палеозое и мезозое далеко идущие параллели с соответствующими сериями Южных Альп. Южные Альпы не могут быть оторваны от Динарид и являются членами их строения. Южные Альпы характеризуются высшими элементами Динарид. Высокие Динариды господствуют над собственно Динаридами, в то время как в Гелленидах (Элленидах) «выныривают» более глубокие члены строения, именно пелагоникум (метаморфиды) и субдинариды.

Сербско-Македонский массив на территории Югославии, и частично Болгарии и Греции, делит Альпийскую орогеническую область на две части: северную и южную. Он представляет собой относительно узкий и вытянутый срединный массив. Он не оказывал бокового давления на соседние орогенические зоны. Его кажущееся «сильное давление» является результатом составляющей поднятия (превышающей местами 11 км) и составляющей сильного давления на него краевых и геосинклинальных зон. Это обусловлено большим количеством краевых шарьяжей, а также их жесткостью и довольно незначительной активностью (М. Д. Димитриевич и Б. Чирич, 1966).

В Албании, в западной части Центральных Динарид, И. И. Белостоцкий (1964) установил две группы гравитационных структур: 1—конседиментационные структуры обрушения и оползания и 2—структуры, связанные с гравитацией после диагенеза пород. К первым относятся подводные оползни и погребенные клиппы (бескорневые блоки более древних пород среди более молодых отложений), рассматривающиеся как выражение конседиментационных тектонических фаз и приуроченные к прибортовым частям флишевых прогибов, межгорных и внутренних впадин. Отмечается их региональная приуроченность к определенным стратиграфическим горизонтам. К структурам второй группы относятся: а—постдиагенетические складки гравитационного скольжения слоя по слою, б—гравитационные надвиги и сбросы, в—блуждающие клиппы. Обе группы широко развиты в Албании, но это, по мнению указанного автора, не может служить основанием придавать слишком большое значение гравитационному тектогенезу.

Динариды — Эллениды сопрягаются с Анатолидами и Тавридами Малой Азии через Эгейды. Последние представляют серию покровов с надвиганием на юг; Крит и Родос — прямое тектоническое продолжение друг друга. На Родосе констатировано два покрова, образовавшиеся до нижнего олигоцена, т. е. связанные с верхнеэоценовой (пиренейской) орогенической фазой.

Весь современный рельеф Эгеид, т. е. слагающих их островов Эгейского моря, обусловлен сложной сетью разломов, сбросов, большое количество которых представляется еще активными. Некоторые из них достигают очень больших размеров, как, например, сброс Миллиорини в 10 км длиной с амплитудой в 150 м; с совершенно свежими зеркалами скольжения.

Все разрывы делятся на две основные категории: более старую меридионального направления, и молодую — широтного.

Наиболее сейсмичными местами оказываются, по-видимому, точки пересечения двух упомянутых систем разломов доолигоценового периода, или **динарского** складкообразования, простирание которых везде в Эгеидах — широтное, со времени миоцена, особенно в плиоцене, сменившееся затем **эритрейским** раскалыванием всего района, происходившим по меридиональным линиям.

К этим же местам пересечения двух систем тектонических линий, помимо эпицентров землетрясений, относятся и очаги активного вулканизма.

Меридиональные или близкие к ним линии разлома представляют собой, с точки зрения Кренкеля и Зейдлица, отзвуки тектонических процессов Африки.

БОЛГАРИЯ

На территории Народной Республики Болгарии развиты почти все основные геологические формации, начиная с докембрия: архей, протерозой, палеозой — с кембрием, ордовиком, силуром, девоном, карбоном и пермью; мезозой — с триасом, юрой и мелом и кайнозой — с третичными и четвертичными отложениями (см. И. Иовчев, 1965).

1. Докембрий. Представлен разнообразными кристаллическими сланцами, расчлененными на основании их литологического состава на два комплекса — **архейский** и **протерозойский**, между которыми констатированы стратиграфическое и угловое несогласие.

а. Архейский комплекс сложен преимущественно ультраметаморфическими породами — гнейсовидными гранитами, мигматитами и анатектитами, гнейсами, кристаллическими сланцами и метаморфизованными ультраосновными породами; подразделяется на три свиты, общая мощность толщи достигает 9000—10000 м. Отложилась эта толща в эвгеосинклинальных условиях. Этот этап закончился проявлением

всеобщего складкообразования, а затем гранитоидным плутолизмом и соответствующей консолидацией в условиях регионального метаморфизма и ультраметаморфизма.

б. Протерозойский комплекс сложен гнейсами, мраморами и силикатно-карбонатными породами; подразделяется на шесть свит. Оба комплекса слагают главную тектоническую зону Болгарии — Родопский срединный массив; в соседней к северу Среднегорской зоне констатируются только протерозойские образования. Указанный комплекс сформировался также в эвгеосинклинальных условиях. Затем последовали: складчатость, гипербазитовый и гранитоидный плутолизм и региональный мезозональный метаморфизм.

В результате двухкратных проявлений регионального метаморфизма в период соответствующих орогенических фаз образовался и общий структурный план высококристаллического метаморфического комплекса.

2. Докембрий (?). Представлен так называемой диабаз-филлитовидной формацией, первичный вулканогенно-осадочный комплекс которой был регионально-эпизонально метаморфизован. Формирование происходило, вероятно, в эвгеосинклинальных условиях осадконакопления с типичным офиолитовым вулканизмом. Среди пород установлены: диабазы и спиллиты, реже кератофиры и их пирокластиты, серицитовые и хлоритовые сланцы, мраморы и др. Мощность достигает 5000 м. Закончился этот этап осадконакопления салаирским орогенезом в условиях синтектонического (?) внедрения раннекаледонских гранитоидов и затем эпизональным региональным метаморфизмом. С указанной формацией кембрия связано эксгаляционное гематитовое оруденение у сел. Бов (Софийский район) и магнетитовое — у вершины Бедек (Старо-Загорский округ).

3. Ордовик. Встречен лишь в нескольких пунктах; представлен кварцитами и глинистыми сланцами (с граптолитами и трилобитами). Максимальная мощность около 2000 м.

4. Силур. Также встречается спорадически; выражен граптолитовыми сланцами и лидитами, интенсивно дислоцированными. Фаунистически разделен на пять ярусов, мощность 320—380 м.

5. Девон. Выражен конгломератами, песчаниками, глинисто-известковистыми сланцами и коралловыми известняками; встречены гониатиты и другие моллюски. Мощность 300—900 м. Отложения ордовика, силура, нижнего и среднего девона пластуется согласно и не несут следов магматизма. На границе среднего и верхнего девона констатируется складчатость (позднекаледонская).

6. Карбон. Представлен всеми ярусами, выражен в разнообразных фациях, включая угленосные (С₃); мощность около 850 м.

После нижнего карбона происходило формирование нижнего герцинского структурного этажа. В качестве синорогенных формаций этой орогенической фазы считаются Старопланинская кольцево-щелочная формация, Струмская диоритовая формация (диориты и граниты) и, вероятно, калиево-щелочная интрузивная формация Балканской зоны, Крайштидов и западных частей Родопского массива. В указанный комплекс входят: габбро, диориты, гранодиориты, небольшие тела амфибол-биотитовых и пегматоидных гранитоидов. Жильная фация — лампрофиры, шизолиты — одиниты, кersантиты и др., а также небольшие щелочные тела. К судетской фазе относят посторогенные южноболгарские гранитоиды — гранодиориты (и частично базиты), граниты, дайки диоритовых порфиритов и гранит-порфиров. Далее местная складчатость констатируется после вестфалья, в результате чего сформировался герцинский структурный подэтаж, представленный Свогенским угольным бассейном.

7. Пермь. Представлена веррукановой формацией — пестрыми брекчиеконгломератами, песчаниками, алевролитами, основными и кислыми эффузивами (кварцевые порфиры) и их пирокластами; мощность от 70 до 2000 м. В северо-восточной Болгарии к ним приурочены толщи каменной соли (южнее гор. Провадина).

Вследствие разломов в качестве посторогенного вулканизма произошло изливание основной, среднеосновной и преимущественно кислой лавы. В конце перми происходила структурная обработка последнего и стефанских отложений, в результате чего оформился верхний позднегерцинский структурный подэтаж. С астурийской орогенической фазой (верхний карбон — нижняя пермь (?)) связывают Пиринские и Выршилские гранитоиды (кварц-монцонитовой магмы).

Мезозойские образования имеют на территории Болгарии обширное развитие.

8. Триас. Представлен всеми ярусами. Нижнетриасовые отложения выражены в пестроцветной континентально-мелководной фации (конгломераты, грубозернистые песчаники, аргилиты); нередко в породах наблюдается косая слоистость. Мощность 20—90 м. Средний триас (анизийский и ладинский ярусы) выражен в карбонатной фации, а также глинистыми сланцами; мощность 320—500 м. Верхний триас представлен песчаниками, алевролитами, аргиллитами, известняками, доломитами и др. Мощность 170—430 м.

Между триасом и юрой констатируется несогласие. В конце триаса происходило поднятие дна триасового бассейна и после рэта наступил краткий период суши. Оформляется триасовый структурный подэтаж.

Доломиты и доломитизированные известняки среднего триаса являются газо-нефтеносными; к нижнетриасовым псаммитам и среднетриасовым карбонатным породам приурочен ряд проявлений свинцово-медного, цинкового и другого оруденения телетермального типа.

9. Лейас. Отложения нижнего лейаса являются обычно трансгрессивными; представлены кварцитизированными песчаниками, конгломератами, углистыми сланцами; мощность 10—120 м. Средний и верхний лейас выражен типично морскими фациями — известняками и мергелями. Местами в них наблюдаются промышленные концентрации природного газа — метана. Ааленский ярус представлен алевролитовыми глинами, алевролитовыми мергелями и песчано-известковистыми и сидеритовыми осадками.

10. Доггер. Выражен преимущественно известняками (иногда с железным оруденением) с прослоями мергелей и слабоизвестковистых песчаников (иногда с фосфоритовыми и сидеритовыми конкрециями). Мощность не больше 250—300 м, а часто и меньше.

11. Мальм. Представлен всеми ярусами, хорошо охарактеризованными фаунистически; на Мизийской плите и в северной части Предбалканской зоны он выражен в карбонатной фации, а южнее — в флишевой. Мощность первого комплекса (всего мальма) достигает 400—450 м, а мощность флишевого титона варьирует от 300 до 1000 м. Отложения титона согласно сменяются валанжинскими, граница устанавливается только на основании микрофауны. Подобное же соотношение верхней юры и нижнего мела наблюдается на южном склоне Большого Кавказа и юго-восточной части Малого Кавказа.

В верхней юре в Странджинской зоне проявился вулканизм, выраженный диабазовой формацией. Вне пределов Болгарии — в Динарской зоне триасово-юрская эпоха была временем интенсивной геосинклинальной магматической деятельности.

Меловые отложения имеют на территории Болгарии широкое развитие, причем представлены всеми ярусами; встречены во всех зонах, за исключением южной — Родопской. Выражены главным образом в карбонатной и мергельно-глинистой фациях, а затем — в вулканогенной.

12. На Мизийской плите отложения валанжина и готерива представлены известняками (валанжин), мергелистыми

известняками и известковистыми глинами, мощностью до 1000—1100 м. К югу — в предбалканской зоне, они переходят в флишеподобные отложения мощностью до 300 м. Известняковый валанжин на Мизийской плите является нефтегазоносным.

13. Отложения баррема выражены глубоководной мергельной фацией (цефалоподовый тип) как на плите, так и в Предбалканской зоне; мощность 100—150 м.

14. Апт. Представлен двумя фациями: ургонской (известняки, песчанистые мергели) в предбалканской зоне и мергельной — на плите. Мощность отложений на плите около 300 м, а южнее — около 250—300 и более.

15. Альб. Представлен в северной Болгарии глинистыми мергелями с прослойками глауконитовых песчаников. Мощность 700—800 м.

В течение всей юры и нижнего мела продолжался юрско-нижнемеловой тектонический подэтап. До кимериджа осадкообразование в морских бассейнах было эпиконтинентальным; в период титона и валанжина местами создались условия для образования флишевых отложений. В это же время в результате инициального офиолитового вулканизма оформляется и диабазовая формация юры в Страндже. После титона проявляются складчатые движения в Сакар-Странджинской зоне, а в конце нижнего мела — в Балканской системе, Предбалканье и Крайштидах. С разрывными нарушениями этого времени связывают небольшую (5 км²) интрузию так называемых нижнемеловых диоритовых порфиритов в Етропольской и Ботевградской областях. По составу они включают сиенито-порфириты, диоритовые и сиенито-диоритовые порфириты, альбитофиры, андезиты. Дайки указанных пород являются преимущественно пластовыми; подчинены, главным образом, нижнемеловым отложениям (берриас-баррем). Реже дайки являются секущими; некоторые исследователи связывают их в возрастном отношении с ларамийской фазой.

Этот нижнемеловой комплекс хорошо сопоставим с породами одновозрастной мехманинской интрузии Малого Кавказа. После нижнего мела вся территория была здесь сушей.

16. Верхнемеловые отложения Болгарии представлены тремя типами: 1 — средиземноморским, развитым в Балканской геосинклинали (между Родопским срединным массивом и Мизийской плитой); 2 — карпатским, встреченным только в северо-западной Болгарии (около гор. Белоградчика) и 3 — северо-европейским (на Мизийской плите). Фаунистически хорошо охарактеризованы, выделены все ярусы.

Мощность сеномана колеблется от десятков метров до 100—150 м, турона — от 300 до 400 м, а сенона — от 300 до 600 м.

Средиземноморский тип сенона (большой частью флишевого характера) развит исключительно в среднегорской зоне; главной особенностью почти всех выходов является наличие синхронных вулканогенных образований (эффузивы и туфобрекчи). Мощность вулканогенного сенона изменяется от 500 до 2000 м. Кроме среднегорской зоны он констатирован также в восточной части Балканской и Странджинской зон, что позволяет поставить вопрос о пересмотре их границ. Кстати, в крайней восточной части Странджинской зоны развит также вулканогенный титон.

Датский ярус установлен бурением в нижнедунайской депрессии у сел. Брест; представлен тонкослоистыми известняками и мергелями; мощность достигает 22 м.

Время сеномана и турона характеризуется осадконакоплением молассоидного типа и углеобразованием. В течение сенона в Среднегорской зоне и части Восточно-Балканского синклинория происходило формирование флиша, сопровождавшееся в Среднегорье андезитовым вулканизмом. К северу от этих областей осадкообразование имело эпиконтинентальный характер. В конце сенона имела место орогеническая фаза (ларамийская), проявившаяся наиболее сильно в флишевом бассейне. В это время в Среднегорской и Сакар-Странджинской зонах внедрялись неоплутоны Среднегорского типа, включая и комагматическую дайковую формацию. В комплекс входят: пироксениты — габбро-сиениты — различные гранитоидные разновидности, местами с характерными пегматитовыми телами. Дайковая формация представлена разностями от габбро-порфиритов до гранит-порфиров. В Пловдиве наблюдаются пять изолированных вершин, сложенных лейкократовыми гранодиоритами.

17. Третичные отложения на территории Болгарии представлены полными разрезами палеогена и неогена.

Палеоцен констатирован на Мизийской плите и в восточной части Балканской зоны. Выражен в мергельно-известняковой фации, мощность варьирует от 30 до 60 м.

Эоцен имеет широкое развитие, встречен во всех зонах. Выражен в различных фациях — морских и континентальных, местами угленосных; богатая нуммулитовая фауна показывает наличие всех трех подотделов. Мощность изменяется в широких границах — от 400 до 2000 м и более.

В результате орогенической фазы, наступившей после среднего эоцена, произошло оформление соответствующего структурного подэтажа. Новообразованные структуры, в дан-

ном случае, обычно не совпадают со структурами предыдущего складчатого плана.

Олигоцен развит в северо-восточной Болгарии, где представлен песчаниково-глинистыми отложениями майкопского типа. В южной Болгарии олигоцен констатирован в Хасковском районе и в Родопах, где выражен в вулканогенной фации (андезиты-дациты-риолиты, их обломочные разности и туфогенные песчаники); мощность пород достигает 2000 м. Эти фации полностью отвечают таковым олигоцена Малого Кавказа.

На северо-западе Болгарии — в Крайштидах, олигоцен вскрывается в грабенах и представлен конгломератами, песчаниками и риолитами, мощностью около 500 м.

Непосредственно после олигоцена, в результате интенсивных разломов и дифференцированных радиальных движений в Родопской области происходит внедрение ряда небольших гипабиссальных до субвулканических интрузий. Представлены разностями монцонитоидного до гранит-порфирового и гранит-аплитового характера. С ними связывается свинцово-цинковое оруденение в Восточно-Родопской и Осоговской областях.

В Варненском районе олигоценовым образованиям (мощность от 200 до 900 м) подчинены марганцевые руды Никопольского типа.

Миоценовые отложения развиты только на Мизийской плите; представлены Крымо-Кавказским типом. Выражены песчаниками, песками, мергелями, глинами, рифовыми известняками и др.

Мощность достигает 550 м.

Плиоцен выражен в двух фациях — морской и континентальной. Морской тип (мэотис, понт, дак и левант) развит в северо-западной Болгарии, где и представлен песчаниками, конгломератами, известковистыми тонкослоистыми глинами и лигнитами, мощностью от 170 до 700 м. Породы континентального плиоцена выполняют ряд грабеновидных озерных котловин в Южной Болгарии; представлены песками, глинами, щебнем и др., нередко лигнитоносными. Мощность колеблется от 350 до 1000 м. Местами по разломам проявлялась слабая вулканическая деятельность кратерного типа; в юго-западной Болгарии представлена трахиандезитами (5 км²), а в северной — базальтами (5 км²).

18. Четвертичные отложения Болгарии изучены еще недостаточно. В Северной Болгарии они представлены лёссовидными глинами, занимающими большие площади равнины. В Южной Болгарии аллювиально-делювиальные образования выполняют множество тектонических котловин; мощность ко-

леблется в широких пределах, достигая 150—300 м. Землетрясения, происходящие в настоящее время, связаны с оживлением древних разломов. Вулканизм в четвертичное время на территории Болгарии не проявился.

Тектоническое районирование. Для территории Болгарии и Румынии в советской литературе имеются довольно подробно обоснованные и описанные схемы тектонического расчленения в книге В. М. Муратова («Тектоника СССР», т. 2, 1949). На основании всех исследований по геотектонике Болгарии ее структурный план представляется в следующем виде: 1—Родопский срединный массив, 2—Мизийская плита и 3—Балканская складчатая система; последняя расчленяется на следующие тектонические зоны: а—Южные Карпаты, б—Предбалканская зона, в—Балканская, г—Среднегорская, д—Сакар-Странджинская и е—Крайштиды.

Балканская складчатая система ограничена с севера и юга крупными разломами. Вдоль северного края Родопского массива проходит глубинный разлом (Марицкий), представляющий собой обособленную зону, шириною около десяти километров, маркирующуюся рядом магматических тел.

Марицкий глубинный разлом заложен в каледонское время, дооформлен в герцинском цикле, затем неоднократно «оживлялся». Есть параллельные ему разломы и диагональные глубинные разрывы (Ив. Боянов, 1965). Представляет шовную линию между Балканидами и Родопами; может сопоставляться с Пафлагонским шовным рубцом Северной Анатолии. Отделяет северовергентные складки Балканид от южновергентных складок Родоп. В пределах Болгарии по долине р. Марицы прослежен на 350 км; оперяющими разрывами разделяется на три зоны.

Балканский глубинный разлом представляет собой структурную ось Балканид (Ив. Хайдутов и Ж. Иванов, 1965). Ареал его совпадает с Старопланинской структурной зоной. Он предопределил особенности геосинклинального развития этой части земной коры во время каледоно-герцинского тектонического цикла.

Параллельно ему располагаются густо расположенные основные складки, образовавшиеся в период нескольких этапов складкообразования; молодые складки накладывались на старые (припаивались к ним).

Вдоль южного края Мизийской плиты также установлена зона разлома, местами слабо обнаженная. Изредка наблюдаются надвиги (опрокинутые?) Предбалканских антиклиналей к северу — на платформу.

1. Родопский срединный массив. Эта крупная структура сложена докембрийскими метаморфитами, интен-

сивно дислоцированными, перекрытыми частично третичными отложениями: эоцена, олигоцена и в незначительном количестве — плиоцена. В древнем фундаменте Родопского массива установлено несколько больших антиклинальных структур, осложненных разломами, вдоль которых расположены интрузивные породы.

Этот массив можно уверенно параллелизовать с точки зрения его геологического развития с Мисхано-Арагацским и Ахалкалакским массивами Малого Кавказа. Характерные мощные вулканогенные толщи олигоцена в обоих регионах непосредственно перекрывают образования древнего субстрата.

В крайней восточной части Родоп расположены две значительные впадины (Северо-Восточно-Родопская и Момчиловградская), сложенные мощными комплексами, преимущественно туфогенных отложений палеогена.

Интересно отметить, что складки в архейских образованиях имели преимущественно близмеридиональное направление; впоследствии, когда фундамент был разбит на отдельные блоки, складки должны были к ним приспособливаться (обтекать), почему самый молодой (верхнеальпийский) структурный план имеет очень сложную ориентировку. Подобная картина наблюдается в Арзаканском районе Армении.

Родопский массив и ограничивающие его разломы (с древнего палеозоя до настоящего времени) погружаются, суживаясь, в северном направлении. К югу разломы расходятся, и антиклинорий расширяется и воздымается, обнажая глубоко эродированное ядро.

Родопский кристаллический массив постоянно служил как бы громадным барьером между двумя геосинклинальными системами — Динарской и Карпато-Балканской. Подвижные зоны смещались в двух противоположных направлениях, удаляясь от этого древнего массива, который являлся основанием с глубокими корнями для территории не только Югославии, но и всего Балканского полуострова.

Разрывы в Родопском массиве группируются в следующие системы: 1—Марицкая с простиранием ЗСЗ—ВЮВ; 2—Струмская (ССЗ—ЮЮВ); 3—Восточно-Западная (до СВ—ЮЗ); 4—Меридиональная (наиболее молодая); первые две системы являются наиболее древними.

Свинцово-цинковые рудные минерализации приурочены, главным образом, к меридиональным разломам и формируют целые системы жильных полей, достигающих иногда 20 км в длину.

2. Мизийская плита. Является крупнейшим структурным элементом западного Причерноморья; она характе-

ризуется большой площадью и спокойным дном, в ней выделяются несколько структурных единиц первого и второго порядка: 1—Видинско-Пленицкое поднятие; 2—Нижне-Дунайская депрессия; 3—Северо-Болгарское поднятие; 4—Варненская впадина и 5—Нижне-Комчийский предгорный прогиб. В Северо-Болгарском поднятии обособляется в виде значительной структуры его наиболее приподнятая часть — Хитринско-Девненский вал. В Нижнедунайской депрессии наиболее существенной и крупной негативной структурой является Ломская впадина.

На Мизийской плите установлены два структурных комплекса, отвечающих фундаменту и чехлу. Первый сложен допалеозойскими, ранне- и среднепалеозойскими образованиями; верхней границей комплекса условно принимается средний карбон. В чехле плагформы выделяются два структурных этажа: первый слагается слабо—дислоцированными отложениями верхнего карбона, перми и триаса, а второй—породами начиная от юры до постплиоцена.

Мощность силура по данным скважин составляет около 1000—1100 м, среднего девона — 400—800 м, динанта и этрена до 1750 м и висте-вестфалена — больше 1440 м. Таким образом, Мизийская плита входит в состав геосинклинальной области, во всяком случае, с ордовика до вестфалена включительно (Хр. Спасов и Сл. Янев, 1965). Тип осадконакопления несколько отличается от такового Банатско-Балканской геосинклинали, где, особенно в девоне и нижнем карбоне, протекала флишевая седиментация. Эта узкая грабенообразная геосинклиналь протягивается, видимо, к юго-востоку в область Босфора, где девон и карбон представлены теми же типами пород. Там же установлен постепенный переход между отложениями силура и девона.

Возраст Мизийской плиты многие исследователи определяют как каледоно-герцинский, причем консолидацию ее связывают с проявлением предсреднекарбоновой (судетской) фации складчатости. Другие геологи полагают, что в указанное время здесь проявлялся лишь эпейрогенез; интенсивная же пликтивная дислокация имела здесь место лишь в конце вестфалена (эрцгебиргская фаза складчатости).

В результате указанной фазы в области Северной Болгарии и Добруджи возникла суша, о чем свидетельствуют гальки силурийских, девонских, а также ниже-среднекарбоновых пород в брекчиеконгломератах перми. Эта суша, по данным Хр. Спасова и Сл. Янева (1965), существовала, вероятно, до среднего триаса, а местами, может быть, и до начала юры, когда морской бассейн залил уже весь денудированный Добруджинский массив.

При этом поднятии возникали, естественно, и разломы, которые стали подводными каналами для средней и кислой магм; некоторые из них проявлялись и в перми. Разломы группируются в две системы: около 120° и близмеридиональную; возникли они в палеозое, затем неоднократно омолаживались. Благодаря этим двум системам разломов Мизийская плита еще в конце палеозоя получила глыбовое строение, но денудация палеозойских отложений в отдельных глыбах проявлена в различной степени. В центрально-добруджинском блоке были полностью эродированы все палеозойские породы, в результате чего юрские образования непосредственно перекрывают кристаллические сланцы и свиту зеленых сланцев докембрия.

К северу от Мизийской плиты, в районе Констанца — Хыртова констатировано крупное антиклинальное поднятие северо-западного направления, в ядре которого под отложениями силура согласно (?) залегают кристаллические сланцы верхнего протерозоя и кембрия.

На северо-восточном крыле этого поднятия располагается зона Северо-Добруджинской депрессии, сопрягающейся на северо-западе с Молдавской эпипротерозойской платформой. Последняя является продолжением на территории Румынии восточно-европейской платформы. В ней также различают два крупных структурных этажа: 1 — нижний кристаллический субстрат и 2 — осадочный чехол.

Субстрат сложен интенсивно дислоцированными слюдяными сланцами, парагнейсами и гнейсами, местами интродуцированными гранитами красноватых оттенков. На них сформирован пенеплен, наклоненный всюду к западу и лишь местами к югу.

Верхний структурный этаж сложен разнообразными осадочными породами палеозоя (кембрий (?), ордовик, силур, девон), частично метаморфизованными, общей мощностью около 800 м; мезозоя (триас (?), доггер, мальм, верхний мел), мощностью до 700—800 м, палеогена (средний эоцен, около 100 м) и неогена (тортон) — до 300 м, бугловские слои и сармат, мощностью на юго-западе до 1500—2000 м и мало-мощный плиоцен. Они соответственно разделяются на четыре структурных этажа. Из сопоставления мощностей указанных отложений явствует, что в палеозое, мезозое и палеогене на Молдавской платформе накапливались образования платформенного характера (общая мощность около 1500—1600 м); в миоцене же здесь образовался краевой прогиб, в котором отложились осадки мощностью до 2000 м.

Поверхность пенеплена не была однообразной, рельеф его был специфический (обусловленный древними разломами).

Общее пологое моноклиналиное падение на ЮЗ и Ю осложнено многочисленными сбросами—региональными и локальными, преимущественно северо-западного направления, почему поверхность платформы погружается ступенеобразно. Главные сбросы имеют северо-западное направление, амплитуда их до 1 км.

Осадочные породы платформы испытывают слабые ундуляции в результате неоднократно продолжавшихся подвижек по древним разломам. Констатируются многочисленные опускания и поднятия (ступенчатые), длина подобных сводов достигает 20 км, при амплитуде до 50 м. По западному и южному краю платформы породы падают под углом до 8°.

В западной погруженной части платформы, перекрытой нижним миоценом, палеогеном и, возможно, дислоцированным мелом переднего края Карпатской депрессии, ширина ее определяется в 8—15 км (по геофизическим данным до меридиана сел. Пьятра-Нямц). В зоне сочленения с предкарпатской депрессией осадочные породы интенсивно смяты; последние крупные движения протекали здесь в среднемиоценовое время (между тортоном и верхним сарматом).

На этом общем фоне выделяются два поднятия северо-западного направления, разделенные Преддобруджинской депрессией. Первое поднятие (длина около 100 км, ширина до 20 км) вскрыто р. Серет на участке между пунктами Пашкани Бакэу; сложено зелеными сланцами. К юго-западу от него на отложениях силура вдоль края с Предкарпатской депрессией протягивается полоса средне-верхнеюрских образований.

На этом же простирании к северо-западу от Галаца находится поднятие — так называемый «преддобруджинский мыс», сложенный кристаллическими зелеными сланцами; размеры его 30×40 км. Погружается оно к северо-западу, опоясываясь образованиями девона, триаса, средней и верхней юры, выполняющими и вышеупомянутую депрессию. К югу от Брэила констатирован крупный разлом также северо-западного направления (Печенеага — Камена).

Между древнеконсолидированными тектоническими зонами — Мизийской плитой и Родопским массивом располагается весьма разнообразная в структурно-тектоническом отношении геосинклинальная складчатая система — Балканская. Расчленяется она на несколько тектонических зон, отличающихся между собою по составу пород, магматизму и метаморфизму.

Балканиды отличаются ступенчатым строением; констатированы крупные флексуры и складки промежуточного типа — облекания, покровные, приразломные и надразломные.

В этой складчатой системе выделены следующие зоны:

Южно-Карпатская, Предбалканская, Балканская, Среднегорская, Сакар-Странджинская и Крайштиды.

3. Южнокарпатская зона представлена на территории Болгарии лишь своим юго-восточным окончанием; главное развитие она имеет на территории Югославии и Румынии.

На территории Болгарии эта зона представлена узкими, длинными изоклиналильными складками близмеридионального направления, слабопрокинутыми к северо-востоку. Сложены образованиями юры и мела, возраст складчатости допалеогеновый. На указанных отложениях местами располагаются трансгрессивно и несогласно неогеновые образования.

4. Предбалканская зона. Оформилась на краевом прогибе Мизийской плиты, что обусловило особый характер развития ее структур (платформенного типа). Отделяется от Балканского складчатого сооружения системой кулисно расположенных крупных разломов типа взбросов и надвигов со смещением масс к северу.

На севере Предбалканская зона переходит в Северо-Болгарское поднятие Мизийской плиты, играющее в структуре северного обрамления Балкан ту же роль, что и Ставропольское поднятие в Предкавказье. На северо-западе этого поднятия располагается Гетский краевой прогиб (сопоставимый с Терским), а на северо-востоке — провадийский (считающийся аналогом (?) Восточно-Кубанского) недоразвитый, рано замкнувшийся.

Сложена она тремя структурными комплексами — каледонским, герцинским и альпийским; наиболее древними породами обнажающимися на поверхности являются пермские. Складчатость преимущественно брахиального типа; большей частью складки опрокинуты к северу, расположение их кулисообразное.

Интрузивные породы констатированы лишь на крайнем западе зоны, где представлены породами старопланинской кальциево- (и калиево) щелочной формации; связаны они с судетской орогенической фазой.

5. Балканская зона. Разделяется на две части — западную (антиклинорий) и восточную (синклинорий). Ограничивается двумя разломами глубинного характера: с севера — предбалканским (фронтальная линия Балкан), а с юга — забалканским разломом.

Балканская зона характеризуется наличием и развитием: специфического осадконакопления, магматизма, метаморфизма и металлогении; отличается большим разнообразием внутреннего строения, различной степенью метаморфизма слагающих ее пород и разнообразием в стиле складчатости. Магматиче-

ские формации расположены линейно, параллельно оси зоны.

Западная часть зоны сложена тремя структурными комплексами: каледонским, герцинским и альпийским.

В каледонский структурный комплекс входит диабаз-филлитовидная формация, отложения ордовика, силура и реже в виде незначительных пятен осадки нижнего и среднего девона. Складчатость протекала во время среднего девона, направление складок юго-восточное.

Герцинский структурный комплекс сложен породами от верхнего девона до перми включительно. Располагается трансгрессивно и несогласно на предыдущем и несогласно же перекрывается отложениями триаса. Направление складок близширотное.

Альпийский структурный комплекс слагает восточную часть зоны, представлен породами триаса, юры, мела, палеогена и частью неогена. Направление складок близширотное.

Интрузивные породы представлены так называемыми южноболгарскими гранитоидами (предверхнекарбоновыми) и староплининской кальциево- (и калиево) щелочной формации (предсреднекарбоновыми).

6. Среднегорская зона. Располагается между Балканской зоной на севере и Родопским массивом, Крайштидами и Сакар-Странджинской зоной на юге; границами служат Забалканский и Марицкий глубинные разломы. Последний заложен в нижнем палеозое и потом неоднократно омолаживался. Выделяется ряд обособленных антиклиналей (горстового характера) и синклиналей (грабенового характера).

В ядрах антиклиналей вскрыты протерозойские кристаллические сланцы и гранитоиды, интродуцированные гранитоидами южноболгарского типа (предверхнекарбоновыми); местами встречаются образования триаса.

Синклинали сложены верхнемеловыми (сеноман-турон, сенон) и частью палеогеновыми образованиями, испытавшими соответствующую складчатость (ларамийскую и пиренейскую). Широкое развитие имеют вулканогенные образования маастрихта.

Нередко складки осложнены взбросами, опрокинутыми к северу; направление их обычно близширотное, но в отдельных случаях наблюдается также северо-западное и северо-восточное простирание, что обусловлено их приспособлением к соответствующим древним разломам, временами омолаживавшимся.

Интрузивные породы представлены широко развитыми гранитоидами южноболгарского типа (предверхнекарбоновыми), а также ларамийскими.

Таким образом, эта зона представляет относительное поднятие между Родопами и Балканской зоной и может быть сравнима с Дзирульским поднятием Рионо-Куринского межгорного прогиба Кавказа.

7. С а к а р-С т р а н д ж и н с к а я з о н а. Вклинивается между Родопским массивом и Среднегорской зоной в восточной их части, расширяясь к востоку. Большая часть образующих ее структур (простирающихся $120-140^\circ$) уходит в Турцию и затухает (?) в районе Босфора.

Здесь наблюдается относительно более полный разрез, чем в среднегорской зоне (присутствует диабаз-филлитонидная формация). Главные структуры сложены формациями триас-юрского этажа, осложнены разломами; формирование их происходило на границе верхней юры и нижнего мела.

Интрузивные породы представлены, как и в Среднегорской зоне, гранитоидами южноболгарского типа и ларамийскими.

8. К р а й ш т и д ы располагаются в юго-западной части Болгарии, представляя своеобразную зону, сочленяющуюся по косым разломам с северо-западной частью Родопского массива. Эта зона резко отличается от всех остальных близших зон своим северо-западным простиранием. Является самым молодым складчатым сооружением Болгарии, развившимся на продолжении крупных разломов северо-западного направления восточной части Средиземноморья. Она является уже элементом Карпато-Балканской дуги; большая часть ее находится на территории Югославии, где зона представляет типичный синклиорий, граничащий к западу с Македонским массивом по крупному разлому (кулиса Марицского).

Сложена зона в ядре породами протерозоя, силура и девона (Трынская антиклиналь), а выше — (триасово-юрско-нижнемеловым и палеогеновым структурным этажом. Интрузивные породы имеют незначительное развитие; представлены предсреднекарбоновыми гранитоидами. Структурное оформление зоны происходило во время и после нижнего мела. Дизъюнктивные дислокации протекали в начале верхнего мела и наиболее интенсивно — в верхнем эоцене. Создались грабены с новой, отчасти косой ориентацией основных в районе структур.

В олигоценное время некоторые омоложенные разломы служили каналами для извержений кислой (риолиты, риодациты) лавы. В неоген-четвертичное время преобладали поднятия, но местами наблюдались слабые опускания.

Территория Румынии отличается весьма сложным геологическим строением. Фундамент ее образован нагроможденными и деформированными блоками, движение по которым обусловило в покрывающих их осадочных толщах сложную пликативную дислокацию (чешуи и надвиги).

В пределах Румынии можно выделить восемь структурных зон, различающихся по своему строению и истории геологического развития: 1—Восточные Карпаты (продолжение Советских); 2—предгорная Прикарпатская впадина Восточных Карпат; 3—Южные Карпаты вместе с прилегающей частью Баната; 4—Нижне-Дунайская, или Валахская, впадина; 5—массив Добруджи; 6—Трансильванская впадина; 7—массив Западных Румынских гор; 8—часть Венгерской впадины, которая заходит в пределы Румынии.

Современная структура территории Румынии, состоящая из Карпатской горной цепи и ее форланда, является результатом длительной геологической эволюции, начавшейся с архея.

На территории Румынии выделены следующие метаморфические формации: архейский фундамент в молданубской части Восточно-Европейской платформы, архейский и, возможно, нижнепротерозойский фундамент на территории Мизийской платформы, а также частично погребенные добайкальские и байкальские, а также герцинские метаморфиты в Карпатах и на территории Добруджи. Твердо установленные каледонские метаморфиты на территории Румынии пока не известны (Д. Дасуска и др., 1969).

По левобережью Дуная располагается северный край Мизийской плиты, широко развитой на территории Болгарии. Сложена она преимущественно мигматитами докарельского возраста; выше следуют кристаллические породы различной степени метаморфизма — добайкальские, байкальские и герцинские. Образовались они частично на регенерированном фундаменте и частично на океанском фундаменте. Альпийские движения обусловили поднятие Карпатского форланда и его структуру в виде надвиговых покровов.

Формации добайкальского цикла состоят из детритогенных метаморфизованных горных пород в условиях амфиболитовой и альбит-эпидот-амфиболитовой фации, с которыми ассоциируются мигматиты, пегматиты и ортоамфиболиты или ультрабазиты; последние представляют собой метаморфизованные продукты начального магматизма. Они пронизаны синорогеническими и тардиорогеническими гранитоидными телами. Детритогенные формации байкальского цикла возникли в двух различных областях, разделенных одной кор-

дильерой, и являются метаморфизованными в условиях фации зеленых сланцев. С ними ассоциируются основные и кислые метаморфизованные продукты первичного магматизма. В внешней области, главным образом, они пронизаны значительными массами синорогенных и тардиорогенических гранитоидов. Кристаллические сланцы из герцинского цикла состоят из детритогенных пород, часто псефитовых, которые образовались в двух различных областях. Они ассоциированы с основными и кислыми метаморфизованными инициалитами. Синорогенические и тардиорогенические интрузии состоят из гранитоидов и щелочных пород. Герцинский цикл завершается пермской неметаморфизованной массой, с которой ассоциируются продукты, субсеквентного вулканизма.

Кристаллические сланцы и магматиты этих трех тектономагматических циклов составляют метаморфические и магматические провинции, специфические для каждого цикла (Д. Джюшкэ и др., 1969).

Структуры, возникшие в результате складкообразования и метаморфизации пород формаций указанных трех циклов, сохраняют одно и то же общее направление.

Породы герцинского и байкальских циклов участвуют в сложении так называемого поднятия Добруджи, за которым к северу располагается Преддобруджинский прогиб. В спорном вопросе характера сочетания Мизийской плиты и Подольско-Молдавской платформы выяснение строения указанного прогиба имеет решающее значение.

В настоящее время в результате буровых и геофизических работ получены материалы, подтверждающие существование к северу от Добруджи, в пределах южной Бессарабии, предгорного прогиба, выполненного мощной толщей мезозойских осадков. А. Я. Эдельштейн (1959) указывает, что в наиболее опущенной части этой триасово-юрской предгорной впадины (район Болграда—Кольчево) мощность юрских осадков превышает 3000 м.

Ядро Добруджи сложено кварцитами, глинистыми сланцами, мергелями и известняками нижнепалеозойского, девонского и каменноугольного возрастов, прорванными биотитовыми и амфиболовыми гранитами, диабазами, гранодиоритами и их эффузивными аналогами. В изгибе Дуная на северной оконечности Добруджи девонские отложения перекрыты несогласно триасом, представленным конгломератами и песчаниками (нижний триас), известняками (средний триас) и терригенными образованиями (верхний триас). Местами триасовые и девонские отложения контактируют по разлому, иногда же девон надвинут с юга на известняки среднего триаса. В толще среднетриасовых известняков Добруджи

местами встречаются пачки порфиритов (сходство с триасом Крыма).

Далее к северу скважины вскрыли палеозойские и триасовые породы, сравнительно сильно метаморфизованные и интенсивно дислоцированные (угол свыше 70°).

На этих образованиях моноклиналино залегают нижнеюрские породы, полого падающие в северном направлении. Представлены они черными и темно-серыми аргиллитами с подчиненными прослоями песчаников и алевролитов; вскрытая мощность составляет 542 м. Выше залегают трансгрессивно отложения средней юры; байос (до 782 м) представлен терригенными образованиями (пески, песчаники, глины) и частью карбонатными породами. Бат выражен на юге известняками, мергелями и сланцеватыми глинами (до 500 м), на севере — песчаниками и алевролитами (до 325 м), а на западе — песчаниками и глинами (до 469 м.).

Верхняя юра представлена всеми ярусами; залегают в ядре впадины на батских отложениях без заметного перерыва. Келловей представлен пестроцветными глинами с тонкими прослоями песка и пропластками алевролитов; оксфорд — органогенно-обломочными известняками, реже доломитами, мергелями и алевролитами; максимальная мощность 831 м. Киммеридж сложен маломощными известняками, сменяющимися к северо-западу доломитами, доломитизированными известняками и глинами; титон представлен преимущественно красноцветными песчаниково-глинистыми осадками с прослоями гипсоангидритов. Общая мощность 90—365 м.

Начиная с триаса и до конца юры осевая часть впадины с максимальной мощностью осадков постепенно смещалась в сторону платформы, вовлекая ее в опускание.

Перекрываются юрские образования осадками среднего сармата, падающими на юго-запад под углом до 10° . Таким образом, к концу юры Предбурджинская впадина прекратила свое существование как более или менее обособленная тектоническая единица. В нижнем и особенно в верхнем мелу территория в целом испытывает уже восходящие движения.

Мощности юрских осадков испытывают резкие колебания, что обусловлено сложноплатформенным характером строения триасово-юрского прогиба. Неравномерные движения отдельных блоков должны были, естественно, создать в толще юрских осадков ощутимые элементы пликативной складчатости.

Вопрос о зоне сочленения Русской платформы со Скифской плитой к юго-западу и западу от Одесского глубинного разлома являлся долгое время нерешенным. Новые геофизические исследования показали, что указанная зона сочлене-

ния простирается в юго-западной части Молдавии и уходит за пределы СССР на территорию Румынии (И. А. Гаркаленко и др., 1970). Для решения этого вопроса имеет существенное значение геологическое строение острова Змеиный, расположенного в 42 км к северо-востоку от гор. Сулина и являющегося восточным продолжением поднятия Добруджи.

В результате литолого-петрографического, стратиграфического и тектонического изучения выяснено, что остров сложен грубообломочными породами, представленными пересланванием конгломератов, песчаников, пестроцветных алевролитов и глин; эти образования слагают моноклираль, разделенную меридиональным разломом. Путем сравнения этого разреза с таковыми других районов (Добруджа, Крым, Русская платформа) возраст этих отложений А. В. Друмя и П. К. Иванчук (1962) определяют как нижнетриасовый.

По палеомагнитным данным возраст их определяется с большей долей вероятия как ордовикский. По В. И. Славину, эти породы сопоставимы с девонскими отложениями Подольской плиты (по р. Днестру). В нижней части разреза острова Змеиный обнаружены пелециподы, брахиоподы и фораминиферы; возраст пелеципод, по заключению В. Д. Наливкина, не моложе карбона. Поэтому полагают, что отложение осадков происходило в пределах Восточно-Европейской платформы, возможно, в ее краевой части. Следовательно, северо-западная часть Черного моря до Одесского глубинного разлома располагается в ее пределах и имеет платформенные отложения, начиная с нижнего палеозоя. Южная граница Восточно-Европейской платформы находится (по И. А. Гаркаленко и др., 1970), предположительно, на широте мыса Сфынтул Георге (Св. Георгия). А. В. Чекунов (1969) полагает, что фундамент острова Змеиный может быть и байкальским.

Литологический анализ пород разреза острова показывает, что сам остров и окружающий его участок Одесского залива в конце герцинского времени представлял собой приподнятый массив, возможно, древнюю горную страну, связанную с герцинидами северной Добруджи. Образование конгломератов (местами вторичных) соответствовало бурным поднятиям области сноса, обусловленным интенсивными колебательными движениями, которые иногда приводили даже к континентальным перерывам и наложению пестроцветных пород. Необходимо отметить, что северо-западная часть впадины Черного моря представляет мозаику блоков, напоминающая структуру разбитой тарелки.

Далее следует отметить, что к северу от Добруджи вдоль нижнего течения р. Прут, до сел. Леово, выявлена гряда (вал) погребенных возвышенностей, видимо, приуроченных к

древнему (омолаживавшемуся) меридиональному разлому; на его продолжение к югу попадает меридиональный отрезок (около 100 км) р. Дунай. Сложена гряда гнейсами, кристаллическими сланцами и песчаниками. Раздробление и опускание отдельных звеньев «вала» происходило между триасом и нижней юрой, в средней юре, среднем эоцене, а также в сармате. В результате этих движений гряда триасово-палеозойских пород фундамента оказалась еще более раздробленной и скрытой под осадками эоцена-неогена на глубину свыше 780 м.

Необходимо указать, что подобные «поперечные» (меридиональные и близмеридиональные) разломы разной амплитуды констатируются и далее к западу вдоль Подольской платформы.

Валахская впадина, занимающая обширную область левобережья Дуная, подстилается северной частью Мизийской плиты. Последняя сложена по данным бурения поверх протерозоя интенсивно дислоцированными образованиями палеозоя, триаса и нижней юры. Крупные складки близширотного направления слабо изогнуты к северу; короткие складки между ними — разнонаправленные. Любопытно отметить, что мощность осадочного покрова на Мизийской плите в 2—3 раза больше, чем на Молдавской платформе.

Сама впадина заполнена морскими и континентальными неогеновыми отложениями большой мощности и толщей четвертичных лёссовых и аллювиальных образований.

К северу от Валахской впадины расположена широтная Предкарпатская депрессия, изгибающаяся затем к северо-востоку и северу и переходящая там в передовой прогиб Восточных Карпат. Сложена она интенсивно дислоцированными третичными образованиями; выявлен ряд надвигов с многочисленными чешуями (см. разрезы в работе Банчила и Марианеску, 1969), опрокидывание складок на платформу (к Ю и В). Перечень свит дан ниже, при описании Восточных Карпат. Хорошо прослеживается на всем протяжении прогиба Мармарош-Пенинская утесовая зона.

На территории Румынии некоторые исследователи выделяют в этом прогибе — основной, заполненный морскими отложениями мел — палеогеновой ритмично-флишевой седиментации, и собственно передовой прогиб, заполненный миоплиоценовыми молассовыми осадками, проникающими глубоко во внутрь флишевой зоны.

В пределах основного прогиба и передового прогиба известны широко развитые, разнообразные дацитовые и андезитовые туфы, возможно, внекарпатского происхождения. Однако между основным и передовым прогибом не существ-

вует четкой границы. В процессе эволюции Карпатской геосинклинали происходила непрерывная миграция оси геосинклинального прогиба в восточном направлении. Разделение основного и передового прогиба между собой необосновано (В. Драгош, 1969).

Данные бурения в передовой впадине Восточных Карпат, расположенной между долиной Сучава и долиной Дымбовица, показали, что элементы Восточных Карпат надвинуты с запада на восток, т. е. с внешней части к внутренней. Далее отмечено, что маркирующие горизонты Восточных Карпат продолжаются к западу от долины Дымбовица в фундаменте Гетской впадины.

Некоторые структурные осложнения, выявленные на основе поверхностных данных, объясняются неравномерными движениями отдельных чешуй.

Продолжение к северу Молдавской платформы в Подольскую платформу разрешает корреляцию элементов Восточных Карпат с таковыми Северных Карпат (В. Агеоргесей, И. Маринеску, В. Шулер, 1969).

Восточные Карпаты представляют на территории Румынии крупное сложнопостроенное антиклинальное поднятие, ядро которого, совпадающее с осевой зоной хребта, сложено кристаллическими сланцами, гнейсами и гранитами докембрия и породами палеозоя. Восточные склоны образованы триасовыми и юрскими известняками и главным образом флишевыми толщами мела и палеогена, интенсивно смятыми в складки, опрокинутые к востоку. Широко проявился герцинский орогенез, унаследованный характер которого отражается в тектогенезе Карпат формациями гравитационных покровов (наппов Рудных гор, Радэу-Хэгимаш и Першаньских гор), серией наложенных друг на друга ларамийских покровов антикарпатской вергенции (наппы Корду-Бихор, Брашов-Постэвару) и полигенетическими покровами (наппами) флишевых Карпат (М. Д. Илие, 1969). Вдоль западного края поднятия протягивается гряда вулканических массивов неогенового возраста с отдельными вулканическими конусами. Эта гряда возникла вдоль глубокого разлома, отделившего в неогене Восточные Карпаты от Трансильванской впадины. Последняя представляет собой глубокий прогиб, заполненный морскими и континентальными песчаниково-глинистыми и вулканогенно-осадочными породами, а также известняками неогена, общей мощностью свыше 5000 м. По периферии впадины они образуют пологие куполовидные складки. Структурные соотношения между Восточными и Северными Карпатами представляются в следующем виде (И. Банчила и И. Маринеску, 1969).

Восточные Карпаты Румынии продолжают, с геологической и морфологической точек зрения, на территорию Украинской ССР и Польши лесистыми Карпатами и Бескидами.

Центральная зона Румынии переходит непосредственно на территорию Украины, отвечая зоне Марамуреш — Пьенины, а в Польше — зоне Подхале — Пьениды.

Западно-внутренний флиш (Румыния) продолжается в Украинской ССР Раховской зоной *s. stricto*, а восточно-внутренняя единица — Буркутским флишем (Петросу), которая включает в себя одну часть группы Стоку. Другая часть этой группы принадлежит зоне складок Ужок-Дукла (паравтохтон Магурского покрова), вероятно, составленной структурами соседних единиц Буркут и Чернохора.

Магурский покров Северных Карпат исчезает под третичными вулканитами в Украинской ССР и Словакии, а Чернохорский покров, который является продолжением единицы Аудия (Румыния), исчезает под надвигом зоны Дукла. Центральная депрессия (зона Кросно) в Польше и Украинской ССР продолжается срединной зоной — Таркэу в Румынии. Силезские покровы под Центральной депрессией являются продолжением антиклинория Крыну-Ларга (Румыния), находящегося между срединной зоной Таркэу и промежуточной зоной Тазлэу, которая вместе с краевой частью зоны продолжается на Север Скибовой зоной.

Внешняя зона Румынии переходит в Украинскую ССР и Польшу, образуя Покутские складки, т. е. паравтохтон Скибовой зоны, а перикарпатская зона — образуя внешнюю зону Предкарпатской депрессии (Стебникская зона — миоценовая зона Польши).

Форланд Восточных Карпат представлен Молдавской платформой (Подольская платформа) и Преддобруджинской депрессией Бэрлад, которая продолжается Львовской депрессией (Укр. ССР) и Краевым синклинием (Польша).

Продолжением и под Карпаты Северо-Добруджинского массива (Румыния) и Центральной Добруджи являются антиклинорий Свиетокшиск и центральный синклиорий Лодз-Мехов (Банчила и Маринеску, 1969).

Западные Румынские горы являются северной частью зоны Крайштид Болгарии. Представляют обширный массив, сложенный кристаллическими сланцами докембрия (?), палеозойскими (пермо-карбон) породами, триасовыми, юрскими и нижнемеловыми образованиями.

Южные Карпаты и Банат отличаются от Восточных Карпат; в их строении большую роль играют кристаллические сланцы и гнейсы докембрия (?), метаморфические породы и

граниты палеозоя, глинистые сланцы и песчаники карбона и перми, а также триасовые, юрские и нижнемеловые толщи (главным образом глинисто-песчаниковые). Наблюдается интенсивная складчатость, осложненная надвигами; широко проявилась предверхнемеловая орогеническая фаза, с которой связано внедрение интрузий гранитоидов, так называемых банатитов.

Резюмируя, можно отметить, что Карпато-Балканская складчатая область состоит из ряда разнородных и разновозрастных структурных зон, что обусловлено сложной историей ее геотектонического развития, в которой выделяются 4 этажа: 1—дорифейский (ранне-средне (?) протерозойский); 2—байкальский (поздний протерозой-кембрии); 3—каледоно-герцинский (ордовик-пермь) и 4—альпийский. В процессе каждого этапа возникали и оформлялись определенные элементы современной структуры региона.

Крупнейшие структурные элементы сочленяются по глубинным разломам разных категорий и возрастов; наряду с продольными разломами развиты также поперечные и диагональные, обусловившие в конечном счете мозаичное блоковое строение Мизийской плиты и формирование своеобразной альпийской Балкано-Карпатской дуги. Последняя входит в Европейскую альпийскую петлю; ее формирование сопровождалось, по Р. В. Беммелену (1969), вращением и боковыми сдвигами и регионально ограниченными элементами сиалического комплекса фундамента, который принадлежит поясу Тетиса.

В целом альпийская петля Европы представляет результат полуавтохтонных движений земной коры, которая ограничивает мобильную зону Тетиса. Ее эволюция не может быть объяснена равномерным северным дрифтом и нажимом Африканского континента; это было обусловлено в первую очередь геодинамическим процессом, протекавшим в верхней мантии, непосредственно в нижней части зоны Тетиса.

Эволюция Альпийской горной системы в Европе может быть сопоставлена с Альпийским орогенезом Индонезии (горной системой Сунда). С другой стороны, Альпийский орогенез в Гималайской части является главным образом эффектом северного дрифта Индийского субконтинента (Р. В. Беммелен, 1969).

ВОСТОЧНЫЕ КАРПАТЫ

Карпаты представляют непосредственное продолжение северной альпийской ветви; это единый типично альпийский структурный элемент. На всем протяжении все их тектониче-

ские элементы: надвигание складок и чешуй, перекрытия, зональное расположение фаций как осадочных, так и изверженных пород—направлены с юга на север.

Карпаты окаймляются фронтальными впадинами (краевыми или внешними), заполненными продуктами разрушения и сноса альпийских цепей и представляющими собой продольные котловины заполнения и опускания, лежащие на границе между альпийской складчатой структурой и краем более жестких предальпийских платформ.

Структура Карпат определяется сложным сочетанием разновозрастных автохтонных и аллохтонных тектонических единиц. Размер горизонтального перемещения при этом исчисляется многими километрами, не превышая обычно 40—50 км.

Тектонические покровы тесно связаны с развитием складчатой структуры, причем некоторые из них имеют гравитационное происхождение.

В образовании структуры Карпат главное значение имели глубинные разломы (продольные и частью «поперечные»), расчленившие фундамент Карпатской геосинклинали на ряд структурно-фациальных (формационных) зон, а последние—на более или менее обособленные сегменты. Из этих структурно-формационных зон в орогенические фазы развились отдельные антиклинории и синклинии, а также тектонические покровы.

Разломы весьма древнего заложения разделяют глыбы доальпийского фундамента разного состава и возраста. В пределах Советских Карпат и Предкарпатья выделяются семь основных разломов (В. И. Славин и В. Е. Хаин, 1965): 1—краевой разлом Русской платформы, 2—Предкарпатский разлом, 3—Внешне-Карпатский, 4—Центрально-Карпатский, 5—Раховский, 6—Утесово-Мармарошский и 7—Береговский; среднее расстояние между ними 25—35 км.

Для самих Карпат наличие разломов действительно глубокого заложения и длительного развития еще не доказано; высказывалась лишь мысль о возможности их существования.

Русская платформа непосредственно соприкасается с альпийской геосинклинальной областью Тетиса только своим юго-западным окончанием—вдоль Карпат, поэтому важно выяснение предальпийской истории развития территории этого складчатого сооружения (В. С. Журавлев, 1965).

Домезозойский кристаллический комплекс парапород Восточных Украинских Карпат расчленяется на три свиты (снизу вверх): 1—Белопотокскую, или гнейсо-сланцевую, 2—Деловецкую, или карбонатно-сланцевую и 3—Кузинскую, или филлитовую. Среди первично-изверженных пород выделяют

ся: 1—ортопороды основного состава — амфиболиты, 2—ортопороды кислого состава — ортогнейсы и метаэффузивы состава кварцевых порфиров, 3—катаклазированные граниты яворникового типа (Н. П. Семенов и др., 1970).

Абсолютный возраст кристаллических сланцев, определенный калий-аргоновым методом, по породе равен 585—630 млн. лет; по роговой обманке (из амфиболитов) и по аспидным сланцам Прикарпатского прогиба возраст равен 700 млн. лет.

Строение кристаллического массива характеризуется сочетанием складчатых дислокаций и густой сети разломов, обуславливающих блоково-мозаичную его структуру. Этим термином В. Г. Бондарчук оттеняет многообразие и изменчивость форм, очертаний и размеров блоков. На Раховском массиве выделяется сложная зона брахискладок, возникших в результате байкальской или раховской складчатости верхнего рифея. Выше выделяются еще три структурных этажа: каледонского (или раннегерцинского) времени, киммерийской и поставстрийской фазы.

Наибольшая глубина погружения кристаллического фундамента находится в районе центральных складчатых Карпат, где она равна, по геофизическим данным, 7—8 км.

На юго-востоке Карпаты переходят в Добруджу, а на севере — в Польшу. В области современных Карпат надо предполагать наличие байкальского складчатого основания (см. выше), в значительной мере переработанного палеозойским геосинклинальным развитием и варисцийской складчатостью. В советской части Карпатской складчатой дуги Русская платформа, вероятно, также уходит под Карпаты, так как граница между ее эпикарельской и эпибайкальской частями, судя по данным геологии и геофизики, проходит примерно вдоль глубинного структурного шва, разделяющего внешнюю и внутреннюю зоны современного Предкарпатского краевого прогиба.

Необходимо отметить, что четкого ограничения юго-западной части Русской платформы нет; разные авторы проводят ее вдоль разных разломов. Так, например, на территории Румынии Молдавская платформа (эпипротерозойская часть Русской платформы) протягивается до р. Серет на востоке и линии Бачау — Фалциу на юге, где она резко погружается (Патрут и др., 1965). В соответствии с этим несколько различно указывается и граница Подольской платформы (плиты).

В пределах советской части Восточных Карпат выделяются: 1—Предкарпатский передовой прогиб, разделяющийся на две зоны — внешнюю и внутреннюю (скибовую); 2—соб-

ственно Карпаты и 3—Закарпатский прогиб. Собственно Карпаты (складчатая горная область) разделяются на следующие зоны: 1—Внешнюю антиклинальную зону, 2—Центральную синклиналичную зону и 3—Внутреннюю антиклинальную зону; в них различаются более мелкие зоны: Кросно (Силезскую), Ужок-Дуклинскую, Шипотскую, Магурскую, Раховскую и Утесовую; на юго-востоке Закарпатского внутреннего прогиба располагается Мармарошский кристаллический массив.

Полоса сочленения Русской платформы и Предкарпатского прогиба пробурена на ширину до 400 км. Сложен район осадочными породами неогена, перекрывающими различные горизонты силура, девона, юры и мела.

А. В. Чекунов (1970) вслед за В. Е. Хаиным (1964) придает большое значение поперечным структурам в развитии геосинклинальных поясов. Указанный автор выделяет в Восточных Карпатах Паннопско-Волынский поперечный прогиб длиной свыше 900 км при ширине 150—215 км. По отношению к наблюдаемым структурам Карпат этот прогиб является косым (диагональным); он древнего заложения (допалеозойского) и в дальнейшем лишь подновлялся, обусловив образование вдоль него кулис в структурах общего северо-западного (юго-восточного) простирания. По концам этих кулис, вероятно, и проводится эта структура. Возможности наличия структур северо-восточного направления опровергаются северо-западной прямолинейностью структур Восточных Карпат, как пликативных, так и дизъюнктивных (см. схему В. И. Славина и В. Е. Хаина, 1965 и др.).

Предкарпатский прогиб сформировался на месте северо-восточного края Галицийской складчатой области, опущенной в неогене на глубину 1500—2000 м, тогда как в центральной части Карпатской складчатой области он опущен на большие глубины и выведен на поверхность снова в Раховской складчатой зоне.

Поскольку Предкарпатский прогиб и прилегающая к нему часть Карпат испытывали сжатие, для них не характерны магматические проявления.

Структурные зоны складчатой области не выделяются на всем протяжении. В ряде мест зоны перекрывают друг друга, выклиниваются. Неоднородны и части отдельных зон. Созданы они на различных фазах альпийского орогенеза.

Вся скибовая зона надвинута на внешнюю зону Карпатского передового прогиба; амплитуда 15—18 км. Лобовая (фронтальная) часть надвига представляет внешний уступ гор. Это аналог Магурского вала.

В румынской части Восточных Карпат структуры также опрокинуты на северо-восток на Подольскую плиту, причем расколота и вовлечена в движение и перекрытия (чешуи) и Мизийская плита. Интенсивность дислокаций увеличивается в зоне сочленения плит.

В собственно Карпатах большое развитие имеют палеогеновые отложения, представленные мощной (до 4000 м) толщей согласно пластуемых глинисто-песчаниковых пород флишевого типа. Расчленены на ряд серий (Карпатская, Менилитовая, Космачская). В стратиграфическом отношении большое значение имеет менилитовая серия, представленная одной неразделенной толщей (800—1900 м) переслаивания черных известковистых листоватых кремнистых сланцев и зеленовато-серых глауконитовых песчаников; преобладают в разрезе сланцы.

В области стыка Закарпатской впадины и Внутренних Карпат проходят так называемые утесовые зоны — Пенинская и Мармарошская; на юго-востоке в последнюю вклинивается своей северо-западной периферией Мармарошский кристаллический массив.

Наиболее древними, выходящими на дневную поверхность образованиями в зоне Мармарошских утесов являются метаморфические породы докембрия (?) — палеозоя. Однако эти породы, а также и разнообразные домеловые образования (пермь (?), триас, верхняя юра, диабазы, серпентиниты и др.) являются бескорневыми глыбами в области распространения терригенных и глинистых отложений соймульской свиты (свыше 1 км) апт-сеноманского возраста. В зоне Пенинских утесов наиболее древними образованиями являются, в отличие от Мармарошской зоны, юрские, представленные уже всеми тремя отделами; мощность меловых отложений здесь значительно меньше. Принципиально различны в указанных зонах разрезы палеогена и еще более резко они различаются стилем своей тектоники. Общность этих зон в структурном отношении заключается лишь в развитии в обеих зонах экзотических утесов, которые по своей природе, однако, резко различаются. Мармарошские утесы — седиментационные, представляют собой гигантские обломки экзогенного происхождения, приуроченные исключительно к толще пород меловой соймульской свиты. Эти крупные и громадные блоки, а также мелкие — отдельные глыбы представляют собой типичные олистолиты; здесь же установлены рифовые образования барем-аптского возраста, что свидетельствует о существовании, по крайней мере, двух этапов формирования барьерных коралловых рифов, ограничивающих зону Мармарошских утесов (С. С. Круглов и С. Е. Смирнов, 1967).

В Пенинской утесовой зоне глыбы представлены юрскими известняками, имеющими во всех случаях тектонический контакт с окружающими их образованиями мела и палеогена и являются уже тектоническими отторженцами (а не седиментационными, как мармарошские).

Нет ничего общего и в стиле тектоники утесовых «оболочек» рассматриваемых зон. Общая глубинная структура зоны Мармарошских утесов вырисовывается в виде клиновидного в плане погружающегося на юго-запад моноклиналильного блока, нарушенного сбросами и ограниченного со всех сторон разломами разной глубины заложения и разной значимости.

В зоне Пенинских утесов определяющими структурами являются надвиги и мелкие покровы; по данным бурения число мелких глубинных покровов намного больше наблюдаемых на дневной поверхности. Помимо общего надвигания обеих зон к северо-востоку, отмечается и обратное запрокидывание их образований на юго-запад (в конце миоцена).

Резкие различия стиля тектоники утесовых зон Советских Карпат и истории их геологического развития объяснимы с позиций трактовки природы этих зон как составных элементов Закарпатского глубинного разлома (Е. М. Лазько и Д. П. Резвой, 1962), имевшего сложную историю формирования и заложившегося задолго до мезозойской эры (В. Заубек и М. М. Машка, 1960).

Мармарошский массив сложен метаморфическими толщами позднекембрийского или ранне- и среднепалеозойского возраста, резко несогласно перекрытыми маломощными и груботерригенными карбонатными отложениями мезозоя и палеоцен-эоцена. Региональный метаморфизм фундамента закончился в раннегерцинское время; предполагается повторный метаморфизм раннеальпийского возраста. Вероятно, в пределах массива имеются не вскрытые эрозией альпийские гранитоиды.

По своей альпийской структуре Мармарошский массив в целом представляет собой горст-антиклинорий, надвинутый к северу на меловые толщи нижнего борта флишевого прогиба. Амплитуда этого надвига достигает от 2—3 до 8—10 км.

Закарпатская внутренняя впадина (депрессия) разделяется на ряд впадин второго порядка: 1—Солотвинскую, 2—Мукачевскую, 3—Восточно-Словацкую, 4—Выгерлат-Гутинскую (вулканическую) и 5—Береговскую. Фундамент впадины не обладает однородной структурой; это расколота глыба, состоящая из варисских пород и альпийского складчатого комплекса. Выделяются Закарпатский и Припаннонский глубинные разломы и петрашское глубинное нарушение (Б. В. Мерлич, 1965).

На территории Солотвинской и Чоп-Мукачевской впадин развита Теремблинская соленосная свита нижнего тортона. Здесь развита соляная тектоника, выраженная диапироидными складками. Для неогенового вулканизма Закарпатье характерно, по Е. Ф. Малееву (1964), наличие двух типов магм: основной, связанной с очагами в пределах верхней мантии, и кислой, приуроченной к толще земной коры. Характер дифференциации магм обуславливается тектоническими условиями.

Гранитоидные породы Старой планины (диориты, гранодиориты, биотитовые граниты, гранит-порфиры, риолиты) образовались в результате магматической дифференциации и полифазной интрузии из одного и того же глубинного очага (абсолютный возраст 280—350 млн. лет).

В земной коре Закарпатье, по данным А. В. Чекунова (1970), нет сплошного «базальтового» слоя, который выполнял бы всю нижнюю часть коры между поверхностями Конрада и Мохо. Ниже пород основного или близкого им по скоростям состава, слагающих раздел Конрада, в разрезе коры вновь появляются породы «гранита». Явление это, по автору, не локальное, а представляет собой более общую закономерность. Переслаивание «гранитных» и «базальтовых» разностей наблюдается как в верхних, так и в глубоких ее зонах. Указанный автор полагает, что для Закарпатье неправомерно представление о разделе Мохо как границе фазового перехода эклопит—базальт; раздел Мохо имеет не фазовую, а химическую природу.

В истории геологического развития Западных Карпат различают два периода (триасово-юрский и меловой-четвертичный), существенно отличающиеся один от другого общей направленностью процесса тектонического развития.

Первый из них характеризуется в целом как процесс развития Пеннинской геосинклинали в Закарпатье. С востока ее ограничивает палеозойско-нижнемезозойская складчатая гряда, которая в течение средней и верхней юры оказывается захваченной опусканиями и трансгрессиями мелководного бассейна, направлявшимися с запада на восток. В титоне, в эпоху максимума трансгрессии, здесь возникают приподнятые участки — кордильеры, и сразу же к востоку от них начинается интенсивное прогибание геосинклинали, заполнявшейся флишем. Роль Пеннинской геосинклинали становится второстепенной; начинают развиваться флишевые геосинклинали и разделявшая их геоантиклиналь. Этот момент считается началом развития современной структуры Восточных Карпат.

Далее, с конца юры — начала мела и до плиоцена тектоническая история Карпат представляет единый процесс развития геоантиклинальной структуры, направленный в одну

сторону. В связи с ростом геоантиклинали находилось и развитие окружающих ее прогибов; расширение ее обусловило оттеснение расположенной на востоке впадины, последовательное смещение ее к периферии.

Для впадин Закарпатья процесс смещения не наблюдается; флишевый прогиб вдоль края Карпат здесь констатируется только с эпохи палеогена. На месте его без всяких следов смещения в дальнейшем развиваются неогеновые депрессии, испытавшие очень глубокое прогибание. Их формирование связано с образованием глубоких разломов (компенсирующих смещение) вдоль края Карпат; судя по сопровождающим их процессам вулканизма, разломы являются активными зонами подвижек в течение почти всего неогена.

Процесс развития мегантиклинали Восточных Карпат был обусловлен орогеническими движениями с преобладанием восходящих; при формировании окружающих впадин преобладали опускания. Складкообразование распадается на несколько фаз.

Древнейшая из них имела место до верхнего карбона; весьма значительной является фаза, протекавшая от середины или начала апта и до конца альба, когда сформировались складки мезозойских отложений внутренней полосы Восточных Карпат и часть складок нижнемелового флиша.

Далее намечаются орогенические фазы перед сеноманом и перед палеоценом. Затем во внутренней подзоне флишевой полосы констатируется складкообразование в конце палеогена. Окончательное оформление складчатых структур и надвигов во флишевой зоне Восточных Карпат падает на эпоху нижнего и среднего миоцена — перед сарматом, в Прикарпатской же впадине складчатость происходила и после сармата — вплоть до четвертичного времени.

Внутренняя антиклинальная зона охватывает главный водораздел Карпат и их юго-западный склон. Кристаллическое ядро антиклинория покрыто здесь чехлом интенсивно дислоцированных образований триасового и юрского возрастов. Выше несогласно залегает весьма мощная (4—5 до 7 км) толща преимущественно флишевых образований нижнего и верхнего мела и палеогена.

Все породы смяты в серию удлиненных складок, в различной степени сжатых, осложненных разрывами.

Центральная синклиналиная зона является крупнейшим тектоническим элементом Восточных Карпат. Отличается от соседних обрамляющих ее систем поднятий как характером и мощностями слагающих ее пород, так и типом тектонических нарушений. Сложена отложениями от верхнего мела до нижнего миоцена включительно. Мощность палеогена дости-

гает 2—2,5 км (во внутренней зоне она равна около 2 км, а во внешней 1—1,3 км).

Породы интенсивно дислоцированы, причем складки носят весьма специфический характер. Антиклинали здесь имеют форму узких гребней, вытянутых на десятки километров; нередко нарушаются поперечными и косыми сбросо-сдвигами. Сложены песчаными породами верхнего мела и эоцена. Синклинали же характеризуются большой шириной и уплощенностью очертаний. Сложены глинистыми породами олигоцена и верхнего эоцена. По простиранию складки иногда расчленяются на ряд ветвей, которые при затухании часто кулисообразно замещают одна другую.

Внешняя антиклинальная зона северо-восточного крыла Карпат сложена флишем (флишевая зона—мел—палеоген) и имеет сложное складчатое строение. Складки опрокинуты обычно на северо-восток и осложнены надвигами и чешуями, по которым массы передвигались в большинстве случаев с запада или юго-запада на восток и северо-восток. Более крупные надвиги, переходящие в покровы, ограничивают эту зону вдоль ее края по границе с передовой Прикарпатской впадиной и разбивают ее здесь на ряд чешуй (М. В. Муратов, 1949).

Альпийский тектоно-магматический цикл развития Карпат, отличаясь своеобразным проявлением магматизма, имеет общие закономерности в смысле состава и природы магматических образований, свойственных одному циклу. Каждому этапу этого цикла соответствует определенный характер магматизма и тип магм.

Сложные тектонические условия формирования Карпатской складчатой области обусловили неравномерное развитие отдельных этапов магматизма. Здесь слабо проявился инициальный основной вулканизм геосинклинального периода, очень слабо синорогенная интрузивная деятельность, но широко и интенсивно протекал субсеквентный сиалический и финальный основной вулканизм (Л. Г. Данилович, 1969).

Несмотря на небольшую роль магматических образований в мезозойских отложениях Карпат, эти породы встречаются по всей дуге и отвечают продуктам начального вулканизма геосинклинального периода развития Карпат, связанного с извержением основных и в меньшей мере ультраосновных магм. Длительный этап вулканизма характеризуется многофазностью извержений в разных частях Карпат с миграцией во времени и пространстве с запада на восток. Различная природа магм и характер дифференциации обусловили своеобразие металлогенической специализации (Л. Г. Данилович, 1969).

Предкарпатский краевой прогиб представляет собою узкую асимметричную депрессию, развитие которой началось в нижнем миоцене. Прогиб этот затем смещался в сторону платформы.

Северная часть краевого прогиба закончила свое развитие, была приподнята и замкнулась в послесарматское время. Южная же его часть продолжала развиваться и в плиоцене, о чем свидетельствуют отложения этого времени, достигающие громадной мощности (от 1600 до 5000 м). Одновременно с накоплением этих мощных толщ осадков продолжали формироваться антиклинальные складки, в строении которых участвуют верхнеплиоценовые породы. По мнению некоторых геологов, развитие этих складок продолжается и до настоящего времени.

К северу от Добруджи расположена узкая, вытянутая вдоль Карпат **Молдавская впадина**, которая в значительной части захвачена Предкарпатским краевым прогибом. В эту впадину и отчасти в краевой прогиб уходит погруженное СЗ продолжение Добруджинского поднятия, которое здесь было приподнято с верхнего мела по нижний миоцен включительно, о чем свидетельствует литологический состав соответствующих пород Карпат и Предкарпатья. Эта гряда (?) была погребена лишь в среднем миоцене.

Закарпатские миоценовые впадины расположены непосредственно к юго-западу от складчатой области Восточных Карпат. Выделяются три обособленные зоны, различающиеся слагающими их свитами и характером тектонических нарушений. Заполнены мощными (до 5—6 и более км) толщами миоценовых и плиоценовых образований. Тектоническое строение сложное, много солянокупольных структур; наблюдаются разломы, время образования которых совпадает с отдельными пароксизмами вулканической деятельности.

От Венгерской впадины (плиоценовой) впадины Закарпатья отделяются крупным разломом. Венгерская впадина рассматривается как устойчивая «срединная масса», возникшая на месте верхнемезозойской складчатой зоны, начавшей прогибаться лишь в понтическое время.

В постплиоцене продолжается поднятие горной части Карпат; современные движения являются в значительной степени дифференцированными по новейшим структурным элементам. С молодыми движениями связаны явления сейсмичности.

В истории тектонического развития Восточных Карпат намечается три периода: 1—допермский (палеозойский), 2—триасово-юрский, включающий, видимо, и часть перми и 3—нижнемеловой—неогеновый, продолжающийся до нашего

времени. Каждый из этих периодов, в свою очередь, может быть разбит на несколько этапов.

Комплекс разнообразных кристаллических сланцев, мраморов и кварцитов докембрия и палеозоя и связанные с ними эффузивные образования создавались, вне сомнения, в условиях развития геосинклинальной области. Следов несогласия во всей толще метаморфических пород нет.

После дотриасовой крупной орогенической фазы менее интенсивная складчатость протекала перед лейасом и перед верхней юрой. В течение этого периода происходило развитие Пенинской геосинклинали, по отношению к которой Восточные Карпаты составляли краевую полосу, которая захватывалась неглубоким морем в эпохи трансгрессий — триасовой, лейасовой и средне-верхнеюрской. В эпохи регрессий в начале и в конце лейаса эта полоса, наоборот, была приподнята вместе с соседней палеозойской складчатой областью и докембрийской платформой.

В конце юры — начале нижнего мела возникла флишевая геосинклиналь Восточных Карпат. Заложение ее сопровождалось образованием полосы кордильер на месте восточного края современного Мармарошского массива, откуда поступал обломочный материал в геосинклинальный прогиб. В барреме все поднятые массивы и кордильеры сильно расширились и в аптское время вся область западной части Восточных и Южных Карпат представляла сплошной поднятый массив. Области окружающих его флишевых геосинклиналей сильно сократились.

В верхнемеловое время после периода регрессии вновь развиваются флишевые геосинклинали на прежних местах. В туроне трансгрессия, начавшаяся в сеномане, вероятно, достигла своего максимума; в конце турона и в коньякское время вследствие общего поднятия, которое испытала область Восточных Карпат, произошла регрессия, сменившаяся затем кампанско-маастрихтской трансгрессией. Геоантиклиналь Восточных Карпат в эту эпоху была сильно сужена и превращена на севере в гряду кордильер.

Общий план распределения фаций и областей поднятий и прогибания в целом в верхнемеловую эпоху сохранился таким же, как и в нижнем мелу. Но прогибы и поднятия оказались несколько смещенными по сравнению с предыдущей эпохой.

Существенные изменения происходят в палеогене. С начала палеогена наиболее погруженная часть флишевого прогиба начала разделяться на две узкие ложбины. Разделявшая их полоса поднятий временами поднималась выше уровня моря (средний эоцен). В краевой зоне Восточных Карпат

палеоген согласно сменяет верхний мел, западнее же, во внутренней зоне, нижние горизонты палеогена являются резко трансгрессивными, несогласно перекрывая структуры, сложенные мелом. Очевидно здесь имели место соответствующие поднятия и складкообразование, отсутствующие в краевой зоне.

С другой стороны, на северо-востоке поднялась прилежащая часть Русской платформы, также ставшая областью размыва. В конце палеогена происходило дальнейшее поднятие осевой полосы Восточных Карпат и смещение прогиба, в котором продолжалось формирование флишевых осадков к периферии Карпат, где заложилась неогеновая краевая впадина. Она представляла собой узкий прогиб, вытянутый вдоль края Карпат. С востока он был окаймлен остатками палеозойской гряды, примыкавшей к Русской платформе.

В Закарпатье в нижнемиоценовое время на месте обширного приподнятого массива возникла Паннонская впадина; по краям этой депрессии возникли разломы, с которыми были связаны вулканические явления. Разломы же обусловили, видимо, расчленение депрессии на ряд впадин; в них накопились породы соленосной толщи.

В конце нижнего — начале среднего миоцена вся область Восточных Карпат в целом была приподнята и осадконакопление продолжалось лишь в узком краевом Прикарпатском прогибе. Дальнейший подъем Карпат в среднем миоцене и среднем сармате обусловил прогрессивное смещение (оттеснение) краевого прогиба к востоку. Впадина, сместившись на платформу, приобрела еще более мелководный и плоский характер, стала выполняться континентальными осадками.

В южной части впадины такого смещения не было; продолжалось глубокое прогибание и накопление осадков в одном и том же месте.

Паннонская впадина также продолжала опускаться и накапливались мощные толщи осадочных и вулканических пород. Плиоценовое время являлось для большей части территории Карпат эпохой крупных поднятий и регрессий. Область Прикарпатской впадины, кроме самой нижней части, целиком оказалась приподнятой. Карпатский хребет значительно расширился и приподнялся; на месте отдельных депрессий в его пределах возникли пресноводные водоемы и болота.

СЕВЕРНОЕ ПРИЧЕРНОМОРЬЕ

Черноморская депрессия представляла обширный неоднородный прогиб, неравномерно углублявшийся, в котором выделялись отдельные приподнятые и опущенные участки (в

виде структур второго порядка), осложненные мелкой складчатостью. Составными частями депрессии являются два краевых продольных прогиба (Азово-Кубанский и Каркинитский (Одесса — Перекоп), краевой поперечный прогиб (Молдавская впадина) и альпийская платформа (северное крыло Причерноморской впадины), контактирующая на севере с Украинским кристаллическим массивом, а на юге — с краевыми прогибами.

К югу от Украинского массива, по данным сейсмических профилей ГСЗ, граница между докембрийской и эпигерцинской платформами представляет собой глубинный тектонический шов, уходящий корнями в верхнюю мантию Земли. По поверхности «М» ширина его около 15—20 км, а по поверхности фундамента еще больше — до 40 км. Таким образом, сочленение двух разновозрастных платформ осуществляется посредством широкой сложно построенной зоны, характеризующейся многочисленными разломами и мелкой блокировкой фундамента (А. В. Чекунов, 1965). В осадочном чехле глубинные нарушения проявляются главным образом в виде двух систем крупных разломов, ограничивающих Северо-Крымский грабенообразный прогиб, с амплитудами вертикального смещения от 1000 до 2000 м (М. В. Чирвинская и Б. Л. Гуревич, 1959; Н. П. Семененко и др., 1964).

Продолжение южной системы выявляется линейно вытянутой магнитной аномалией вдоль южного склона Приазовско-Сальского выступа. Далее в Предкавказье полоса подобных резких линейных магнитных максимумов протягивается по южному борту Манычских грабенообразных прогибов. Фиксируемый ими крупный разлом разделяет две ветви герцинид (М. Ф. Мирчинк и др., 1963), характеризующиеся различиями в строении и, по-видимому, в истории развития (И. Ю. Лапкин и Э. В. Томашунас, 1966).

В основании северного борта Причерноморской впадины залегают кристаллические породы докембрия, плавно погружающиеся от Украинского кристаллического щита к югу; на территории Сивашей они залегают на глубине 3000 и более метров.

В районе к юго-западу от р. Южный Буг на докембрии залегают кембрийские отложения, сменяющиеся силурийскими образованиями; последние там трансгрессивно перекрыты верхнемеловыми и, в пределах Нижне-Днестровской депрессии — нижнемеловыми осадками (Н. И. Черняк, 1965).

Украинский кристаллический массив, погружаясь к югу, образует в пределах Южной Украины и отчасти Молдавии глубокую впадину. Западная ее граница проходит между рр. Прут и Днестр; наблюдается отчетливая тенденция уве-

личения мощностей и глубоководности осадков, как меловых, так и палеогеновых, в восточном и юго-восточном направлениях, т. е. в сторону современного Одесского и Каркинитского заливов. Интересно отметить, что западная часть Причерноморской впадины почти целиком располагается на докембрийском фундаменте и лишь на юге распространяется в пределы эпигерцинской платформы. Для самой южной ее части отмечается также другая особенность: мел-палеогеновая Причерноморская впадина здесь частично наложена на более древний юрский Преддобруджинский прогиб (А. В. Друмя, 1962).

Для юга Днестровско-Прутского междуречья характерно наличие несогласий между палеозоем и триасом, триасом и нижней юрой, юрой и палеогеном, палеогеном и неогеном. Юрские осадки в местах облекания ими палеозойских пород сильно размыты. Поверхности размывов этих образований отображают периодические общие поднятия земной коры, которые сопровождались интенсивной эрозией (А. Я. Эдельштейн, 1958).

Нижнемеловые отложения в пределах Причерноморской впадины развиты довольно широко; на западе они сложены пестроцветными глинисто-песчаниковыми породами неокома и светлыми серыми известняками апт-альба. Мощность их не превышает 150—170 м.

В районе Одессы нижнемеловые отложения отсутствуют (здесь на породах силура залегает верхний мел), констатируются снова у р. Ингулец и далее, где располагаются непосредственно на кристаллических породах докембрия.

В центральной части равнинного Крыма отложения неокома располагаются трансгрессивно на породах фундамента (палеозой (?), юра (?)). Для альба характерно присутствие вулканогенно-обломочных образований. На Тарханкутском полуострове отложения неокома пока не установлены.

Анализ мощностей пород нижнего мела показывает наличие двух зон максимального развития: Каркинитской и Сивашской, разобщенных Перекопской перемычкой. Максимальные мощности (до 1500 м) установлены в районе Тарханкутского полуострова.

Основными источниками сноса для образования нижнемеловых осадков являлись на севере Украинский и Приазовский кристаллические массивы, разделенные Ореховской депрессией, а на юге — Горный Крым, сложенный породами таврической свиты и юры.

В верхнемеловое время происходит повсеместное расширение морского бассейна; максимум трансгрессии падает на кампанское время. Заканчивается разрез на севере, а также

в пределах Новоселовского и Симферопольского поднятий, породами кампана, трансгрессивно перекрытыми палеоценовыми, а местами и эоценовыми отложениями.

Полный и непрерывный разрез верхнемеловых образований констатирован в Каркинитском и Сивашском прогибах, где мощность пород достигает 2000 м. Как и для нижнемелового времени, между указанными прогибами вырисовывается Перекопская перемычка.

В конце верхнего мела на границе с палеоценом происходит значительное сокращение водного бассейна; осадки палеоцена (до 500 м) отлагались только в наиболее пониженных частях впадины и выражены в карбонатной мелководной фации. В пределах Крыма сушей становится почти весь Горный Крым и центральная часть его равнинной территории.

В эоценовое время вновь происходит расширение морского бассейна; максимальные мощности эоценовых отложений достигают 500—700 м (в Каркинитском прогибе), уменьшаясь до 200 м (в Сивашском прогибе). Наличие Перекопской перемычки как в палеоцене, так и в эоцене выражено уже менее четко.

В олигоценовое время происходит резкое изменение условий осадкообразования. Начавшаяся регрессия моря приводит к образованию глинистой толщи майкопских отложений, обогащенных алевритовым материалом и линзовидными прослоями алевритов и песков.

Вырисовывается единый Каркинитско-Сивашский прогиб (без Перекопской перемычки), резко обособливается Индольский прогиб, где мощность майкопа достигает 3000—4000 м.

Миоценовые образования, представленные в мелководно-прибрежных фациях, трансгрессивно залегают на породах палеогена, мела и докембрийском фундаменте. Мощности их не превышают 200—250 м.

На основании анализа мощностей вырисовывается структурная форма Причерноморской впадины в меловое, палеогеновое и неогеновое время (Н. И. Черняк, 1965). Максимальные мощности приурочены к ее центральной части, к югу от Сиваша, южнее зоны сочленения двух разновозрастных фундаментов — докембрийского и палеозойского, проходящей по тектоническому шву, протягивающемуся вдоль Русской платформы от Кубани до западного Причерноморья (В. Б. Соллогуб, М. В. Чирвинский и Б. Л. Гуревич, 1963). Этот предгорный прогиб существовал, видимо, в пермское, нижнетриасовое и юрское время, а меловая и палеогеновая эпохи унаследовали эту форму (Г. А. Лычагин, 1958).

Максимальные суммарные мощности меловых, палеогеновых и неогеновых отложений приурочены к западной части

Тарханкутского полуострова, где они превышают 5000 м. Такой же порядок мощностей устанавливается и в Сивашском прогибе, который к востоку переходит в Ейский прогиб, располагающийся между Ейско-Березанским валом и Азовским поднятием. Указанный вал, установленный геофизическими исследованиями (приподняты домеловые отложения), отделяет Сивашско-Ейский прогиб от соседнего к югу Индоло-Кубанского прогиба.

Резюмируя, можно отметить, что в верхнем мезозое и кайнозое Причерноморская впадина — структура крупного плана — существовала в виде глубокого прогиба, в теле которого выделялись отдельные приподнятые и опущенные участки в виде структур второго порядка, осложненных мелкой складчатостью, особенно в пределах Каркинитского прогиба и Новоселковского поднятия. Ее осевая зона приурочена к району Сивашей.

Более резкое погружение домелового фундамента от Новоселовского поднятия происходит к востоку. Здесь, в связи с погружением фундамента, развиты мощные образования олигоцен-нижнемиоценовых отложений, маскирующих антиклинальные структуры, формировавшиеся в меловое время. В пределах северного борта Причерноморской впадины эти структурные формы зафиксированы пока только в самой южной полосе, в Присивашье.

Весьма важные результаты дали геофизические исследования описываемой территории.

По данным В. Б. Соллогуба и др. (1966), геологическая обстановка региона следующая. Докембрийские кристаллические породы Украинского щита очень полого погружаются в южном направлении, к Сивашской впадине. В пределах щита наблюдаются интенсивные полосовые магнитные аномалии близмеридионального направления, обусловленные железистыми породами белозёрской (криворожской) серии; здесь же констатирован ряд крупных гравитационных аномалий. В районе Северных Сивашей на глубинах около 3 км докембрийский фундамент Русской платформы сменяется фундаментом эпигерцинской Скифской платформы, который является разновозрастным — местами палеозойским, местами триасово-юрским (Э. А. Новиков, 1963).

Южнее Сивашской впадины поверхность фундамента постепенно воздымается к Крымским горам. Платформенный чехол сложен карбонатными и песчано-глинистыми породами мезозоя и кайнозоя.

Весьма интересные данные приведены В. Б. Соллогубом и др. на сейсмогеологическом разрезе (1966, рис. 3) по профилю Воронежский массив — Черное море, составленном по данным ГСЗ. На разрезе видны значительные различия в

строении земной коры разных геоструктур. Существенно меняется толщина коры, а также структура, мощность и соотношение слагающих ее слоев.

Осадочный слой в Днепровско-Донецком авлакогене имеет мощность 5,5—9 км, а на Украинском щите и Воронежском массиве — 0—0,5 км. В Сивашской впадине мощность осадков возрастает до 6—7 км, в Индольском прогибе — до 6—9 км. К Крымским горам вдоль основного профиля ГСЗ осадочный слой утоняется до 0,2—0,3 км в районе Симферополя — Зуи. Во впадине Черного моря мощность осадочной толщи резко возрастает до 7—14 км.

На сравнительно небольших глубинах внутри фундамента зафиксированы пологие сейсмические границы. На южном склоне Украинского щита в Белоозерском железорудном районе, граница, располагающаяся на глубинах всего 5—8 км, вероятно, относится к поверхности «базальтового» слоя.

В осевой части Сивашской впадины зафиксирована четкая граница (нарушенная несколькими крупными разломами до 1 км) на глубине всего в 1—1,5 км ниже поверхности фундамента (7—7,5 км от дневной поверхности). Сейсмическая поверхность в районе гор. Джанкой залегает на глубине 12—16 км, воздымаясь далее к югу к Крымским горам.

Складчато-метаморфизованный комплекс, покрывающий докембрий и выклинивающийся у северного края Скифской платформы в районе Ново-Алексеевки, имеет максимальную мощность на юге равнинного Крыма. Комплекс этот, являющийся фундаментом Скифской платформы, сложен образованиями различного возраста — от палеозоя до триаса — юры.

На всем протяжении профиля от Воронежского кристаллического массива до Крымских гор прослежена поверхность «базальтового» слоя, образующего сложные структуры (антеклизы и синеклизы).

Южнее гор. Мелитополя (в 30 км) поверхность «базальтового» слоя находится на глубине 18—20 км, что дает основание предполагать здесь крупное разрывное нарушение. Южнее его граница Конрада постепенно воздымается до 15 км под Сивашской впадиной, затем снова погружается до глубины 18—20 км, обуславливая этим антиклинальный перегиб поверхности «базальтового» слоя. Подобный перегиб предполагается также под Горным Крымом. В глубоководной части Черного моря «базальтовый» слой перекрыт непосредственно осадочным чехлом (Ю. П. Непрочнов, 1962).

Поверхность Мохоровичича прослежена вдоль всего профиля; глубина ее в районе Черного моря 22—30 км, под Крымскими горами 45—50 км, в равнинном Крыму и Присивашье 35—40 км.

По данным И. А. Гаркаленко и др. (1969), основной особенностью изменения мощности базальтового слоя является увеличение ее под тектоническими поднятиями (Украинский щит до 25—30 км, под Добруджей 24—25 км, под Горным Крымом 38—40 км) и общее сокращение ее по направлению к Черноморской впадине; в западной части последней она не превышает 5 км.

Уменьшение мощности базальтового слоя происходило в недавнее время — конце палеогена — неогена, сопровождало образование Черноморской впадины. Мощность гранитного слоя изменяется от нуля до 20 км.

В Преддобруджинском прогибе мощность платформенного палеозоя равна 3,5—4,2 км; остров Змеиный сложен платформенными образованиями палеозоя, залегающими на байкальском или дорифейском фундаменте.

Толщина земной коры в целом и мощность осадочного слоя находятся в обратных соотношениях, т. е. чем тоньше кора, тем больше мощность осадочного чехла и наоборот.

Другими словами, чем глубже погружен фундамент, тем меньше глубина залегания поверхности Мохо (И. А. Гаркаленко и др., 1960).

К Р Ы М

Территория Крымского полуострова морфологически разделяется на Равнинный и Горный Крым. Равнинный Крым относится к своеобразной платформенной области, отделяющей альпийские сооружения от докембрийской Русской платформы. Отличием ее от последней является более молодой (палеозойский) складчатый фундамент описываемого региона.

В пределах равнинного Крыма этот фундамент находится очень глубоко, а покрывающие его мезозойские и кайнозойские отложения образуют две системы пологих впадин, разделенных валообразным Тарханкутским поднятием, вытянутым широтно вдоль одноименного полуострова.

В строении центральных частей поднятия Горного Крыма принимают участие отложения триасовой и юрской систем, а также нижнемеловые. Среди них можно выделить четыре толщи пород, различающихся по составу, возрасту и условиям залегания. Самой древнейшей является толща чередующихся слоев глинистых пород и песчаников, получившая название таврической серии. Она относится к верхнему триасу и нижней юре. Второй — является толща глинисто-песчаниковых и вулканических пород средней юры; третьей — толща верхнеюрских известняков, глинистых пород и конгломера-

тов; четвертой — глины, песчаники и известняки нижнего мела.

Все эти породы принимают участие в строении целого ряда крупных складчатых структур, осложненных разломами (М. В. Муратов, 1960).

Неоднократные проявления магматизма в Горном Крыму связаны с тектоническими движениями, которые происходили на границе верхнего триаса — нижней юры и в конце средней юры. Первые представлены породами спилито-диабазовой формации, вторые — андезито-базальтовой формацией.

Геологическое положение, общие особенности петрографического и химического состава позволяют рассматривать весь магматический комплекс Горного Крыма как единую петрографическую провинцию, магматические породы которой связаны с различными стадиями единого глубинного магматического очага. Появление среди самых молодых пород более кислых разновидностей определялось эволюцией базальтовой магмы к концу среднеюрского вулканического цикла (Р. Н. Кочурова, 1968).

Интрузивные породы среднеюрского возраста имеют на территории Крыма незначительное развитие; по типу своему (гипабиссальные разности) никакой роли в металлогении области играть не могут.

Орогенические фазы разной степени интенсивности констатированы на границе лейаса и байоса, в начале келловея, перед киммериджем, в конце верхней юры — начале мела, перед средним альбом, перед сантоном, перед эоценом, в конце эоцена, в нижнем миоцене. Далее, начиная с сармата, следовали лишь вертикальные колебательные движения разного знака.

До 80-х годов XIX века многочисленные дислокации, развитые на южном берегу Крыма, объясняли результатом действия магматических масс, приподнимавших осадочные породы. Лишь в конце XIX века взгляды плутонистов были подвергнуты критике и высказано мнение о влиянии тангенциального давления на образование складок.

Далее было установлено, что Горный Крым имеет в основном складчатое строение, причем в формировании его структуры существенную роль играли явления разломов, рассекающих общее сводообразное поднятие Горного Крыма на ряд отдельных перемещенных глыб.

В 20-х годах XX века, в связи с господствовавшими тогда представлениями о больших горизонтальных перемещениях в земной коре, отводили большую роль шарнякам и крупным надвигам и в общей структуре Горного Крыма. Но дальнейшие детальные исследования этой территории показали правильность предыдущей концепции.

На территории Крымского полуострова выделяются следующие структуры: 1—мегантклиналь Горного Крыма, 2—Тарханкутское поднятие, 3—разделяющий их прогиб (ветви Индольской и Алминской впадин) и 4—Каркинитская впадина, захватывающая Перекоп и смыкающаяся с Сивашской впадиной; первая представляет, видимо, восточное окончание Придобруджинского прогиба.

Горный Крым ограничен с юга глубоководной впадиной Черного моря, с юго-запада и севера глубинными разломами в зонах сочленения со Скифской платформой.

Вдоль южного берега Крыма на дне Черного моря, вдоль края континентального склона предполагается наличие разлома, по которому происходит надвигание погруженной части Крымской структуры в сторону центральной Черноморской впадины.

К зоне разлома, расположенной в области крупного континентального склона перед глубоководной частью моря, приурочено расположение эпицентров наиболее активной области ялтинско-алуштинской группы очагов Крымских землетрясений.

Структурные элементы Горного Крыма разновозрастны. Внутреннее ядро мегантиклинали развивалось из системы геосинклиналей и геоантиклиналей с верхнего триаса до конца нижнего мела. В целом же мегантиклиналь сформировалась в начале верхнего мела и приобрела современную структуру к четвертичному времени. История развития ее разбивается на ряд этапов, каждый из которых связан с процессом опускания области, а затем с процессом поднятия. Для всей мезозойской и кайнозойской истории области намечается восемь таких этапов (не считая четвертичного), с каждым из которых связано формирование соответствующего осадочного комплекса. Все они обусловлены определенными колебательными движениями земной коры; далее отмечаются процессы складчатости, осложняющие строение синклиналиев и антиклинальных поднятий. Одновременно шло образование крупных и мелких сбросов и разломов; наиболее глубокие из последних служили путями для вулканических извержений, проявившихся здесь только в среднеюрское время.

Процессы складчатости протекали в этой области в течение двух периодов, разбивающихся на ряд этапов. Для первого периода (с верхнего триаса до верхнего альба) намечаются четыре этапа складчатости: 1—досреднеюрский, 2—предкелловейский, 3—предкиммериджский и 4—доверхнеальбский.

Для второго периода развития и роста мегантиклинали Горного Крыма выделяется четыре этапа поднятий: 5—пред-

чокракский, 6—предэотический, 7—предпонтический и 8—предкиммерийский. Кроме того, на Керченском и Таманском полуостровах осложнение указанной складчатости разломами происходило, вероятно, и после киммерийского времени — вплоть до четвертичного и современной нам эпохи.

Наряду со складчатыми дислокациями происходили также крупные и мелкие сбросы, трещины и разломы, разбивающиеся на две группы. В одну из них входят нарушения незначительной амплитуды, другие же играют существенную роль в структуре Горного Крыма и являются разновозрастными. Наиболее древние продольные и косые — являются донижне-меловыми. Более молодые — поперечные, являются послеолигоценными — предчокракскими. Обусловлены они сводообразным дифференцированным воздыманием мегантиклинали, происходившим в различные этапы ее формирования и раскалыванием ее крыльев и восточного погружения на ряд блоков.

Территория горной части Крыма представляет часть крупной антиклинальной структуры, южное крыло которой и часть ядра ныне погружены под уровень Черного моря. Восточную — погруженную оконечность этой структуры составляют Керченский полуостров и часть Таманского, в пределах которых эта оконечность осложнена мелкой складчатостью. Далее к востоку эта структура кулисообразно смещается и ее юго-восточным продолжением (или обратно) является Кавказский антиклинорий.

Среднее значение мощности земной коры в регионе Симферополь—Ялта—Алушта 40—45 км, допуская приблизительно равные толщины двух ее слоев (С. А. Капитанова, 1970).

Антиклиналь имеет в плане несколько изогнутую форму. Область главной гряды Горного Крыма составляет ядро структуры, сложенной отложениями верхнего триаса, юры и нижнего мела. Северное крыло антиклинали слагают верхне-меловые, палеогеновые и неогеновые породы.

Во внутренней части можно выделить две системы второстепенных антиклиналей, разделенных изогнутой синклинальной полосой. Южная часть ядра антиклинали и все ее юго-западное ограничение может быть намечено лишь проблематично, на основании анализа рельефа морского дна полосы, прилегающей к берегам Крыма. Но периклиналь — замыкание крыльев, сложенных палеогеном, располагается в области ЮЗ равнины Керченского полуострова, находящегося в целом на погружении осевой полосы антиклинальной структуры Горного Крыма. Мелкие складки в неогене Керченского полуострова, вытянутые широтно в северной его части и в СВ

направлении в юго-восточной, облекают погружение ядра антиклинали.

Тектоника Керченского полуострова резко отличается от тектоники западной главной части Крыма; здесь наблюдается яркий пример дислокации слоев, происходящей не в глубине геосинклинального прогиба под огромной нагрузкой верхних пород, а часто непосредственно на поверхности земли в нормальных условиях давления атмосферы — поверхностного типа тектоники.

К северу от мегантиклинали Горного Крыма, отделяясь пологим прогибом, располагается Тарханкутское поднятие, являющееся (?) восточным окончанием Добруджинского поднятия. Это общее Добруджинско-Тарханкутское поднятие представляет собою широтно вытянутый вал значительной ширины. На западе он обрывается сбросом (?), а на востоке погружается под уровень Черного моря, снова поднимается на Тарханкутском полуострове и окончательно погружается в восточной части степного Крыма.

Строение вала осложнено системой второстепенных складок, в которых участвуют мио-плиоценовые отложения. В эпоху верхнего мела вал был глубоко погружен; окончательное поднятие его произошло в основном перед средним миоценом.

Южнее Добруджинско-Тарханкутской геоантиклинали располагается триасовый, ниже- и среднеюрский геосинклинальный прогиб, прослеживающийся по распространению мощных толщ соответствующих отложений южнее Добруджи и в области современных предгорных гряд западного Крыма — в Бахчисарайской геосинклинали.

К северу от указанного поднятия располагается погребенная юрская Придобруджинская впадина, откуда следует, что это поднятие в целом является нижнемезозойским сооружением; окончательное формирование его закончилось в конце юры.

Юрский Придобруджинский прогиб прослежен буровыми скважинами лишь на весьма коротком протяжении; следуя вдоль края платформы, к северо-западу он, вероятно, быстро выклинивается, а к востоку, видимо, продолжается под дном Черного моря и Каркинитского залива до Перекопского перешейка.

В течение верхнего триаса и лейаса здесь существовала геосинклиналь; обломочный материал поступал главным образом с севера. Первая фаза складчатости протекала в верхах лейаса, в эту эпоху Крым был захвачен общим поднятием; характер складчатости таврической системы показывает, что здесь были явления гравитационного порядка.

Среднеюрские отложения заполняют образовавшиеся прогибы, перекрывая сильно дислоцированное основание из таврических сланцев; в пределах антиклинальных поднятий они отсутствуют совершенно, или развиты только их верхние горизонты (бат). В это время вдоль разломов происходили длительные подводные вулканические извержения, обусловившие образование мощных эффузивных толщ, а также мелких гипабиссальных интрузий.

В начале келловоя происходит второе общее поднятие Горного Крыма, обусловившее соответствующую трансгрессию. Несогласие в основании верхней юры, налегающей на вполне сформированные складки, указывает, что значительная часть крупных структурных элементов Горного Крыма была уже создана в начале верхнеюрского времени — перед отложением оксфорд-лузитанских осадков.

Последними этапами для формирования структуры внутренней части Горного Крыма являются верхнеюрский и нижнемеловой. Геосинклинали, сформировавшиеся в верхнеюрское время, продолжали существовать и в нижнемеловую эпоху; снос материала шел с севера из области Степного Крыма, причем отмечено, что к северу происходило общее смещение геосинклинали.

Предверхнеальбские движения, являющиеся началом третьей в истории Горного Крыма эпохи, обусловили его поднятие в целом. В этот период происходит развитие единой геоантиклинали и одновременно протекает формирование впадин Степного Крыма.

В течение этого периода орогенические движения приводили попеременно то к глубокому погружению геоантиклинали и к трансгрессии моря по ее краям, то к сильному подъему над уровнем моря.

На фоне этих колебательных движений протекал процесс постепенного, хотя и не плавного, а скачкообразного разрастания площади геоантиклинали; происходил ее постепенный подъем и расширение.

Весь этот период легко разбивается на несколько этапов, соответствующих по времени формированию соответствующих осадочных комплексов и разделяющим их перерывам. Всего выделяется шесть этапов: 1—верхнеальбский—верхнемеловой и палеоценовый, 2—эоценовый, олигоценовый и нижнемиоценовый, 3—тортонско-сарматский, 4—мэотический, 5—плиоценовый и 6—четвертичный. Сейсмические явления на территории Крыма свидетельствуют, что процессы, начавшиеся еще в конце плиоцена, продолжаются и до сего времени.

Наряду с крупными движениями, обусловившими трансгрессии и регрессии, область Горного Крыма испытывала более мелкие колебания, вызывавшие образование мелких перерывов внутри комплексов и изменение фаций и мощностей осадочных толщ.

Все основные элементы современной асимметричной структуры Горного Крыма создались в результате орогенических движений конца миоцена, плиоцена и за четвертичное время. Произошло объединение площади Керченского полуострова слиянием отдельных составляющих его складок в единую поднятую область и расширение площади Степного Крыма. В это же время протекал процесс опускания южной части Крымских гор, в результате которого ныне сохранилась на поверхности лишь их северная половина.

Складчатость горного Крыма не связана со складчатостью Большого Кавказа, так как в тектоническом развитии обеих областей имеются существенные различия: 1) складчатость Крыма оформилась в мезозое, а складчатость Большого Кавказа — в третичное время; 2) складчатость Крыма менее интенсивна, «парагеосинклинального» типа; 3) горный Крым в палеогене имел геоантиклинальные тенденции, а Большой Кавказ — геосинклинальные; 4) мезозой и палеоген на Большом Кавказе и Крыму представлены различными фациями.

Горный Крым является свободным поднятием южного крыла синклинойной структуры Кавказского предгорного прогиба. Система кавказских складок погружается под уровень Черного моря, где в прошлом мезозойские и докембрийские породы были обнажены более широко, чем они обнажаются в настоящее время в западной части Кавказа. Складчатость меняется в направлении от Кавказа к Добрудже от геосинклинального типа (Кавказ) до парагеосинклинального (Крым) и субгеосинклинального типа (Добруджа).

Геофизические исследования равнинного Крыма дали следующие результаты.

На основании данных глубокого бурения и комплексной интерпретации геофизических материалов составлена структурная схема равнинного Крыма и Присивашья по поверхности палеозоя (В. Б. Соллогуб и др., 1966, рис. 1). Установлено, что фундамент имеет блоковое строение; система близширотных и близмеридиональных разломов делит территорию на ряд крупных структур. Основными из них являются: 1 — Сивашская впадина и Индольский прогиб, 2 — Симферопольско-Евпаторийское поднятие с Ново-Царицынским выступом и 3 — Азовский вал.

Индольский прогиб узок и глубок, максимальные глубины до палеозоя составляют здесь 6—9 км; ось его совпадает

с северной береговой линией Керченского полуострова. Образовался он преимущественно в кайнозое. Северный платформенный борт прогиба осложнен крупным сбросом с опущенным (на 0,8—2 км) южным крылом. Этот сброс имеет, видимо, региональный характер и, вероятно, протягивается далеко на восток в Кубанскую низменность, где представлен Тимашевской ступенью и флексурообразным погружением фундамента по линии ст. Динская—ст. Рязанская—гор. Белореченск—гор. Апшеронск (В. И. Корнеев, 1963).

Сивашская впадина вытянута в широтном направлении, максимальные глубины до палеозоя достигают 6—6,5 км. К востоку впадина быстро выволаживается; несколько восточнее острова Бирючьего глубина до фундамента составляет уже 1,5—2 км. Западное замыкание впадины в пределах Крыма не обнаружено, она открыта в сторону Каркинимского залива. Таким образом, существование поперечного Перекопского поднятия как рубежа между Каркинимской и Сивашской впадинами не подтверждается. Образовалась впадина в основном в мезозое.

В пределах Сивашской впадины происходит сочленение Русской и Скифской платформ; их граница отмечается наиболее отчетливо в южной части Перекопского перешейка, где происходит крупный сброс с амплитудой смещения поверхности фундамента около 2 км. Учитывая, что фундамент в опущенном крыле сброса представлен уже палеозоем, истинную амплитуду нарушения следует признать значительно большей.

Южный борт Сивашской впадины осложнен крупными продольными сбросами (до 0,8—1,5 км; южнее гор. Джанкой).

Симферопольско-Евпаторийское поднятие состоит из трех основных блоков: Евпаторийского, Сакского и Новоселовско-Симферопольского, разделенных системой крупных разломов север—северо-западного простирания. На юго-западе к указанному поднятию примыкает Альминская впадина также с неглубоким (до 2—2,5 км) залеганием фундамента.

На восточном склоне Симферопольско-Евпаторийского поднятия выделяется Ново-Царицынский выступ, непосредственным продолжением которого на северо-восток является Азовский вал, соединение с которым происходит через структурную перемычку.

К Ново-Царицынскому выступу приурочена одноименная гравитационная аномалия, характеризующая зону глубинного разлома, шириною около 15 км, выполненную, по-видимому, многочисленными интрузиями основного и ультраос-

новного состава. Своими корнями зона разлома уходит на большие глубины, возможно, в мантию, откуда и происходило внедрение интрузивных масс.

Мощность земной коры Горного Крыма определяется, по данным гравиметрической съемки, примерно в 45—50 км; по другим данным полагают, что она не превосходит 25—28 км. Результаты исследования указанного района (в пределах треугольника Симферополь — Ялта — Алушта) методом исследования дисперсии фазовой скорости поверхностных волн Релея по наблюдениям на сейсмических станциях, расположенных в вершинах этого треугольника, показали, что здесь весьма вероятным является значение средней мощности земной коры 40—45 км, допуская приблизительно равные толщины двух ее слоев (С. А. Капитанова, 1970).

ЧЕРНОЕ МОРЕ

Обширная (413000 км²) Черноморская впадина, разъединяющая альпийские складчатые горные сооружения Кавказа, Балкан и Карпат, занимает умы геологов и геофизиков уже свыше сотни лет. Результаты соответствующих этапов геологических исследований этой акватории обобщены в трудах А. Д. Архангельского и Н. М. Страхова (1938), М. В. Муратова (1944, 1955, 1960) и других геологов, но решающую роль в познании глубинного строения земной коры в акватории Черного моря сыграли позднейшие геофизические исследования.

Анализ специальных исследований — батиметрических и геофизических, дал материал для построения геоморфологических и тектонических схем указанной впадины (В. П. Гончаров и Ю. П. Непрочнов, 1960; В. П. Гончаров, А. Ф. Непрочнов, Ю. П. Непрочнов, 1966). Рельеф дна Черного моря ныне изучен с большой детальностью, составлены батиметрическая и геоморфологическая карты (В. П. Гончаров, 1966). Первую, обобщающую эти данные сводку по строению дна Черноморской котловины и ее происхождению дали М. В. Муратов и Ю. П. Непрочнов (1967).

Изучение глубинного строения земной коры юга Украины, Крыма и Черного моря представляет исключительный интерес, так как в пределах этого сравнительно небольшого региона представлены почти все разновидности основных геотектонических структур: докембрийский щит, молодая эпигерцинская платформа, альпийская складчатая зона, «субокеаническая» впадина. Эти геоструктуры, территориально

сменяя друг друга в меридиональном направлении, образуют в целом последовательный эволюционный ряд (С. И. Субботин и др., 1963).

К настоящему времени юг Украины, Крым и Черное море с той или иной детальностью изучены профилями глубинных сейсмозондирований, в результате чего установлены основные принципиальные черты глубинного строения указанных регионов.

Геофизические исследования позволили также решить вопрос о характере земной коры в Черном море. На современных материках океанических осадков нет, на месте же океанов были участки суши, затем опустившиеся. Поэтому для освещения этого вопроса и о геологическом строении и развитии океанических впадин вообще наиболее обоснованные, наиболее надежные факты могут дать исследования соотношений Черного моря и окружающих его материковых массивов (В. В. Белоусов, 1955). Тектонические явления связаны с глубокими движениями в оболочках Земли,—с их характером связан вулканизм. Основные элементы «рамы», в которую укладываются явления, происходящие у поверхности, заложены в глубоких оболочках Земли и, естественно, единственными и, во всяком случае, главнейшими методами их изучения здесь являются методы геофизических исследований (А. Н. Заварицкий, 1952). Как и следовало ожидать, земная кора в Черном море отличается от коры как континентального, так и океанического типа; она ближе к океаническому типу, но имеет значительно большую мощность осадочной толщи (см. ниже).

Историю впадины Черного моря приходится восстанавливать на основе экстраполяции данных по геологическому строению ее берегов с привлечением геоморфологических и геофизических материалов. Выяснение этой истории имеет большое значение для понимания строения всей Альпийской складчатой системы и, в частности, для установления взаимных связей между отдельными ее элементами вокруг Черного моря. Обратимся поэтому к геологической карте и проанализируем соотношение структур побережья Черного моря. Конечно, полной их идентификации быть не может. Абсолютно одинаковых условий геологического развития отдельных звеньев этой огромной цепи не существовало, можно лишь говорить о сходных условиях их развития. При общем сходстве истории развития складчатых систем и срединных массивов и альпийского возраста их окончательного становления констатируются существенные отличия в истории и структуре отдельных систем и массивов.

Многочисленные складки главной антиклинали или главного поднятия Балканской зоны к востоку расходятся и погружаются, следовательно, Балканы на восток вообще не продолжаются, а складчатость их временно замирает. Южная же зона Болгарии—Родопская (Фракийская масса) и Сакар-Странджинская, имеет непосредственное продолжение к востоку вдоль южного побережья Черного моря, отвечая Понтидам в Анатолии и далее Сомхетско-Ганджинской и Аджаро-Триалетской зонам Малого Кавказа. Краевой прогиб последних зародился в среднемеловое время, достиг максимума своего развития в среднем эоцене и закончил геосинклинальную стадию своего развития в конце палеогена. Следует подчеркнуть, что Аджаро-Триалетская зона проходит по прибрежной зоне моря, по которой имеются следующие весьма интересные данные результатов геофизических исследований.

Вдоль Восточного побережья Анатолии у подножья склона проходит желоб, ограниченный с севера уступом, который прослеживается почти на 150 км. Отвечает он крупному разлому, к которому приурочено несколько эпицентров землетрясений. Этот разлом должен отвечать Горийско-Сакуларскому разлому Аджаро-Триалетии, установленному Б. Ф. Меффертом (1933). Родопы отделены от Балкан широтной среднегорской зоной, которая ограничена разломами (Забалканским и Марицским) и относится к типу внутренних грабеновидных впадин. Указанные разломы по простиранию к востоку попадают (?) на контуры (северный и южный) «базальтового» слоя. На востоке, на границы указанного слоя попадают западные продолжения разломов (Сурамско-Гокиширского и Гудаутского), ограничивающих Рионскую депрессию. В таком случае—Среднегорскую зону Болгарии можно сопоставлять с Рионо-Дзирульской зоной.

Указанные разломы представляют не простые разрывные дислокации, а целые подвижные зоны длительного развития, возникшие в нижних частях коры и в верхней мантии.

К востоку от Синопа и до Орду в пределах материкового склона констатировано несколько параллельных хребтов общекавказского направления; один из них (хребет А. Д. Архангельского), отходящий непосредственно от отмели у мыса Джива, прослеживается более чем на 150 км.

Рельеф материкового склона западной Анатолии сходен в общих чертах с восточноанатолийским участком. У побережья Болгарии подводный рельеф значительно упрощается, сглаживается и с небольшими уклонами плавно спадает к ло-

жу центральной котловины; последняя хорошо очерчивается изобатой 2000 м. Краевые ее части, в особенности на севере, западе и востоке, имеют слабо холмистый рельеф, центральные районы обладают исключительной выровненностью. В целом наибольшие глубины смещены к западу и приближены к Анатолийскому побережью. Максимальная из измеренных глубин равна 2212 м (В. П. Гончаров и др., 1966).

Антиклинорий Большого Кавказа совершенно отчетливо погружается на северо-западе, оконтуриваясь третичными отложениями. У Керченского пролива, по геофизическим данным, отмечается валоподобное поднятие, а вдоль полуострова Абрау — небольшой хребет, отделенный от материкового склона Кавказа депрессией с узкой щелеобразной долиной — предполагаемым разломом (В. П. Гончаров и др., 1966). Здесь, видимо, продолжается один из надвигов Южного склона Большого Кавказа. Между Анапой и Гаграми выделяется несколько хребтов, имеющих как общекавказское, так и близширотное простирание. Гудаутская отмель представляет хорошо выравненную возвышенность с пологими сглаженными склонами.

В районе Гудаутской отмели выявлено антиклинальное поднятие — подводное продолжение антиклинали Псырцха. Здесь на глубине 1,5 км выявляется четкая граница, отнесенная предположительно к кровле известняков палеогена и верхнего мела. Эта граница прослежена по профилю МОВ в области глубоководной впадины к югу от Сочи (Непрочнов, Москаленко, 1963).

Здесь проходит, видимо, Амзарско-Мукурская подзона краевых дислокаций, входящих в Гагрско-Джавскую тектоническую зону (П. Д. Гамкрелидзе, 1961).

Следует отметить, что меридионального разлома в восточной части акватории Черного моря по линеаменту 38-го меридиана геофизические наблюдения не установили. Поэтому можно полагать, что указываемые на этом меридиане С. А. Ковалевским (1960) вулканы в действительности приурочены к разломам широтного и общекавказского направления.

У берегов Колхиды верхняя часть склона (до 700—1000 м) очень сильно расчленена и имеет крутой уступ.

Горный Крым является кулисообразно смещенным Большим Кавказом. Он отчетливо погружается на северо-восток (Керченский полуостров) и продолжается (открыт) к юго-западу. Граница его в пределах Черного моря проведена, по геофизическим данным, в зоне выклинивания «гранитного» слоя, а также по линии разломов. Интересно отметить, что большая часть разломов проходит к северу от границы «гра-

нитного» слоя, а крайний — вдоль этой границы. Имеются и «поперечные» разломы; к ним, неоднократно омолаживавшимся, приурочены эпицентры землетрясений.

Из района Степного Крыма в море погружаются к юго-западу: Тарханкутское поднятие, Алминская и Каркинитская впадины; последняя охватывает Перекоп и смыкается с Сивашской впадиной, продолжением которой является Ейский прогиб.

Максимальная мощность осадков приурочена к югу от Сиваша, южнее зоны сочленения двух разновозрастных фундаментов — докембрийского и палеозойского. Сивашский прогиб является унаследованным — после пермо-триасового и юрского (?). Максимальные мощности мела, палеогена и неогена достигают здесь, как указывалось выше, 5000 м.

Вдоль северо-западного побережья Черного моря под его уровень погружаются Русская платформа с Днестровской депрессией, Молдавская платформа с Преддобруджинским прогибом и поднятие Добруджи.

Геофизические исследования показали, что материковый склон северо-западной части моря состоит из трех уступов (до 800—1000 м, 1500—1800 м и 2000—2100 м); по мере приближения к Крыму выраженность в рельефе ступеней постепенно исчезает. Здесь прослеживается значительное горное сооружение, осложненное крупным разломом; на его продолжении в пределах отмели констатируются совсем молодые разрывные дислокации (Гончаров и др., 1966).

Южный край Мизийской плиты (юго-западная часть Скифской платформы) в пределах Черного моря проведен условно по подножью верхнего уступа материкового склона.

Скифская платформа этого района разбита многочисленными разнонаправленными и разновозрастными разломами (см. рис. 3) на блоки, напоминая структуру «разбитой тарелки»; поэтому трудно выявить соотношение структур Крыма с таковыми Добруджи и Болгарии.

Разрез триасово-юрских образований Преддобруджинского прогиба весьма сходен с одновозрастными отложениями Горного Крыма; видимо, по этому пути шло расселение соответствующих фаун, показывающих большое сходство с западно-европейскими формами.

Непосредственной связи структур Крыма с таковыми Румынии и Болгарии нет. Несомненно, геосинклинальная система этих регионов соединяется с помощью ряда геосинклиналей второго порядка, кулисообразно сменяющих друг друга, что обусловлено разломами разного направления.

Теперь встает вопрос, как сопрягаются вышеохарактеризованные структуры, уходящие в море, в центральной части Черноморской впадины?

Черноморскую впадину нельзя рассматривать как простой грабен, ограниченный разломами, или межгорную впадину, вроде Венгерской, хотя по своему положению она занимает в Альпийской системе место депрессии, разделяющей горные поднятия.

Окраинные участки Черноморской впадины, как видно из анализа истории окружающих ее берегов, наложены на самые различные структурные элементы, т. е. по своему структурному положению впадина представляется новообразованной. Развитие ее происходило путем постепенного длительного разрастания начальных прогибов, из которых первоначальный возник, скорее всего, у берегов Кавказа, а затем второй — у берегов Гурии и восточной Малой Азии и третий, — возможно, в западной части котловины Черного моря.

Только из анализа геологической истории областей, окружающих Черное море, можно приблизительно установить время заложения начальной Черноморской котловины.

В этом вопросе имеется еще много неясностей. Даже время образования Черноморской впадины определяют по этим данным крайне неоднозначно — от рифея до антропогена! Поэтому и представления об осадочном выполнении Черноморской впадины находятся в соответствии с определениями ее возраста.

А. А. Сорский (1966), считающий эту структуру древней, полагает, что в нижней части осадочного разреза здесь развиты достаточно мощные неметаморфизованные образования рифея и (или) палеозоя. Выше следуют отложения нижней средней юры (5—7 км), верхней юры—мела и нижнего-среднего палеогена (общая мощность до 8 км), майкопа (0,5—3 км), плиоцена — антропогена (0,5—3 км); общая мощность осадочного чехла может достигать следовательно 14—21 км (на востоке). В то же время М. В. Муратов и Ю. П. Непрочнов (1967) полагают, что присутствие даже верхней юры в Черноморской впадине проблематично и, во всяком случае, она не имеет широкого развития. Указанные авторы полагают, что нижние 6—8 км осадочного разреза в западной и центральной частях глубоководной котловины и 3 км в восточной ее части сложены карбонатными образованиями верхнего мела — палеоцена — эоцена; мощность майкопа достигает 2 км, а неогена — около 4—5 км.

По данным бурения и КМПВ общая мощность осадочной толщи в Черном море (вместе с водным слоем) достигает 10—16 км, причем наибольшие значения приурочены к запад-

ной части глубоководной котловины, к юго-западу от Крыма. В пределах впадины выделяются крупные структуры второго порядка (А. В. Чекунов и Л. И. Рябчун, 1971).

Анализ данных сейсмокаротажа скважин Северного Причерноморья показывает, что нет оснований думать, что при переходе от Причерноморья с его многочисленными поднятиями и областями размыва — к глубоководной котловине Черного моря, т. е. к внутренним наиболее прогнутым частям впадины, преимущественно карбонатные образования юры, мела и низов палеогена, литофациально замещаются рыхлыми песчано-глинистыми отложениями. Поэтому можно заключить, что образования этого возраста не играют большой роли в разрезе осадочного чехла Черноморской котловины (Чекунов и Рябчун, 1971). Приведенные соображения полностью относятся, по упомянутым авторам, и к палеозойским отложениям; это позволяет им сделать вывод, что центральная, наиболее прогнутая часть Черноморской впадины почти нацело выполнена осадками олигоцена, неогена и антропогена. Лишь в самых низах разреза, по-видимому, присутствуют также образования нижнего палеогена и мела, однако весьма маломощные (до 1—2 км). Отсюда можно заключить, что к майкопскому времени закончился собственно геосинклинальный этап развития, и с олигоцена начались заключительные орогенные воздымания в альпийских складчатых сооружениях черноморского обрамления. Вполне естественно, что с олигоцена началось и интенсивное прогибание Черноморской впадины.

А. В. Чекунов и Л. И. Рябчун (1971) полагают, что Черноморская впадина не является древней, с первично-океанским характером ее коры; наиболее вероятно, что это структура новообразованная, возникшая сравнительно недавно, в результате переработки коры континентального типа. Выполнена котловина, главным образом, очень мощной (10 км) толщей рыхлых отложений олигоцена, неогена, антропогена. Черноморская впадина испытала наибольшее опускание в послемайкопское время; мощности осадков этого возраста достигают 5—7 км (вместе с водным слоем).

Используя соотношение мощностей неогеновых осадков Причерноморья, упомянутые авторы сделали попытку расчленить послемайкопскую толщу Черноморской впадины на отдельные ярусы и горизонты. Статистический анализ разрезов 348 скважин показал, что неогеновое прогибание в Северном Причерноморье подчинялось вполне определенным количественным соотношениям. В надмайкопской толще пород отложения тархан-чокрака составляют, как правило, в среднем 5% общей мощности, караган-конка—10%, сарма-

та — 30%, мэотиса — 12%, понта — 12%, среднего-верхнего плиоцена и антропогена (в Западном Предкавказье) — 35%. Эти закономерности находятся, несомненно, в соответствии с некоторыми важными моментами геологической истории Причерноморья. Со среднего миоцена началось общее опускание Причерноморья, выражающееся в повсеместном трансгрессивном залегании пород тортона. Максимум трансгрессии приходится на средний сармат. В плиоцене-антропогене усилилось прогибание Черноморской впадины, сопровождавшееся ее расширением. Южная погребенная часть Горного Крыма перекрыта несогласно залегающей на ней недислоцированной 500—900-метровой толщей верхнего плиоцена-антропогена.

Усиление прогибания привело к тому, что в середине или конце антропогена в пределах Черноморской впадины образовался единый морской бассейн, на месте которого ранее в среднем-верхнем миоцене, плиоцене и начале четвертичного периода располагались замкнутые и полужамкнутые преимущественно сильно опресненные моря и слабо соленые и даже пресные озера (М. В. Муратов, 1951, 1955).

В общем история геологического развития области Черноморской впадины начиная с мезозоя представляется в следующем виде.

С конца триаса непосредственно к югу от Скифской плиты располагался длинный геосинклинальный прогиб (Крымско-Кавказская геосинклиналь), протягивавшийся до восточной части Балканского хребта в районе Котела. Южнее этого прогиба на Кавказе располагался палеозойский складчатый массив (Дзирула), продолжение которого, видимо, ограничивало указанную геосинклиналь и в пределах южной части Черного моря.

В средней юре край Крымско-Кавказской геосинклинали несколько сдвинулся к югу, при формировании байосской порфиритовой серии. В конце юры этот палеозойский массив, продолжая оставаться устойчивой глыбой, был покрыт келловей — оксфорд-киммериджской морской трансгрессией (И. Р. Кахадзе, 1947).

Начиная с середины мела к югу от современного Черного моря, вдоль южного края устойчивого массива в Аджаро-Триалетско-Понтической зоне началось образование целой цепи глубоких геосинклинальных прогибов, возникших вдоль системы глубинных разломов. Развитие прогибов продолжалось до середины или конца эоцена и сопровождалось более или менее интенсивным вулканизмом преимущественно андезитового состава. В Аджаро-Триалетском прогибе в конце эоцена образовались гранитоидные интрузии, а в Восточном

Понте — крупные гранитоидные массивы, консолидировавшие зону.

Неглубокий морской бассейн, покрывавший устойчивый массив на месте центральной части современного Черного моря, по-видимому, продолжал существовать и в эоцене. Резко изменилась тектоническая и палеогеографическая обстановка после олигоценовых поднятий. Вся эта зона поднятий образовала огромную, поднятую в виде дуги гряду — внутреннее поднятие, о котором писал в свое время Д. В. Наливкин (1932). Черноморско-Каспийский бассейн оказался отрезанным от Тетиса; здесь стали отлагаться глинистые осадки мощной майкопской серии, формировавшейся вплоть до середины миоцена. Затем с середины миоцена в рассматриваемой области образовались замкнутые и полузамкнутые водоемы, представлявшие собою большей частью сильно опресненные моря или слабосоленые и даже пресные огромные и общавшиеся между собой озера средне-верхнемиоценового и плиоценового времени. Судя по данным о распространении и мощности палеогеновых отложений на Кавказе и по берегам Балканского полуострова, можно считать, что в течение всего неогена Черноморская впадина была занята водами этих морей (М. В. Муратов, 1967).

Данные по истории глубоководной впадины Черного моря позволяют сделать вывод, что большая часть ее заполнена, вероятно, весьма мощными четвертичными и неогеновыми осадками и сравнительно менее — мощными палеогеновыми и верхнемеловыми. Мощность неогеновых осадков на дне моря определяется в центральных частях бассейна в 4—5 км. Мощность олигоценовых осадков типа глин майкопской серии, заполняющих, вероятно, олигоценовую впадину, протягивающуюся вдоль берегов Кавказа и Южного Крыма, составляет примерно 2000 м. (М. В. Муратов, 1967).

Ниже их по всей площади южной части Черного моря, за исключением возможных участков древних островов, вероятно, развита толща карбонатных осадков эоцена, палеоцена и верхнего мела, близких по своему характеру соответствующим отложениям в Рионской впадине. Мощность пород этой толщи, залегающей по геофизическим данным над базальтовым фундаментом, равна в восточной части котловины примерно 3 км, а в центральной и западной частях достигает 6—8 км. Здесь, возможно, присутствуют также осадки верхней юры, может быть и более древние.

Глубинное сейсмическое зондирование позволило установить, что центральная часть впадины лишена «гранитного» слоя. По данным ГСЗ и сейсмологии, хорошо согласующимся, фундамент осадочного слоя в центральных районах впа-

дины представлен «базальтовым» слоем, а на периферийных участках — «гранитным» (П. Ш. Миндели и др., 1965). В гранитный слой включены и метаморфизованные осадочные породы. Общая мощность земной коры (вместе с слоем воды) по меридиану Ялты 28—30 км, а базальтового — 15—20 км; под ним поверхность Мохо (Ю. П. Непрочнов и др., 1959). В центральных районах Черного моря мощность земной коры уменьшается до 22—24 км (Лебедев и Болюбах, 1966). Ниже дна моря осадочный слой представлен песчаниково-глинистым комплексом; мощность его к юго-западу от Крыма 7—14 км, а в центральной части моря 8—12 км. Ниже — «базальтовый» слой мощностью 8—12 км; граница Мохо здесь на глубине 22—30 км, поверхность базальтов к северу поднимается (Ю. П. Непрочнов, 1962). К востоку от Алушты мощность осадочного слоя изменяется от 2 до 15 км. Толща сильно расчленена, границы раздела в осадках залегают почти горизонтально или с слабым наклоном. Далее к востоку (см. рис. 3) констатирован ряд структур, а также два крупных поднятия, разделенных синклинальным прогибом (Ю. П. Непрочнов и др., 1964). На территории Горного Крыма до гранитного слоя около 12 км; базальты залегают в интервале 26—45 км.

Корреляционная зависимость между глубиной залегания фундамента и общей мощностью земной коры, за исключением отдельных аномальных участков, является, по существу, глобальной. Для материков и шельфов установлено, что чем глубже фундамент, тем тоньше кора и наоборот. В океанических котловинах происходит качественный скачок, выражающийся в смене обратных соотношений между h и H прямыми: чем глубже фундамент, тем толще кора и наоборот. Обратные «материковые» соотношения между h и H в районах внутренних морей (Черное, Средиземное и др.) являются косвенным доказательством их новообразования на коре континентального типа. Здесь констатируются проявления начальной, эмбриональной «океанизации» (А. В. Чекунов, 1970).

Интересные результаты изучения строения земной коры бассейна Черного моря и окружающих его областей, включая и Азовское море, приведены в работе Б. К. Балавадзе (1966). Они получены на основе количественной интерпретации аномалии силы тяжести Буге совместно с сейсмическими (глубинное сейсмическое зондирование, корреляционный метод преломленных волн и сейсмология), плотностными и геологическими данными, характеризующими строение и физические свойства земной коры исследуемой области.

Положительные аномалии силы тяжести в Черном море объясняются небольшой мощностью земной коры и близостью

базальтового слоя; в горных же областях — внедрением гипербазитовых пород.

На рис. 3 (слева внизу) приведен свободный широтный сейсмический разрез впадины Черного моря по линии Варна — Анаклиа и далее до Дзирульского кристаллического массива. Продолжением этого разреза от Анаклии к востоку до Каспийского моря является разрез, составленный на основе интерпретации гравиметрических данных совместно с сейсмическими (Б. К. Балавадзе, 1966).

Вдоль профиля Анаклиа — Тбилиси — Бяндован — Карши мощность осадочного комплекса меняется в очень больших пределах — от нуля до 20 км. В районе Анаклии она равна 8 км, к востоку доходит до нуля в Дзирульском массиве; далее к востоку она постепенно увеличивается, достигая в центральной части Каспия 18—20 км, а затем очень резко сокращается.

Мощность гранитного слоя у Анаклии около 13 км, на участке Кутаиси — Натахтари — до 25 км, далее вновь уменьшается; у Карадонлы, где аномалия силы тяжести максимальная, мощность гранитного слоя 5 км. Этот слой здесь выгибается кверху на глубине 6—7 км, а дальше, не меняя мощности, плавно погружается.

Глубинное сейсмическое зондирование позволило установить, что центральные районы Черноморской впадины имеют двухслойную кору, состоящую из осадочного и «базальтового» слоя, а периферийные — трехслойную, с «гранитным» слоем. В центральных районах и в восточной части моря мощность осадков равна 8—10 км и увеличивается к западу до 14—15 км.

Сравнительно низкие значения средней скорости распространения сейсмических волн (3—3,5 км/сек) при большой мощности осадочного слоя (до 15 км) свидетельствуют, вероятно, об осадконакоплении в условиях интенсивного прогибания впадины. По данным ГСЗ и МОВ, внутри осадочного слоя в центральных районах впадины имеются границы раздела в осадках, залегающие почти горизонтально или с очень слабым наклоном.

В районах, прилегающих к Крыму и Кавказу, осадочный слой имеет сложное строение. По данным МОВ, к югу от Крыма под 500—700-метровым слоем сравнительно однородных моноклинально залегающих осадков расположена сильно дислоцированная толща, отвечающая, видимо, скрытому южному крылу Крымского антиклинория (В. П. Гончаров и др., 1966).

«Гранитный» слой, по данным упомянутых авторов, существует лишь в периферийных районах впадины; к этому

слою условно отнесены породы с граничными скоростями 5,8—6,3 км/сек. Вероятно, сюда входит нижняя часть осадков, претерпевшая процессы метаморфизма. К югу от Крыма обнаружено два яруса «гранитного» слоя: один в непосредственной близости от Крыма с согласным простиранием (скорости 5,8—6 км/сек) и другой — нижний (со скоростью 6,3 км/сек), распространяющийся гораздо южнее. Здесь под 7—8-километровой осадочной толщей констатировано погребенное поднятие «гранитного» фундамента, имеющего северо-западное простирание. Аналогичное поднятие обнаружено в восточном районе впадины (на глубине около 4 км) и в районе Гудаутской отмели (на глубине 4—5 км).

«Базальтовый» слой имеет граничные скорости 6,6—7 км/сек; его мощность, равная 12—18 км в восточной части впадины, уменьшается до 5—6 км в западной. Поверхность его поднимается от центрального района впадины к Крыму; в сторону Б. Кавказа и Рионской впадины она погружается.

Образование базальтового слоя Черноморской впадины несомненно обусловлено глубинной дифференциацией вещества Земли, происходящей при участии радиотермического его переплавления, т. е. важнейшим энергетическим фактором является радиоактивность.

Способ и ход физико-химических цепных реакций определяется размером параметров длины, времени, давления и температуры; реакции сопровождаются геодинамическими процессами. В результате эндогенная энергия Земли, перемещаемая наружу, наконец, излучается в виде теплоты во вселенную (Р. В. Беммелен, 1968).

Поверхность Мохоровичича характеризуется граничной скоростью 8—8,2 км/сек. Наименьшая мощность земной коры (18—24 км) наблюдается в области без «гранитного» слоя; самая тонкая кора (18 км) приурочена к западному району. К периферии Черноморской впадины в сторону Крыма, Б. Кавказа и Рионской изменности мощность земной коры увеличивается до 35—45 км. Знаменательно, что районам с повышенной мощностью осадочной толщи соответствует меньшая мощность земной коры, и наоборот. Этим обусловлены серьезные трудности при геологической интерпретации гравиметрических данных.

Раздел Мохо представляет, по Д. Х. Грину, А. Э. Рингвуду и др. (1968), зону перехода от габбро к эклогиту. Эклогиты более стабильны по сравнению с габбро и гранатовыми гранулитами на обширных пространствах континентальной земной коры. При обновлении океанического дна в качестве движущей силы предполагается процесс преобразования базальта в эклогит. Происходит выпячивание Мантии — пиро-

лита — первичного материала мантии. Пиролит — 1 часть базальта и 3 части дунита (или перидотита); при частичном плавлении возникают базальтовые магмы и тугоплавкий остаток (дунитовый или перидотитовый). Таким образом, первичный состав верхней мантии является промежуточным — между составами базальтового и гипербазитового типа.

По краям поднятия в складчатую периферическую зону будут подниматься отдифференцированные кислые и средние магмы. Базальтовая магма зарождается в мантии на глубине менее 100 км.

Выше, при описании структур, погружающихся в Черноморскую впадину и окаймляющих ее центральную часть (без «гранитного» слоя), подчеркивалось, что они близ границы базальтового слоя быстро затухают. Толща же пород, покрывающих центральную впадину, являющуюся областью аккумуляции, залегает почти горизонтально; отсюда вытекает лишь один логический вывод: вдоль границы проходит зона разломов весьма раннего заложения и длительного развития.

Зона, опоясывающая центральные районы впадины без «гранитного» слоя («промежуточная» зона некоторых авторов), разновозрастна. Здесь, в соответствии с установленными на суше орогеническими фазами, неоднократно возникали разнообразные структуры, имевшие самый различный возраст, положение и геолого-геоморфологическую характеристику. Поднятия, сложенные этими структурами, и могли в различное время являться источниками сноса осадочного материала.

Прежнее представление о древней суше в центральных частях впадины и другие варианты (ее провале, ее «растворении» — «базификации» или оттоке консолидированных слоев верхней части коры) должны быть оставлены.

Черноморская впадина имеет простейшую двухслойную кору, через нее не прослеживается ни одна из известных обрамляющих ее древних структур. Область без «гранитного» слоя является, следовательно, значительно более древним образованием по сравнению с окружающими районами впадины.

По наличию мощного осадочного слоя строение земной коры в центральной впадине Черного моря близко к континентальному типу коры (сиалическому), а по отсутствию гранитного слоя и уменьшению базальтового — к океаническому (симатическому). Такой промежуточный тип строения земной коры характерен и для других внутренних, а также некоторых окраинных морей (Каспийское море, Средиземное море, Охотское море (участки), Мексиканский залив и др.), что,

возможно, свидетельствует о сходстве вещества мантии под ними, питавшего кору при длительном процессе образования этих бассейнов.

Но возможно, что физико-химические процессы, обусловившие образование указанных двух типов коры, были резко отличные; но тогда следовало бы допустить, что они являются первичными, образовавшимися в период выделения коры из мантии, и с тех пор вряд ли претерпевали существенные изменения (или превращение одного типа коры в другой).

Вероятнее, что глубинное строение земной коры центральной части Черноморской впадины, резко отличающееся от континентального типа, близко к океаническому типу. Вполне возможно, что эта область представляет остаток первичной океанической коры (Ю. Л. Непрочнов и др., 1966). Следует отметить асейсмичность этой зоны и приуроченность к ней больших положительных аномалий силы тяжести в редукции Буге.

История геологического развития альпийской геосинклинальной области юга европейской части СССР и сопредельных стран впервые разобрана М. В. Муратовым (1949); иллюстрируется рядом палеогеографических схем для эпох от конца палеозоя до постплицена включительно.

Впоследствии этот же вопрос, но менее детально, разбирался В. И. Славным и В. Е. Хаиным (1962). В соответствии с данными вышеприведенных геологических характеристик отдельных регионов прежние схемы авторов требуют некоторых уточнений.

Вторичное происхождение котловины Черного моря обусловлено перестройкой земной коры; эта перестройка могла идти здесь путем последовательной и глубокой магматической переработки коры материкового типа с превращением ее в новообразованную. Этот процесс был обусловлен сжатием и уплотнением вещества верхней мантии на глубинах порядка 100—200 км, который и привел к образованию впадины земной поверхности. Опускавшаяся кора была инъецирована основными магматическими расплавами в такой степени, что была преобразована и приобрела фактический облик базальта (С. И. Субботин, 1965).

Существенное значение для развития Земли имеет, по данным И. С. Субботина и др. (1968), ее вращательное движение, в частности непостоянство скорости вращения, а также неоднородное строение и состояние вещества в различных геосферах (нижней и верхней мантиях). Подкорковые течения, отрицаются как причина вертикальных движений. Верхняя мантия является нестабильной, характеризующейся протеканием в ней различных превращений, наличием термиче-

ски «размягченного» слоя вещества, а возможно, в некоторой степени его неоднородным составом.

Процессы сжатия и расширения вещества на глубине, в связи с неоднородным строением верхней мантии, и особенно земной коры, приводят к возникновению деталей и индивидуальных структурных особенностей, осложняющих крупные тектонические формы и приводящих к образованию структур высших порядков.

Основными процессами, вызывающими движение земной коры, служат фазовый, полиморфный, электронный переходы и химические перестройки вещества в толще верхней мантии Земли со скачкообразным изменением объема, происходящим, главным образом, в интервале глубин от 50 до 400—500 км в связи с изменением термодинамических условий — давления и температуры.

Этими процессами обусловлено и магмообразование, так как тектогенез и магматизм взаимно связаны.

В магмообразовании Ю. М. Шейнманн (1968) различает два типа: один, связанный с сильными движениями на глубине, и второй — в областях медленных и малоконтрастных движений в верхах мантии. Для первого типа характерно образование магмы в результате значительного притока глубинной энергии; таковы все магмы геосинклиналей. В верхах мантии магма возникает в областях потенциального плавления (волновод Гутенберга) в результате местных понижений давления.

Происхождение и образование земной коры и магмы подробно дискутирует в своей последней работе Р. В. Беммелен (1968). Автор рассматривает некоторые спорные петрологические проблемы, описанные в научной литературе.

Согласно концепции «классического магматизма» сиалическая кора выделилась из мантии в процессе развития Земли, что сопровождалось ростом коры. По «неогуттоническим» представлениям кора образовалась снаружи в одну из ранних фаз развития Земли. Образование протосиалической оболочки (чехла) могло иметь место или в самом начале развития (по теории горячей праземли; Ритман), или вскоре после аггломерации холодной праземли (по представлениям Урейя и Берлага).

Превращение этого протосиалического чехла в сиалическую кору произошло во время бесчисленных геохимических циклов истории Земли («неогуттонизм», по Ньювенкампу). В последний отрезок истории Земли была достигнута новая фаза планетарного развития. Обширные части сиалической коры были мантией «разъедены, поглощены и переварены», причем возникли океаны с базальтовой корой. Эти относи-

тельно молодые физико-химические процессы восприятия сиалической коры в мантии Беммелен называет «средиземноморским типом океанизации».

Различают базальтовые магмы, зарождающиеся в верхней мантии, и известково-щелочной («тихоокеанской») магматический ряд, который отделяется от сиалической коры и ее осадочной оболочки. Это различие отвечает точке зрения Ритмана о «бимадализме» магм и Ньювенкампа о делении их на океанический и континентальный типы («метаболизм»).

Кроме того, встречаются также переходы между этими двумя основными типами коры и сопровождающими их магмами. Эти переходы могут наблюдаться в современных небольших океанических бассейнах с погружающейся корой средиземноморского вида и мощным осадочным накоплением (Менард). В этих областях еще продолжается процесс средиземноморской океанизации.

В заключение автор обосновывает синтетическую модель происхождения и развития земной коры и магмы согласно его ундационной теории.

По исследованиям С. И. Субботина и др. (1968) существенное значение для развития Земли имеет, как указывалось, непостоянство скорости вращения, а также неоднородное строение и состояние вещества в различных геосферах. Скачкообразные изменения обуславливают возникновение дополнительных геодинамических напряжений, местоположение которых определяется и неоднородностями геосфер, в частности верхней мантии; глубины 50—300—400 км, м. б.—700 км. Верхняя мантия является нестабильной зоной, характеризующейся протеканием в ней различных превращений, наличием термически «размягченного» слоя вещества и, возможно, в некоторой мере его неоднородным составом.

В настоящее время выдвигается идея подкорового происхождения гранитоидной магмы (Батей, 1965; Соболев и др., 1967). В. С. Соболев считает важным, на основании результатов экспериментальных исследований, образование кислой магмы путем селективной выплавки из перидотитовой мантии с последующей миграцией расплава в верхнюю часть мантии и в кору. Независимо от того, где возникают кислые расплавы, они поднимаются в близповерхностные горизонты и участвуют в формировании синорогенных интрузий или, достигая критического уровня (область низких температур и давлений), приводят к началу мощной эксплозивной деятельности.

Последующий этап магматизма (субаквентный по Г. Штилле) тесно связан и является продолжением деятель-

ности внутрикоровых магматических очагов. Состав магм обусловлен исходным составом пород коры, подвергшихся плавлению, но в каждом случае они не основнее диоритового.

Заключительный этап магматизма характеризуется извержением основных — базальтовых или андезитобазальтовых, слабо дифференцированных мантийных магм. Исследования в областях современного вулканизма показывают, что магматические очаги находятся в мантии и вулканизм носит «сквозькоровый» характер (Горшков, 1966; Мархинин, 1966).

Согласно С. А. Захарову (1970) строение оболочки Земли гетерогенно. Гетерогенность земной коры обусловлена различиями в строении, химическом составе и развитии разных участков (поясов) мантии; пояса последней наиболее кислого (андезитового?) состава явились первопричиной развития подвижных поясов коры.

Причины неоднородности мантии часто предполагают в глубинных разломах; более правдоподобной представляется изначальная гетерогенность оболочки — первичное обогащение литофильными элементами мантийных поясов.

Тектогенез начинается в мантии Земли, где в основном сводится к процессу зонной плавки в мантийных поясах. Эти пояса отличаются от вмещающих масс большим содержанием литофациальных элементов. Последние постепенно и периодически выводятся из глубин оболочки и частично выделяются в верхнюю мантию и земную кору. Это ведет к увеличению объема пород и к складчатости слоистых толщ.

Важной проблемой в процессах тектогенеза является вопрос о причинах образования складок. Разбирая главнейшие гипотезы по этой проблеме С. А. Субботин и др. (1970) полагают, что образование складок в основном является следствием многократного знакопеременного относительного воздымания и опускания блоков земной коры, вызванного процессами сжатия и расширения вещества мантии. Такой процесс, по-видимому, более всего свойствен геосинклинальным областям.

Таковы общие положения о природе и глубине залегания магматических очагов и их эволюции в период тектономагматического цикла. Намечается тесная связь магматических и тектонических процессов, происходящих в коре и мантии. Изменение тектонических условий ведет к смене областей магматического питания, природы магм, условий дифференциации. Внутри каждого этапа цикла ритмичность извержений тесно связана с тектоническим развитием определенной зоны.

В заключение следует остановиться на истории современной «ванны» Черного моря. Анализ материала

по геологии берегов Черного моря показал, что значительная окраинная часть складчатых структур Северной Анатолии, Западного Кавказа, Крымских гор и Балканского хребта поглощена котловиной Черного моря, откуда следует вывод о несомненном расширении котловины в недавнем геологическом прошлом. Возникла впадина из начальных впадин (см. выше) в олигоценовое время или начале миоценового. Мелководная часть моря расположена целиком в пределах платформенной области, а глубоководная впадина — в пределах альпийской геосинклинальной области.

Начинает она формироваться с нижнего плиоцена, когда впадина ее составляла часть огромного Понтического озера—моря, имевшего слабо соленую воду и заселенного оригинальной понтической фауной, которая, по мнению Н. И. Андрусова, являлась прообразом фауны современного Каспия. Общее погружение области, как и общий характер новейших тектонических движений — альпийских (и возрожденных) обусловлено движениями и процессами, происходящими ниже земной коры, в верхней части мантии Земли.

Благодаря изоляции от Средиземного моря впадина Черного моря была занята в верхнемиоценовую и плиоценовую эпохи опресненным бассейном; только в начале мэотиса было кратковременное соединение ее со Средиземным морем и на короткое время здесь установился морской режим. Затем в плиоцене здесь располагались понтический, киммерийский, куяльницкий и гурийский озерные опресненные бассейны; в начале четвертичного периода их унаследовали чаудинский и древнеэвксинский озерные бассейны.

Плиоценовые отложения широко развиты на Кавказском побережье, на Тиманском и Керченском полуостровах и по северо-западной окраине моря, но совершенно отсутствуют по южному берегу Крыма и по Малоазиатскому побережью. В последних районах плиоценовые ископаемые констатированы на дне моря, что указывает на соответствующие изменения береговой линии, в связи с опусканиями участков суши.

В четвертичное время неравномерные поднятия и опускания побережий моря продолжаются. Эти движения хорошо фиксируются отложениями разновысотных террас.

1. Бассейн Гурийского века на основе анализа фауны его моллюсков был водоемом, близким по солености к современному Каспию и был заселен значительным числом видов каспийского облика.

2. Чаудинская терраса (пятая) слагалась в условиях озерного опресненного бассейна, занимавшего впадину Черного моря. В чаудинскую эпоху уже существовал Босфорский пролив и Мраморное море, связанные с основ-

ным Чаудинским бассейном, но еще отделенные от Средиземного. Чаудинские слои констатированы в западной части Рионской впадины, районе Керченского пролива, вдоль восточного побережья Азовского моря и по р. Дону до Маныча (?).

3. Древнеэвксинский бассейн, как и Чаудинский, продолжал оставаться озерным водоемом, населенным той же фауной каспийского типа, хотя и отличающийся появлением ряда новых видов моллюсков. Древнеэвксинским трансгрессивным озерным отложениям соответствует обычно широкий уровень четвертой речной террасы долин Крыма и манджильский делювиально-пролювиальный уровень района Судака (Н. И. Андрусов, 1912). Древнеэвксинские озерные осадки во многих местах Керченского полуострова и Кавказа без следов перерыва сменяются кверху отложениями с бедной морской фауной, названными А. Д. Архангельским узунларскими. Древнеэвксинские и узунларские отложения образуют единый террасовый уровень и одну толщу осадков, покрывающих абразионную поверхность. Единственной возможной причиной перехода озерных древнеэвксинских слоев в морские узунларские может быть проникновение морских вод в Черноморский бассейн через проливы из Средиземного моря. Это явление было обусловлено значительным повышением уровня Черноморского и Средиземноморского водоемов, начало которого отражено древнеэвксинской трансгрессией.

В древнеэвксинское время чаудинский бассейн несколько расширился на северо-западе (от устья Дуная до Херсона), а в Азовском море и далее по Манычу.

4. Карангатская морская терраса с ее богатой теплолюбивой средиземноморской фауной моллюсков образовала поверхность, находящиеся ныне на разной высоте от 0—4 до 30 м над уровнем современного моря. Карангатской морской террасе по речным долинам Крыма соответствует третья терраса с мощными галечниковыми накоплениями, а более низкому уровню карангатской трансгрессии — вторая надпойменная терраса. В буроватых суглинках, заполняющих овраги и промоины в Горном Крыму и соответствующих третьей террасе долин, сделаны интересные находки палеонтологических стоянок мустьерского возраста. В карангатскую эпоху происходит некоторое сокращение древнеэвксинского бассейна на северо-западе (между Херсоном и Одессой) и северо-востоке (по Манычу).

В конце карангатского века в периферических частях бассейна имело место поднятие дна, охватившее все побережье, судя по весьма широкому распространению карангат-

СХЕМА СТРУКТУРНЫХ СВЯЗЕЙ ОБРАМЛЕНИЯ ЧЕРНОГО МОРЯ

Составил Н.Н. Паффенгольц

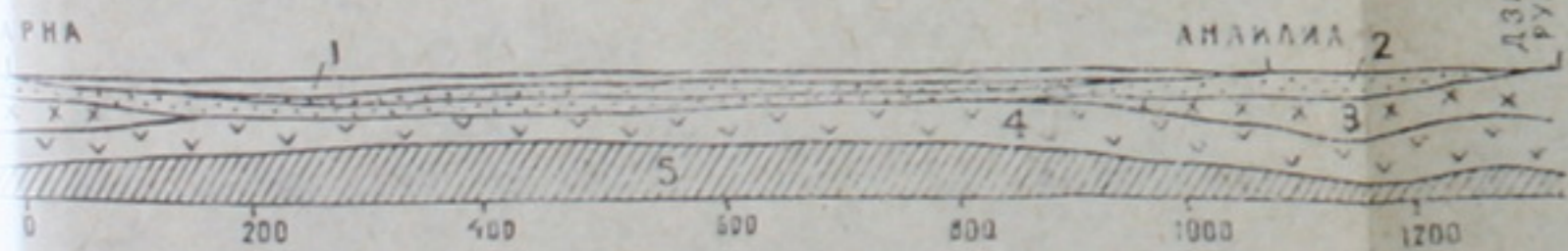
1970 г.



ВОДНЫЙ СЕЙСМИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ ВПАДИНЫ ЧЕРНОГО МОРЯ

ПРОФИЛЮ ВАРНА - АНАКЛИА - ДЗИРУЛЬСКИЙ МАССИВ

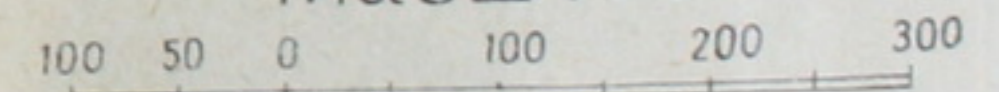
(по Б.К. Балавадзе, 1966, рис. 2)



Обозначения: 1 - морская вода; 2 - осадочные отложения; 3 - гранитный слой; 4 - базальтовый слой; 5 - подпоровый субстрат

① Пояснения и
цифры струк-
тур, системати-
зированных по
регионам, приве-
дены в тексте

Масштаб



Разломы разного порядка,
длительно развивавшиеся

Рис. 3.

I. Кавказ. 1—Ергениское плато. Платформа на верхнепалеозойском основании (погребенный складчатый Донбасс-Калмыцкий синклиниорий); 2—Предкавказье. Передовой прогиб среднепалеозойского времени; плита ангорская платформа; 3—Большой Кавказ. Антиклинорий; а) центральное поднятие Большого Кавказа; 4—Рионо-Куринская депрессия; межгорный прогиб; 6—Дзиркульский срединный массив. Малый Кавказ. Антиклинорий.

лагонский срединный массив; 3—Антиклиналы с палеозойским ядром; 4—Динариды (северные); 5—Динариды (южные); 6—Зона Адриатического флиша; 7—Зона Ионического флиша.

IV. Болгария. 1—Македоно-Родопский срединный массив; 2—Мизийская плита; 3—Южные Карпаты; 4—Предбалканская зона; 5—Балканская зона; 6—Среднегорская зона; 7—Сакар-Странджинская зона;

гурская и Раховская зоны; 6—Утесовые зоны—Пеннинская и Мармарошская; 7—Мармарошский кристаллический массив; 8—Закарпатский внутренний прогиб.

VI. Северное Причерноморье. 1—Русская платформа; 2—Украинский кристаллический щит; 3—Азовский кристаллический массив; 4—Донбасс—открытый (Донецкий синклиниорий); 5—Днепровский прогиб.

ских террасовых образований. Последние имеют ныне различную высоту, ввиду опусканий в конце новоэвксинского века, также распространившихся, видимо, на все побережье. Низший предел поднятий конца карангатского века для Кавказского побережья определяется современной высотой (+20—45 м) террасы с *Cardium tuberculatum*. Во время карангатского осолонения бассейна населявшая его в древнеэвксинскую эпоху фауна целиком не вымерла; часть этих форм могла сохраниться в виде реликтов в опресненных предустьевых участках и в устьях рек и при вторичном опреснении бассейна вновь расселиться по его дну.

После карангатского века наступила крупная регрессия Черноморского бассейна; соответствующие ей отложения именуются новоэвксинскими. Величина падения уровня бассейна оценивается не менее 40—50 м ниже современного уровня; сообщение Черноморского бассейна со Средиземноморским через проливы прервалось и Черноморский бассейн вновь на известный срок превратился в опресненное озеро, населенное фауной каспийского типа. Новоэвксинская эпоха была длительной и резко подразделенной на две части: первая половина ее характеризовалась регрессией Черноморского бассейна, во второй — началась трансгрессия.

После новоэвксинской эпохи наступает вторая средиземноморская фаза жизни Черноморской котловины, заканчивающейся выработкой современного Черного моря. Начало этой фазы считается с момента появления в пределах котловины первых средиземноморских форм: *Cardium edule*, *Mutilaster*, *Syndesmya ovata* и др., указывающих на начавшееся осолонение воды.

Опреснение бассейна в начале новоэвксинской эпохи обусловлено было, по всей вероятности, прекращением нижнего босфорского течения, вследствие поднятия дна в области Дарданеллского и Босфорского проливов. В конце же новоэвксинской эпохи имел место обратный процесс — опускание дна проливов и возобновление нижних течений (А. Д. Архангельский и Н. М. Страхов, 1958).

Отложения с древнечерноморской фауной, близкой к фауне современного Черного моря, относимые к голоцену, образуют на берегах Крыма и Кавказа невысокий террасовый уровень (до 1,5—3 м высоты). Этому уровню соответствуют в речных долинах первые террасы или древние поймы рек такой же приблизительно высоты. Смена озерных новоэвксинских отложений дна Черного моря древнечерноморскими отвечает, очевидно, времени начала проникновения соленых средиземноморских вод через проливы в Черноморский бассейн; это явление обусловлено поднятием уровня бассейна

Средиземного моря на 1,5—2 м выше современного уровня Черного моря.

В начале современной эпохи (7—8 тыс. лет назад) началось и сероводородное заражение глубоких слоев воды, что установлено А. П. Виноградовым, В. А. Гринько и В. П. Устиновым (1962) по изотопному составу серы.

По берегам Средиземного моря, так же как по берегам Черного, распространена целая система морских четвертичных террасовых уровней.

Самой высокой является сицилийская терраса, отложения которой (с *Surgina islandica* L. и др.) залегают несогласно на калабрийских слоях.

Следующей является милацская терраса, характеризующаяся средиземноморской фауной, значительно более обильной, чем сицилийская. Высота ее колеблется, в результате местных вертикальных движений позднечетвертичного времени, от 20—25 до 45 м.

Наиболее характерной и широко распространенной террасой побережья Средиземного моря является более низкая тирренская терраса; для нее типичен богатый комплекс теплолюбивой фауны (*Strombus bubonius* Lamk., морской еж *Arbacia pustulosa* Gray и др.). Высота террасы 4—6, 8—10 до 15 м; в некоторых местах, затронутых новейшими поднятиями, значительно больше.

Тирренская терраса Средиземного моря уверенно сопоставляется с карангатской террасой Черноморского бассейна; они отвечают по времени рисс-вюрмскому межледниковью.

После отложения осадков на поверхности терринских террас (их обоих уровней) в Средиземном бассейне произошла крупная регрессия. Исследователи спорят о величине падения уровня Средиземного моря в эту эпоху; называют величины понижения уровня от 25 до 200 м. Наиболее вероятным является понижение уровня при максимуме регрессии до 100 м.

Из вышеизложенного явствует, что изменения очертаний Черноморских бассейнов в разные эпохи и соответствующие смены их фауны обусловлены, по А. Д. Архангельскому и Н. М. Страхову, вертикальными колебательными движениями, а не климатическими.

Противоположной точки зрения придерживается С. А. Ковалевский (1939 и др.). В увлекательной статье, посвященной выяснению возраста монастырской (= карангатской и новоэвксинской) террасы Средиземного моря, он приходит к следующему выводу. Эта терраса, по всем признакам, отвечает позднейшей «трансгрессии» Средиземного моря, обусловленной избыточным взносом в него ледниковых вод Дар-

данеллской реки, происшедшим в условиях замкнутого моря. Дальнейший слив в океан средиземноморских вод в этот период осуществлялся через Суэцкий перешеек (обусловивший высоту террасы на уровне приблизительно 18 м) до момента, пока не развился Гибралтарский пролив. Образование последнего произошло, по автору, уже на грани исторического времени (в период становления Египетского царства).

Все основные стадии низкого и высокого положения уровня воды в Черноморском и Средиземноморском бассейнах за четвертичный период полностью совпадают.

Четвертичная история Черноморского бассейна в сравнении с историей Средиземного моря показывает совершенно одинаковую последовательность, а именно — чередование четырех крупных трансгрессий с тремя регрессиями. М. В. Муратов (1960) считает, что причины смены регрессий и трансгрессий в обоих бассейнах были общими и что эти явления обусловлены изменениями уровня мирового океана и развитием оледенений в четвертичном периоде.

В системе водоемов Средиземного, Черного и Каспийского морей колебания уровня Мирового океана сказывались по-разному. В Средиземном — они проявлялись одновременно и однозначно с океаном, а в Черноморском, — из-за наличия порога, разделяющего эти бассейны, приводили попеременно то к изоляции, то к соединению бассейнов и, следовательно, к неоднократному превращению Черного моря то в озеро, то в морской водоем. В Каспийском, более удаленном от океана водоеме, они отражались только косвенно через изменения режима стока впадающих в него рек. Однако сами по себе эти колебания уровня и их следствия в изменении гидрогеологических условий бассейнов, их температур, солёности, растительного и животного мира, конечно, происходили строго одновременно, так как подчинялись одной причине, их вызывавшей (М. В. Муратов, 1960).

ВЫВОДЫ

1. При сопоставлении структур побережья Черного моря полной их идентификации быть не может. Абсолютно одинаковых условий геологического развития отдельных звеньев этой огромной цепи не существовало; можно лишь говорить о сходных условиях их развития. При общем сходстве истории развития складчатых систем и срединных массивов и альпийского возраста их окончательного становления констатируются существенные отличия в истории и структуре отдельных систем и массивов.

2. Все многочисленные своеобразные геологические структуры, обрамляющие Черное море, сложены разнообразными и разновозрастными геологическими формациями; особый интерес представляет Черноморская впадина с ее субокеаническим типом строения коры.

Складчатые системы с передовыми прогибами представляют собой геосинклинали всех возрастов; хорошо выражены разломы различных типов и возрастов, некоторые из них оживляются, проявляясь ныне в форме неотектонических движений.

3. Антиклинорий Большого Кавказа отчетливо погружается и замыкается как к юго-востоку, так и к северо-западу. Продолжением его, кулисообразно смещенным, является Горный Крым.

4. Малый Кавказ по фациям и формам тектоники неразрывно связан с Анатолией; видимое перемещение масс в нем происходило на север. Главное отличие антиклинория Малого Кавказа от Большого заключается в большей близости и обнаженности в первом жесткого субстрата. Складки антикавказского направления различного возраста; обусловлены они различным гипсометрическим положением древнего субстрата, разбитого на ряд разноориентированных глыб, в результате предшествовавших фаз оро- и эпирогенеза. Эти древние структуры, будучи не везде «переварены», обусловили местами «поперечное строение», так как складки должны были к ним приспособливаться (обтекать).

5. Магматизм Малого Кавказа отвечает таковому Анатолии и Болгарии.

Развитие магматизма происходит в тесной связи с определенными этапами тектонического развития регионов и со складчато-глыбовыми движениями структурных зон. Эффузивные и интрузивные циклы разновременны.

Проявления эффузивного вулканизма связаны с этапами прогибания (иногда — относительного) геосинклинальных зон, осложненных региональными разломами. Начинаются эффузивные циклы со времени формирования (начала погружения) геосинклинали, а затем обуславливаются (поддерживаются) последующими тектоническими движениями (колебательными, вертикальными) соответствующего времени. В общем начальный вулканизм обусловлен подъемом основных и ультраосновных магм из мантии, вследствие установления режима максимального растяжения. Вариации в составе магм в этот период обусловлены уровнем заложения очага в мантии и зависят от состава и специфики процессов, происходящих в ней (Соболев и др., 1967; Субботин и др., 1968).

Начальный магматизм характеризуется мощными подводными вулканическими излияниями по трещинам; эксплозии нередко предшествуют и сопровождают излияния лав. В четвертичное время путями для поднятия магмы служили тектонические нарушения, возникшие при сводообразных поднятиях центральных частей—отдельных регионов.

Проявления глубинного вулканизма всегда совпадают по времени с орогеническими фазами следуя за ними. В результате орогенической фазы, в стадию общих восходящих движений геосинклинальной зоны область магматического питания перемещается в кору. В этот период глубокие слои земной коры находятся в пластическом состоянии, что затрудняет возникновение трещин и разломов и возможность выхода мантийных магм к поверхности, а также исключает ювенильный характер кислых магм, как дифференциатов основных. Внедрение интрузий было обусловлено разломами, осложнявшими складчатость.

Оба цикла стартуют ультраосновными и основными породами и заканчиваются кислыми разностями. Ввиду того, что между концом эффузивного и началом интрузивного циклов промежуток времени является относительно коротким, то в случае общей магмы последняя не успела бы отдифференцироваться. Поэтому надо полагать, что магмы обоих циклов независимы.

Магма эффузивных циклов, видимо, связана с сильными движениями на глубине, магма интрузивных циклов возможно возникает в верхах мантии — в областях потенциального плавления в результате местных понижений давления.

Для различения и корреляции этих магм желательны специфические исследования с помощью ультрамикроскопических аксессуаров.

Проявления щелочного вулканизма приурочены к относительно жестким участкам земной коры (срединным массивам и приподнятым блокам платформы); тяготеют к границам гравитационных максимумов.

6. Антиклинорий Малого Кавказа погружается к юго-востоку и отчетливо замыкается по левобережью р. Аракс. Продолжением его далее к юго-востоку, кулисообразно смещенным, является Талыш, переходящий затем в цепи Эльбурса.

7. Выделенные на Малом Кавказе четыре тектонические зоны, обладающие каждая своими специфическими чертами тектоники, входят в северную часть Средиземноморского орогена и движение масс в них происходило с юга на север; они группируются попарно в два тектонических комплекса, разделенных крупным Муровдапским (Севанским) надвигом (поддвигом).

8. На территории Турции Аджаро-Триалетская и Сомхетско-Ганджинская зоны Малого Кавказа отвечают так называемым Понтидам, Армянская зона — Анатолидам, а Нахичеванская зона — Тавридам. Упомянутый надвиг Малого Кавказа отвечает «пафлагонскому рубцу» Новака (1932), разделяющему Понтиды от Анатолид и являющемуся в Турции также северной границей развития верхнеэоценовых интрузий гипербазитов.

9. Аджаро-Триалетская зона, погружаясь в районе Батума, отчетливо продолжается по геофизическим данным в подводной полосе южной части Черного моря, отвечая в пределах Болгарии — Сакар-Странджинской зоне. Сомхетско-Ганджинская зона отчетливо сопоставима с Родопской зоной Болгарии.

10. Севанский надвиг (с офиолитовой подзоной Армении) — Пафлаганский рубец Анатолии, отвечает Вардарской зоне Югославии.

11. Анатолиды и Тавриды Анатолии отвечают Динаридам — Элленидам Югославии.

12. Среднегорская зона Болгарии сопоставима с Рионо-Куриной зоной Малого Кавказа.

Структура Балканской зоны Болгарии к востоку погружается и отчетливо замыкается; дальше на восток вообще не продолжается и складчатость временно замирает.

13. Мизийская плита Болгарии и Румынии отчетливо смыкается к северо-востоку с погруженной частью скифской платформы.

14. Северо-западная часть акватории Черного моря представляет, по геофизическим данным, весьма сложную структуру «разбитой тарелки», здесь происходит смыкание различных разновозрастных структур: Горного Крыма, Каркинитской и Одесской впадин, Преддобруджинского прогиба и др.

На примере Кавказа и Карпато-Балкан отчетливо видно, как к концу альпийского цикла ряд зон, прежде входивших в состав подвижных поясов, консолидируются и переходят в платформенную стадию развития.

15. Геофизические исследования оконтурировали границу базальтового и гранитного слоя в Черном море, установив, что она ближе к океаническому типу, но имеет значительно большую мощность осадочной толщи. Вдоль контура гранитного и базальтового слоя проходит, видимо, зона глубинных разломов; в этом отношении показательны подводные структуры Аджаро-Триалетии (северных Понтид) — резко обрывающиеся вдоль южного края базальтового слоя.

16. Формирование современной «ванны» Черного моря начинается с нижнего плиоцена.

ЛИТЕРАТУРА

Абакелиа М. С. Проблема выклинивания гранитного слоя в Закавказье. В сб. «Глубинное строение Кавказа», Изд. «Наука», М., 1966.

Агалин Г. П. К вопросу о возрасте кристаллических пород Главного Кавказского хребта. Изв. АН Армянской ССР, Науки о Земле, 6, 1969.

Аванесян Г. М. Геологическое развитие Молдавской депрессии. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1954.

Ажгирей Г. Д. Глубинные разломы в Карпатско-Кавказском подвижном поясе. Карпато-Балк. геол. ассоц. VII конгресс. Доклады, ч. I, София, 1965.

Алексеенко И. И. Шовные зоны Предкарпатья и их значение в формировании осадков неогена. Карпато-Балк. геол. ассоц. VII конгресс. Доклады, ч. I, София, 1965.

Апродов В. А. О платформах и геосинклиналях. Жизнь Земли. Сборник музея землеведения МГУ, № 2, 1964.

Аракелянц М. М., Борсук А. М., Шанин Л. Л. Новейшая гранитоидная вулканоплутоническая формация Большого Кавказа по данным калий-аргонового датирования. Доклады АН СССР, т. 182, № 5, 1968.

Артемьев М. Е. Изостатические аномалии силы тяжести и некоторые вопросы их геологического истолкования. АН СССР, Ин-т физики Земли, Изд. «Наука», М., 1966.

Архангельский А. Д. Краткий очерк геологической истории Черного моря. Путеводитель экскурсий Второй четвертично-геологической конференции, 1932.

Архангельский А. Д. и Страхов Н. М. Геологическое строение и история развития Черного моря. Изд. АН СССР, М., 1938.

Афанасьев Г. Д. О петрографической интерпретации геофизических данных о строении земной коры. Изв. АН СССР, сер. геол., № 7, 1960.

Афанасьев Г. Д. Строение земной коры и некоторые проблемы петрографии. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1961.

Балавадзе Б. К. Геофизическое исследование строения земной коры бассейна Черного моря. В сб. «Глубинное строение Кавказа», Изд. «Наука», М., 1966.

Бальян С. П. Структурная геоморфология Армянского нагорья и окружающих областей. Изд. Ерев. Университета. Ереван, 1969.

Белов А. А. Тектоническое развитие среднего сектора Альпийской геосинклинальной области в палеозое (Кавказ и сопредельные страны). Карпато-Балк. геолог. ассоц., VII конгресс. Доклады, ч. I, София, 1965.

Белостоцкий И. И. Тектонические покровы в бассейне р. Девола в Динаридах. «Геотектоника», № 6, 1967.

Белостоцкий И. И., Колбанцев Г. В. К проблеме офиолитов в Динаридах. Изв. АН СССР, сер. геол., № 9, 1969.

Белостоцкий И. И. О тектонических покровах и гравитационных структурах западной части центральных Динарид. Бюлл. Моск. о-ва исп. природы, отд. геол., т. XXXIX(1), 1964.

Белостоцкий И. И. Тектонические покровы Динарид. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1965.

Белоусов В. В. О геологическом строении и развитии океанических впадин. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1955.

Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. Изд. «Наука», М., 1966.

Белоусов В. В. О происхождении океанов. Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., № 5, 1967.

Богданов А. А., Муратов М. В., Хаин В. Е. Краткий обзор тектоники и истории развития Западных Карпат. Изв. высших учебных заведений. Геол. и разв., № 1, 1958.

Богданов А. А. Коллоквиум по тектонике альпийской складчатой области в Иране и Турции. «Геотектоника», № 6, 1968.

Бондарчук В. Г. Тектоника Карпат. Матер. I съезда Карпато-Балк. геол. ассоц., АН Укр. ССР, Киев, 1962.

Бончев Е. К., Гочев П. М., Карагюлева Ю., Цанков Ц. В. Роль глубинного разломления при формировании фацциальных типов осадочных пород и структурных этажей. Карпато-Балк. геол. ассоц. VII конгресс. Доклады, ч. I, София, 1965.

Боянов Ив. Характер и этапы развития Марицкого глубинного разлома. Карпато-Балк. геол. ассоц. VII конгресс. Доклады, ч. I, София, 1965.

Бубнов С. Н. Основные проблемы геологии. Изд. МГУ, 1960.

Бураковский В. Е., Гуревич Б. Л., Дядюра В. А. Плотностная характеристика осадочных пород центральной части Причерноморской впадины. АН Укр. ССР, Геофиз. сб., вып. 1(12), «Наукова Думка», Киев, 1965.

Бурштар М. С., Толмачевский А. А. Новые данные о глубинном строении Араратской котловины в Армянской ССР. ДАН СССР, т. 165, № 5, 1965.

Бутакова Е. Л. О генезисе щелочных формаций складчатых областей. АН СССР, Сибирское отделение. Проблемы петрологии и генетической минералогии. Т. 1. Изд. «Наука», М., 1969.

Вялов О. С., Буров В. С., Муравецкий В. Н. Некоторые черты строения Закарпатского прогиба. Матер. VI съезда Карпато-Балк. геол. ассоц. Киев, 1965.

Варданянц Л. А. К истории Черного моря. Изв. Гос. Геогр. общ., 65, вып. 4, 1933.

Варданянц Л. А. К истории земной коры. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. 20, № 1—2, 1967.

Виноградов А. П. Химическая эволюция Земли. АН СССР, 1959.

Виноградов А. П. О происхождении вещества земной коры. Геохимия, № 1, 1961.

Виноградов А. П. Происхождение оболочек Земли. «Вести. АН СССР», № 9, 1962.

Вычев В., Радев Г. Закономерности развития трещиноватости мезозойских отложений Предбалканья. Болгарская академия наук, София. Изв. на Геол. и-т, серия нефтена и въглищна геология, кн. XIX, 1970.

Габриелян А. А. Положение Армении в тектонической структуре Кавказско-Анатолийско-Иранского сегмента альпийской складчатой области. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XXIII, № 3, 1970.

Гамкрелидзе П. Д. Основные черты тектонического строения Кавказа, «Геотектоника», № 3, 1966.

Гансер А. Новые данные о геологии Центрального Ирана. Тр. IV межд. нефт. конгресса. Т. 1. Геология нефтяных и газовых месторождений, 1956.

Гансер А. Геологическая и тектоническая история Гималаев. «Сов. геология», № 10, 1965.

Гансер А. Геология Гималаев. Изд. «Мир», М., 1967.

Гаркаленко И. А., Краснощек А. Я. О восточном продолжении Добруджи, АН Укр. ССР, Геофиз. сб., вып. 1 (12), «Наукова Думка», Киев, 1965.

Гаркаленко И. А., Никифорок Б. С., Михайлов В. М., Чекунов А. В. Глубинное строение и основные особенности развития северо-западного сектора Черного моря и прилегающих районов. Советская геология, № 8, 1969.

Гаркаленко И. А., Гладченко Л. Г., Анферова К. И., Третьяк А. Н. Определение возраста пород о-ва Змеиного в северо-западной части Черного моря (по данным палеомагнитных исследований). АН Укр. ССР, Геофиз. сб., вып. 33. Изд. «Наукова думка», Киев, 1970.

«Геология СССР». Т. IX. Северный Кавказ. Часть I. Геологическое описание. Изд. «Недра», М., 1968.

«Геология СССР». Т. X. Грузинская ССР. Часть I. Геологическое описание. Изд. «Недра». М., 1964.

«Геофизические исследования и тектоника юга европейской части СССР». АН Укр. ССР, Институт геофизики. Изд. «Наукова думка», Киев, 1969. Сборник статей: А. В. Чекунова, В. И. Славина, И. А. Гаркаленко, В. Б. Соллогуба и М. Р. Пустильникова.

Геофизические исследования и тектоника юга Европейской части СССР. АН Укр. ССР, ин-т геофизики. «Наукова думка». Киев, 1969.

Геологическая карта Армянской ССР. Масштаб 1:600000, Л., 1971.

Геологическая карта Турции. Масштаб 1:500 000, Анкара, 1961.

Гилл Дж. Э. Происхождение континентов. Геотектоника, № 6, 1965.

Головинский В. И. и др. Основные черты тектоники верхнемезозойских и палеогеновых отложений северо-западной части Черного моря. Геология побережья и дна Черного и Азовского морей в пределах УССР, вып. 2, 1968.

Гончаров В. П., Непрочнова А. Ф., Непрочнов Ю. П. Геоморфология

и глубинное строение Черноморской впадины. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 7, 1964.

Гончаров В. П., Непрочнова А. Ф., Непрочнов Ю. П. Геоморфология дна и глубинное строение Черноморской впадины. В сб. «Глубинное строение Кавказа», Изд. «Наука», М., 1966.

Греков И. И., Михеев Г. А., Потапенко Ю. Я. Корреляционные схемы магматических и метаморфических комплексов Северного Кавказа. Матер. Первого регион. петрогр. совещания по Кавказу, Крыму и Карпатам (11—16 мая 1966 г., Тбилиси). Изд. ЦК КП Грузии, Тбилиси, 1969.

Григорьянц Б. В. Тектонические соотношения складчатых зон Большого Кавказа и Апшеронской области. АН Аз. ССР, Ин-т геологии. Баку, 1962.

Грин Д. Х., Рингвуд А. Э. и др. Петрология верхней мантии. Изд. «Мир», М., 1968.

Гутенберг Б. Физика земных недр. Изд. ИЛ, М., 1963.

Данилович Л. Г. О природе магматических очагов и особенностях петрогенезиса в альпийский тектоно-магматический цикл развития Карпат. Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae, Tomus 13, 1969.

Джавахишвили Ш. И. Кристаллические сланцы южного склона Большого Кавказа. АН Груз. ССР, Геолог. ин-т, Труды, новая серия, вып. 23. Тбилиси, 1970.

Деменицкая Р. М. Основные черты строения земной коры Земли по геофизическим данным. Л., Гостоптехиздат, 1961.

Дикенштейн Г. Х. Основные черты тектоники западных районов Средней Азии и дна Каспийского моря. В кн.: Доклады советских геологов (Межд. геол. конгр., 22-я сессия), Проблема 4-ая. М., 1964.

Дикси Ф. Великие африканские разломы. Под редакцией и с предисловием Ю. М. Шейнманна. ИЛ., М., 1959.

Димитриевич М. Д. и Чирич Б. Тектоническое строение Сербско-Македонского массива (Доклад югосл. ученого на Междунар. коллоквиуме по тектонике Альпийской зоны, сент.—окт. 1965), Геотектоника, № 5, 1966.

Димитров С. О развитии магматизма и размещении связанных с ним рудных месторождений Болгарии. Сб. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых», Госгеолтехиздат, 1960.

Дзоценидзе Г. С. и Твалчрелидзе Г. А. О некоторых общих особенностях вулканизма и металлогении Болгарии и Грузии. Карпато-Балканская геол. ассоц. VII конгресс. Доклады, часть III, София, 1965.

Дзоценидзе Г. С. О некоторых общих особенностях мезокайнозойского магматизма Кавказа, Крыма, Балкан и Карпат. Тезисы докладов Выездной сессии АН СССР на Кавказе. Изд. «Наука», 1966.

Друмя А. В. К вопросу о границе и времени формирования западной части причерноморской впадины. ДАН СССР, т. 145, № 6, 1962.

Друмя А. В., Иванчук П. К. О геологическом строении острова Змеиного (Черное море). Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., т. XXXVII(1), 1962.

Захаров С. А. Гипотеза зонного тектогенеза (на примере области Па-

мирского скучивания). Изв. Отд. физ.-мат. и геол.-хим. наук АН Тадж. ССР, № 2, 1967.

Жданов В. В. Черты магматизма глубинных разломов подвижных поясов. В кн.: «Глубинные разломы». Изд. «Недра», М., 1964.

Журавлев В. С. Положение Карпат на юго-западном ограничении Русской платформы. Карпато-Балк. геол. ассоц. VII конгресс. Доклады, ч. 1, София, 1965.

Заварицкий А. Н. Одна из важнейших задач науки о Земле. Вестник АН СССР, № 6, 1952.

Зоненшайн Л. П., Поникаров В. П., Уфлянд А. К. О структурах, пограничных между платформами и геосинклинальными областями. Геотектоника, № 5, 1966.

Иванов Ж., Карагюлева Ю., Цанков Ц. В. Типы и формирование складчатых структур в зависимости от блокового строения Балканид. Карпато-Балк. геол. ассоц. VII конгресс. Доклады, ч. 1, София, 1965.

Иванчук П. К., Эдельштейн А. Я. Геологическое строение Преддобруджинского (юрского) прогиба. Матер. V съезда Карпато-Балк. геол. ассоц. АН Укр. ССР, Киев, 1962.

Исмаилов К. А., Гасанов Н. С. Современная структура Южно-Каспийской впадины и ее связь с глубинной тектоникой. В кн. «Геофиз. разведка на Каспийском море». Л., «Недра», 1966.

Иовчев Йовчо См. Основы геологии и полезные ископаемые территории НР Болгарии. Труды IV конгресса Карпато-Балк. ассоц., София, 1965.

Капитанова С. А. Строение земной коры Горного Крыма по дисперсии фазовой скорости волн Релея. АН Укр. ССР, Геофизический сборник, вып. 33, Киев, 1970.

Карамата С. Ультраосновные (ультрамафические) интрузии Динарид. Зап. Всес. минералог. об-ва, вып. ХСVII, № 1, Л., 1938.

Кетин И. Орогеническая эволюция территории Турции. В кн. «Тектоника альпийской области». Сб. статей, изд. «Мир», М., 1965.

Кетин И. Тектонические структуры Анатолии. Геотектоника, № 3, 1966.

Китык В. И. Новые данные о соляной тектонике Советского Закарпатья. Карпато-Балк. геолог. ассоц. VII конгресс. Доклады, ч. I, София, 1965.

Ковалевский С. А. Возраст Гибралтарского пролива и Монастерской террасы (Средиземное море). Изв. Госуд. геогр. об-ва, № 7, 1939.

Ковалевский С. А. Кюр-Санга и уровень «сарайской трансгрессии» Каспия. Азерб. нефтяной институт. Труды по вопросам нефтяной геологии, Баку, 1939.

Ковалевский С. А. Геологический очерк линеамента 38-го меридиана в районе Черного моря. ДАН СССР, т. 130, № 6, 1960.

Ковалевский С. А. Геология побережья и дна Черного моря в районе Крымского полуострова. Геология побережья и дна Черного и Азовского морей в пределах УССР, вып. 2, 1968.

Ковалевский С. А. Крым и Черноморский срединный массив. ДАН СССР, т. 149, № 5, 1968.

Когошвили Л. В. Живая тектоника Грузии и ее воздействие на рельеф (опыт структурно-геоморфологических исследований). АН Груз. ССР, Ин-т географии им. Вахушти. Тбилиси, 1970.

Корешков И. В. Области сводового поднятия и особенности их развития. Госгеолтехиздат, М., 1960.

Корнеева В. Г. История геологического развития Предкарпатского прогиба в свете новых данных. Матер. VI съезда Карпато-Балканской геол. ассоц., Киев, 1965.

Косминская И. П. Современные сейсмические данные об океанической и континентальной земной коре. Бюлл. Моск. о-ва испыт. прир. отд. геол., № 5, 1967.

Костюк В. П., Родионов С. П., Ткачук Л. Г. Вулканизм Восточных Украинских Карпат и его особенности. Матер. V съезда Карпато-Балканской геол. ассоц., АН Укр. ССР, Киев, 1962.

Кочурова Р. Н. Магматизм северо-западной части Горного Крыма. Изд. Ленингр. ун-та, 1968.

Краус Э. Орогены Восточной Анатолии и величина их смещения. В кн. «Тектоника альпийской области». Сб. статей, изд. «Мир», М., 1965.

Кропоткин П. Н. Соотношение поверхностной и глубинной структур и общая характеристика движений земной коры. Сб. «Строение и развитие земной коры». М., изд. «Наука», 1964.

Круглов С. С. О природе мелких дислокаций в некоторых юрских утесах Восточных Карпат. ДАН СССР, т. 135, № 5, 1960.

Круглов С. С. О нижнем пределе возраста Раховской свиты флиша Восточных Карпат. ДАН СССР, т. 140, № 4, 1961.

Круглов С. С. и Смирнов С. Е. Сравнительная характеристика геологического строения Мармарошской и Пенинских утесовых зон Советских Карпат. Карпато-Балканская геол. ассоц. VIII конгресс. Доклады, Геотектоника, Белград, 1967.

Кудрин Л. Н. Стратиграфия и фашии верхнеэоценовых и неогеновых отложений юго-западной окраины Русской платформы (Волыно-Подольская плита). Матер. VI съезда Карпато-Балк. геол. ассоц., Киев, 1965.

Кульчицкий Я. О. Некоторые проблемные вопросы геологического строения Восточных Карпат. Матер. VI съезда Карпато-Балк. геол. ассоц., Киев, 1965.

Кутас Р. И., Гордиенко В. В. Тепловое поле и глубинное строение Восточных Карпат. АН Укр. ССР, Геофиз. сб., вып. 4 «Наукова Думка», Киев, 1970.

Ладыженский Н. Р. Новые данные по вопросу тектонического районирования Карпат. Матер. VI съезда Карпато-Балк. геол. ассоц. Киев, 1965.

Лазько Е. М. и Резвой Д. П. Глубинные разломы, тектоническое районирование и изучение глубинных процессов земной коры. Карпато-Балк. геол. ассоц. VII конгресс. Доклады, ч. 1. София, 1965.

Лапкин И. Ю., Томашунас Э. В. К тектонике юга европейской части СССР. Геотектоника, № 5, 1966.

Лачинян М. Л. О «кварцевых порфирах» Алавердского района Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР. Науки о Земле, № 1, 1970.

- Лебедев А. П., Малхасян Э. Г. Юрский вулканизм Армении. М., изд. «Наука», 1965.
- Лебедев Т. С., Болюбах К. А. Строение земной коры Горного Крыма и впадины Черного моря по данным гравиметрических исследований. В сб. «Глубинное строение Кавказа», изд. «Наука», М., 1966.
- Лебедев Т. С., Савенко Б. Я., Корниец Д. В. Влияние высокого гидростатического давления на магнитные свойства изверженных горных пород. АН Укр. ССР, Геофиз. сб., вып. 24, 1968.
- Лебединский В. И., Макаров Н. М. Вулканизм горного Крыма. Изд. АН УССР. Киев, 1962.
- Личков Б. Л. Геосинклинали и великие наземные аллювиальные равнины. Изв. Академии наук СССР, 1932.
- Личков Б. Л. К последним страницам геологической истории Черного моря. Проблемы Советской Геологии, т. 1, № 2, 1933.
- Ломизе М. Г. Сравнительная характеристика начального (инициального) вулканизма восточных Карпат и Большого Кавказа. Докл. Карпато-Балк. геол. ассоц., VII конгресс, ч. III. Изд. Болгарской АН, София, 1965.
- Ломизе М. Г. Мезозойский вулканизм Советских Карпат. Бюлл. МОИП, отдел геол., № 5, 1966.
- Лычагин Г. А. Геологическое строение и история развития равнинной части Крыма. Труды Всес. научн.-исслед. геолого-развед. нефт. ин-та, вып. 12, 1958.
- Львов Е. В. Анализ тектонического строения Тарханкутского полуострова Крыма как части Карпато-Крымско-Кавказского горного сооружения. Карпато-Балк. геол. ассоц., VII конгресс. Доклады, ч. I, София, 1965.
- Магел М. Основные черты строения Западных Карпат. Геотектоника, № 5, 1966.
- Малеев Е. Ф. Неогеновый вулканизм Закарпатья. Изд. «Наука», М., 1964.
- Маловицкий Я. П., Ласкина В. В., Назаренко О. В. Схема рельефа фундамента Азовского моря. Новости нефт. и газовой техники. Геология, № 12, 1962.
- Маловицкий Я. П. и др. Строение земной коры в западной части Черного моря. ДАН СССР, т. 186, № 4, 1969.
- Маловицкий Я. П. Об основных субмеридиональных дислокациях юга европейской части СССР. Геотектоника, № 3, 1970.
- Масайтис В. Л. и Старицкий Ю. Г. Структуры «дива» Восточной Азии. Сб. «Строение и развитие земной коры». АН СССР, М., 1964.
- Мерлич Б. В. Связь верхнеогенового магматизма и рудогенеза Закарпатья с глубинными разломами. Карпато-Балк. геол. ассоц., VII конгресс. Доклады, ч. I. София, 1965.
- Милановский Е. Е. Происхождение Черноморской впадины и проблема взаимоотношений Карпато-Балканской и Крымско-Кавказской систем. Карпато-Балк. геол. ассоц. VII конгресс. Доклады, ч. I, София, 1965.

Милановский Е. Е. Орогенный вулканизм и тектоника Кавказа. Геотектоника, № 3, 1966.

Милановский Е. Е. Новейшая тектоника Кавказа. Изд. «Недра», М., 1968.

Милановский Е. Е., Тимофеева З. В. Опыт сопоставления структурного положения, магматизма и истории развития краевых массивов (на примере Предбалканской и Лабино-Малкинской зоны). Карпато-Балк. геол. ассоц. VII конгресс. Доклады, ч. 1, София, 1965.

Милановский Е. Е., Короновский Н. В. Опыт сопоставления новейшего вулканизма Карпат и Кавказа в связи с тектонической структурой и развитием этих областей. Матер. VI съезда Карпато-Балк. геол. ассоц. Киев, 1965.

Миндели П. Ш., Непрочнов Ю. П., Помарац Е. И. Определение области отсутствия гранитного слоя в Черноморской впадине по данным ГСЗ и сейсмологии. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1965.

Михайлова Н. П., Глевасская А. М. Палеомагнитные данные по неогеновым интрузивам Закарпатья. АН Укр. ССР, Геофиз. сб., вып. 4, «Наукова Думка», Киев, 1970.

Морозова Р. Н. и Шебалин Н. В. О землетрясениях Крыма 1800—1967 гг. АН Укр. ССР, Геофиз. сб., вып. 26, Киев, 1968.

Муратов М. В. Основные структурные элементы альпийской геосинклинальной области юга СССР и некоторых сопредельных стран. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1946.

Муратов М. В. Четвертичная история Черноморского бассейна и сравнение с историей Средиземного моря. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, т. 65, отд. геол., т. 35, вып. 5, М., 1960.

Муратов М. В. Краткий очерк геологического строения Крымского полуострова. Госгеолтехиздат, М., 1960.

Муратов М. В., Микунов М. Ф., Чернова Е. С. Основные этапы тектонического развития восточно-европейской платформы. Изв. высш. учеб. завед., Геология и разведка, № 11, 1962.

Муратов М. В. Основные этапы тектонического развития Карпато-Балкано-Кавказской складчатой области. Матер. V съезда Карпато-Балк. геол. ассоц. АН Укр. ССР, Киев, 1962.

Муратов М. В. История тектонического развития Альпийской складчатой области Юго-Восточной Европы и Малой Азии. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1962.

Муратов М. В. Тектоника и история развития альпийской геосинклинальной области юга европейской части СССР и сопредельных стран. Тектоника СССР, т. II, М., 1949.

+ **Муратов М. В.** Основные черты строения и истории развития альпийской складчатой области. В кн. «Тектоника Европы», «Наука и недра», М., 1964.

+ **Муратов М. В.** Складчатые геосинклинальные пояса Европы. Геотектоника, № 6, 1965.

+ **Муратов М. В. и Непрочнов Ю. П.** Строение дна Черноморской котло-

вины и ее происхождение. Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., № 5, 1967.

Муратов М. В. и Хаин В. Е. Геосинклинальные пояса, орогенные пояса, складчатые пояса и их соотношение во времени и пространстве. В кн. «Доклады сов. геологов (Международ. геол. конгресс, 23 сессия)». Проблема 3, М., 1968.

Муратов М. В. Строение складчатого основания Средиземноморского пояса Европы и Западной Азии и главнейшие этапы развития этого пояса. Геотектоника, № 2, 1969.

Наливкин Д. В. Зона центральных поднятий средиземноморского орогена. Изв. Всес. геол.-разв. объедин., т. 1, вып. 82, 1932.

Непрочнов Ю. П., Гончаров В. П. и Непрочнова А. Ф. Сейсмические данные о строении земной коры в центральной части Черного моря. ДАН СССР, т. 129, № 2, 1959.

Непрочнов Ю. П. Глубинное строение земной коры под Черным морем к юго-западу от Крыма по сейсмическим данным. ДАН СССР, т. 126, № 5, 1959.

Непрочнов Ю. П. Глубинное строение земной коры под Черным морем по сейсмическим данным. Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., т. 35, вып. 4, 1960.

Непрочнов Ю. П. и Михно М. Ф. Данные о строении осадочной толщи глубоководной впадины Черного моря в районе гор. Сочи. ДАН СССР, т. 137, № 5, 1961.

Непрочнов Ю. П. Результаты глубинного сейсмического зондирования на Черном море. В кн. «Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР». Сб. докладов, Гостоптехиздат, Л., 1962.

Непрочнов Ю. П. и др. Новые данные о строении земной коры Черноморской впадины к югу от Крыма. ДАН СССР, т. 156, № 3, 1964.

Николаев В. А. О некоторых чертах строения и развития подвижных поясов земной коры. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1953.

Обуэн Ж. Геосинклинали (проблемы происхождения и развития). Изд. «Мир», М., 1967.

Осипова И. Б. Сейсмогеологические условия Араратской котловины и сейсморазведочное районирование. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XXIII, № 2, 1970.

Очерки структурной геологии сложно дислоцированных толщ. Под редакцией В. В. Белоусова и И. В. Кирлловой. Изд. «Недра». М., 1970.

Памич Я., Карамата С. О работе И. И. Белостоцкого и Г. В. Колбанцева «К проблеме офиолитов Динарид». Известия АН СССР, сер. геол., № 4, 1971.

Паффенгольц К. Н. К стратиграфии и тектонике третичных отложений Восточной Анатолии и Северо-западного Ирана. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1952.

Пейве А. В. Тектоника и магматизм. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1961.

Пейве А. В. Разломы и тектонические движения. Геотектоника, № 5, 1967.

Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого. Геотектоника, № 4, 1969.

Петрушевский Б. А. О принципе унаследованности развития, вертикальных движениях и проблеме крупных горизонтальных перемещений. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., т. XXXIX(1), 1964.

Петрушевский Б. А. К проблеме Тихоокеанского подвижного кольца. Советская геология, № 3, 1964.

Петрушевский Б. А. О некоторых особенностях сейсмогеологии Болгарии. Карпато-Балк. геол. ассоц. VII конгресс. Доклады, ч. 1, София, 1965.

Половинкина Ю. И. Ультраметаморфизм и его роль в истории развития земной коры. Зап. Всес. минералог. об-ва, ч. XCIX, вып. 5, 1970.

Поникаров В. П., Казьмин В. Г. и др. О характере сочленения Аравийской платформы с Альпийской геосинклинальной областью. Советская геология, № 2, 1967.

Потапенко Ю. Я. О додевонских формациях и этапах развития Северного Приэльбрусья. ДАН СССР, т. 187, № 1, 1969.

Потапенко Ю. Я. и Сомин М. Л. О соотношении Лабинской и Макерской серий Главного Кавказского хребта. ДАН СССР, т. 189, № 4, 1969. «Проблемы связи тектоники и магматизма». Ред. М. В. Муратов, М., 1969.

Пути познания Земли. АН СССР, Научный совет по философским вопросам естествознания. Институт философии. Изд. «Наука». М., 1971.

Пушаровский Ю. М. Краевые прогибы, их тектоническое строение и развитие. Изд. АН СССР, М., 1959.

Пушаровский Ю. М. Особенности тектонического строения и развития краевых прогибов. В кн. «Структура земной коры и деформации горных пород», М., 1960.

Пушаровский Ю. М. Зоны затухания геосинклинальных систем или областей. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 36, вып. 6, 1961.

Рихтер В. Г. Поперечные складчатые системы в геосинклинальных областях. В кн. «Складчатые области Евразии», «Наука», М., 1964.

Рубинштейн М. М. Орогенические фазы и периодичность складкообразования в свете данных абсолютной геохронологии. Геотектоника, № 2, 1967.

Семененко Н. П., Ткачук Л. Г., Клушин В. И. Галицийская складчатая область рифеид и каледонид и их предгорный прогиб. Матер. VI съезда Карпато-Балк. геол. ассоц., Киев, 1965.

Семененко Н. П., Ткачук Л. Г., Данилович Ю. Р. Объяснительная записка к карте метаморфитов Восточных Украинских Карпат. Карпато-Балк. геол. ассоц., IX конгресс, т. 1, Будапешт, 1969.

Симоненко Т. Н. Проявление зон разломов земной коры в магнитном поле. АН Укр. ССР, Геофиз. сб., вып. 26, Киев, 1968.

Скляр А. П. Новое в стратиграфии Азовского кристаллического массива, нижнекаменноугольных отложений юго-западной окраины Донецкого бассейна. ДАН СССР, т. 78, 1951.

Славин В. И., Яранов Д. Срединные массивы европейской части альпийской геосинклинальной области. В кн. «Структура земной коры и деформации горных пород», XXI сессия Международ. геол. конгресса, 1960.

Славин В. И. и Хаин В. Е. Основные закономерности тектонического развития Карпато-Балканской и Крымско-Кавказской геосинклинальных областей. Матер. I съезда Карпато-Балк. геол. ассоц., АН Укр. ССР, Киев, 1962.

Славин В. И. О длительно развивающихся прогибах в Альпийской геосинклинальной области. Советская геология, № 6, 1964.

Славин В. И., Хаин В. Е. Роль тектонических разрывов в строении и развитии Восточных Карпат. Матер. VI съезда Карпато-Балк. геол. ассоц., Киев, 1965.

Собакарь Г. Т. Индикаторы неоднородностей верхней мантии Земли (на примере Украины). Геотектоника, № 3, 1970.

Соболев В. С., Костюк В. П., Бобривич А. П. и др. Петрография неогеновых вулканических и гипабиссальных пород Советских Карпат. Изд. АН УССР, 1955.

Соболев В. С., Добрецов Н. Л., Соболев Н. В., Хлестов В. В. Связь процессов магмообразования с метаморфизмом и глубинным строением земной коры и верхней мантии. В кн. «Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования». «Наука», Л., 1967.

Соллогуб В. Б., Чекунов А. В., Павленкова Н. И., Калюжная Л. Т. Некоторые особенности волновой картины в зонах разломов земной коры на территории Укр. ССР. АН Укр. ССР. Геофиз. сб., вып. 1(12), «Наукова Думка», Киев, 1965.

Соллогуб В. Б., Чекунов А. В., Павленкова Н. И. Строение земной коры юга Украины по данным глубинных сейсмических исследований. В сб. «Глубинное строение Кавказа», «Наука», М., 1966.

Спасов Хр. Янев Сл. Возраст и тектоническое строение палеозойского фундамента Мизийской плиты. Карпато-Балк. геол. ассоц. VII конгресс. Доклады, т. 1, София, 1965.

Степанов Д. Л. Стратиграфия палеозойских отложений Ирана. Бюл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., № 1, 1969.

Субботин С. И., Соллогуб В. Б. Некоторые особенности тектоники Советских Карпат и прилегающих районов. Матер. V съезда Карпато-Балк. геолог. ассоц., АН Укр. ССР, Киев, 1962.

Субботин С. И. О причинах тектонических движений и магматизме. Геофиз. сб. Ин-т геофиз. АН Укр. ССР, вып. 2(4), 1962.

Субботин С. И., Наумчик Г. Л., Рахимова И. Ш. Процессы в верхней мантии Земли и связь с ними строения земной коры. Киев, «Наукова думка», 1964.

Субботин С. И., Наумчик Г. Л. и Рахимова И. Ш. Структура земной коры и мантии. Процессы в верхней мантии. Влияние процессов верхней мантии на структуры земной коры. Тектонофизика, 2, 1965.

Субботин С. И. Строение земной коры впадины Черного моря, причи-

ны и схема ее формирования. Геофиз. сб., АН Укр. ССР, вып. 1 (12), «Наукова Думка», Киев, 1965.

Субботин С. И. Причины, схема формирования и структура земной коры Черноморской впадины. Доклады. Карп.-Балк. геол. ассоц. VII конгресс, ч. 6, София, 1965.

Субботин С. И., Наумчик Г. Л., Рахимова И. Ш. Мантия Земли и тектогенез. АН Укр. ССР, Инст. геофизики, Изд. «Наукова Думка», Киев, 1968.

Субботин С. И. и др. Рельеф поверхности Мохоровичича Карпато-Балканского региона и смежных территорий. Сов. геология, № 2, 1968.

Субботин С. И., Кумас Р. И., Собакарь Г. Т. Глубинные процессы в коре и мантии Земли и их роль в развитии земной коры. Геофизич. сборник, АН Укр. ССР, вып. 38, 1970.

Тамразян Г. П. К вопросу о строении Земли. Изв. АН Туркм. ССР, №1, 1959.

Твалтвадзе Г. К. Строение земной коры на Кавказе по геофизическим данным. Сб. «Глубинное строение Кавказа», изд. «Наука», М., 1966.

«Тектоника Альпийской области». Сб. статей. Пер. с англ., нем и итал. Г. И. Денисовой и Н. А. Титовой. Под ред. и с предисл. М. В. Муратова. М., «Мир», 1965.

«Тектоника Евразии». Объяснительная записка к тектонической карте Евразии (м-б 1:5 000 000). Главн. ред. А. Л. Яншин. М., «Наука», 1966.

«Тектоника Европы». Объяснительная записка к Международной тектонической карте Европы (м-б 1:2500000). Под ред. А. А. Богданова и др. «Наука»—«Недра», М., 1964.

«Тектоника, магматизм и закономерности размещения рудных месторождений (Материалы совещания 1—7 февр. 1963 г. по проблемам тектоники в Москве). Отв. ред. Н. А. Беляевский и др., «Наука», М., 1964.

«Тектоническая карта СССР» (м-б 1:2 500 000). ВСЕГЕИ. Гл. ред. Т. Н. Спичарский, М., 1964.

«Тектонические движения и новейшие структуры земной коры». Материалы совещания по проблемам геотектоники. Ред. Н. И. Николаев. «Недра», М., 1967.

«Тектонические карты континентов». XXII сессия Междунар. геол. конгресса. Доклады. Отв. ред. А. А. Богданов, «Наука», М., 1967.

«Тектоническое строение Азербайджана и Каспийской впадины». Баку, 1968.

«Тектоническое развитие Чехословакии». Сб. статей и тектонич. карта (м-б 1:1 000 000). Перевод с англ. А. П. Рафальского. Под ред. и с предисл. В. Е. Хаина, ИЛ, М., 1963.

Тихомиров В. В. К вопросу о развитии земной коры и природе гранита. Изв. АН СССР, сер. геол., № 8, 1958.

Тихомиров В. В. К вопросу о развитии земной коры и о значении в этом процессе явления метасоматоза. В кн. «Гранито-гнейсы». Киев, 1960.

Тихомиров В. В. О связи процесса перестройки земной коры с верти-

кально направленными тектоническими движениями. ДАН СССР, т. 151, № 5, 1963.

Трюмпи Р. Тектоническое развитие Центральных и Западных Альп. Сб. «Тектоника Альпийской области». Изд. «Мир», М., 1965.

Тюшов Н. В. К вопросу о возможности продолжения палеозойских отложений в юго-восточной оконечности Кавказского хребта. Зап. Всерос. минералог. об-ва, ч. LXVI, № 3, 1937.

Утробин В. Н. Древний погребенный рельеф юго-западной окраины Русской платформы, внешней зоны Предкарпатского прогиба и его связь с тектоникой слагающих пород. Матер. VI съезда Карпато-Балк. геол. ассоц., Киев, 1965.

Федоров П. В. О новейших движениях земной коры в области Каспийской впадины. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол. т. XXVII (3), 1952.

Фюрон Р. Введение в геологию и гидрогеологию Турции. Перевод с фр. Под ред. М. В. Муратова. ИЛ, М., 1955.

Хаин В. Е. Сравнительный обзор Тектоники Кавказа, Карпат и Балкан. Бюлл. Моск. о-ва исп. природы, отд. геол., № 3, 1959.

Хаин В. Е., Афанасьев С. Л., Маслакова Н. И., Беэр М. А. Тектоническая зональность юго-западной части флишевой зоны Советских Карпат. Матер. VI съезда Карпато-Балк. геол. ассоц., Киев, 1965.

Хаин В. Е., Григорянц Б. В., Исаев Б. М. Западно-Каспийский разлом и некоторые закономерности проявления поперечных разломов в геосинклинальных складчатых областях. Бюлл. Москв. об-ва испыт. природы, отд., геол., т. 41, № 2, 1966.

Хайдутов Ив., Иванов Ж. Некоторые особенности магматизма и метаморфизма в зоне Балканского глубинного разлома. Карпато-Балк. геол. ассоц. VII конгресс. Доклады, ч. 1, София, 1965.

Харитонов О. М. Об опорном отражающем горизонте в Сивашской впадине. Геофизич. сборник АН Укр. ССР, № 37, 1970.

Циссарц А. Полезные ископаемые Югославии. Изд. ИЛ, М., 1958.

Чекунов А. В. Некоторые вопросы тектогенеза и эволюции земной коры. Геофиз. сб. АН Укр. ССР, вып. 26, Изд. «Наукова думка», 1968.

Чекунов А. В. Корреляционная зависимость между глубиной залегания фундамента и мощностью земной коры в разных районах земного шара. Геофиз. сб., № 36, 1970.

Чекунов А. В. Некоторые вопросы внутреннего строения земной коры. Геофиз. сб. АН Укр. ССР, вып. 4. «Наукова думка», Киев, 1970.

Чекунов А. В. Паннонско-Волынский поперечный прогиб в Восточных Карпатах. Геофиз. сб. АН Укр. ССР, вып. 37, 1970.

Чекунов А. В., Рябчун Л. И. Некоторые вопросы формирования Черноморской впадины и ее неотектонические особенности в неогене и антропогене. Геофизич. сборник АН УССР, № 39, Киев, 1971.

Черняк Н. И. История развития Причерноморской впадины в меловое и палеогеновое время. Карпато-Балк. геол. ассоц. VII конгресс. Доклады, ч. 1, София, 1965.

Чирич Б. М. Развитие Динарид в альпийском никле. Геотектоника, № 6, 1967.

Шатский Н. С. Геотектоническая закономерность распределения эндогенных рудных месторождений. Изв. высш. учебн. завед., Геология и разведка, № 11, 1960.

Щеглов А. Д. Металлогения срединных массивов. Изд. «Недра», 1971.

Шейнманн Ю. М. Некоторые черты эволюции магматизма складчатых поясов. В кн. Мат. ко II Всесоюзн. петрографич. совещанию, Ташкент, 1958.

Шейнманн Ю. М. Магма и геосинклиальный процесс. Типы земной коры и магмы. В сб. «Тектоника, магматизм и закономерности размещения рудных месторождений». Изд. «Наука», М., 1964.

Шейнманн Ю. М. Сравнение глубинных процессов в складчатой области и островной дуге (на примере Карпат и Курильских островов). Карпато-Балк. геол. ассоц. VII конгресс. Доклады, ч. 1, София, 1965.

Шейнманн Ю. М. Очерки глубинной геологии (О связи тектоники с возникновением магм). Изд. «Недра», М., 1968.

Штёклин Д. Ж. Тектоника Ирана. Геотектоника, № 1, 1966.

Штилле Г. Вариссийское складчатое основание Центральной Европы на общеевропейском фоне структур фундамента. Избранные труды. Изд. «Мир», 1967.

Штилле Г. К вопросу о происхождении магм. Избранные труды. Изд. «Мир», 1964.

Штилле Г. «Субсеквентный магматизм. Избранные труды, Изд. «Мир», 1964.

Эдельштейн А. Я. Палеозойские отложения Молдавской ССР и западной части Одесской (б. Измаильской) области УССР. Автореф. канд. дисс. МГРИ, М., 1956.

Эдельштейн А. Я. К вопросу о тектоническом строении Преддобруджинской впадины. Изв. высш. учеб. завед. Геология и разведка, № 1, 1959.

Эрентоз К. Краткий обзор геологии Анатолии (Малая Азия). Геотектоника, № 2, 1967.

Яншин А. Л. Проблема срединных массивов. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы (МОИП), отд. геол., № 5, 1965.

Яншин А. Л. Тектоническое строение Евразии. Геотектоника, № 5, 1965.

Altinli E. I. Geology of Eastern and Southeastern Anatolia. Bulletin of the Mineral Research and exploration Institute of Turkey, No. 66, 1966.

Arni P. Tektonisch Grundzüge Ostanatoliens und benachbarter Gebiete. Veröffentlichung des Institutes für Lagerstättenforschung der Türkei. Serie B; Abhandlungen, No. 4, Ankara, 1939.

Atanasiu L. et Chiriac I. Considérations géologiques sur les plates-formes du territoire de la république populaire Roumanie. Карпато-Балк. геол. ассоц. VII конгресс. Доклады, ч. 1, София, 1965.

Băncilă I. Sur la tectonique des Carpathes orientales. Карпато-Балк. геол. асоц. VII конгресс. Доклады, ч. I, София, 1965.

Băncilă I. et Marinescu I. Remarques sur les correspondences structurales entre les Carpathes orientales et les Carpathes Septentrionales. Acta Geologica Academiae Scientiarum—Hungaricae, Tomus 13, Budapest, 1969.

Beckman A. H. The Pliocene and Quaternary volcanism in the Hasar Dag-Melendiz Dag region. Bull. Miner. Res., Explor. Inst. Turkey, No. 66, Ankara, 1966.

Bemmelen van R. W. The alpine loop of the Tethys zone. Tectonophysics—Elsevier Publishing Company, Amsterdam. Printed in the Netherlands, 8 (2), 1969.

Bemmelen van R. W. The evolution of the Atlantic Mega-Undation. Tectonophysics, 1, 1964.

Bemmelen van R. W. Die Bedeutung der Dimensionen. Länge, Zeit, Druck und Temperatur in den Erdwissenschaften. Geologie, Jahrgang 17, Heft 5, Berlin, 1968.

Bemmelen van R. W. On the Origin and Evolution of the Earth's Crust and Magmas. Geol. Rundschau, Band 57, 3 Stuttgart, 1968.

Bemmelen van R. W. Origin of the Western Mediterranean Sea. Verhandlungen Kon. Ned. Geol. Mijnbouwk. Gen., vol. XXVI, 1969.

Bemmelen van R. W. Notes on the History and Future use of the Term Geonomy. Earts-Science Reviews (Atlas, 5). Amsterdam, 1969.

Bemmelen van R. W. Le mecanisme de la derive continental. „Scientia“, v. 101, № 3—4, 1966.

Bemmelen R. W. Tektonische Probleme der östlichen Südalpen. Geologija—Razprave in Poročila—13 Knjiga. Ljubljana, 1970.

Blumenthal M. M. Le systeme structural du Taurus Sud—Anatolian. In „Livreala memoire du prof. P. Fallot“, t. II, Paris, 1960—1963.

Bonnard E. Contribution a la connaissance geologique du Nord—Est de l'Iran. Ecl. geol. Helv. № 32, №2, 1944.

Boyadjiew At. Die Metamorphen Formationen in Bulgarien. Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae, Tomus 13, Budapest, 1969.

Bullard Fred M. The Mt. Erciyas—Urgup volcanic area. Central Anatolia, Turkey. Internat. Assoc. Volcanol. Internat. Sympos. Volcanol., New Zealand, 1965, Abstrs. Wellington, 31, 1965.

Bulletin of the IX th Congress of the Carpatho-Balkan Geological Association. Volume I. Akadémiai Kiado. Budapest, 1969.

Burri C., Tutar Y., Weibel M. Zur Kenntnis der Jungen Vulkanite der Halbinsel Bodrum (SW—Türkei). Schweiz. Min. Pert. Mitt. Bd. 47, H. 2, 1967.

Brinkmann, Roland. Einige geologische Leitlinien von Anatolien. Geologica et Paleontologica, 2, Marburg, 1968.

Brunn I. H. Introduction à la séance sur la geologie de Dinarides. Bull. de la Soc. géol. de France, 7-me sér; t. 2, № 4, 1961.

Brunn I. H. Les Zones Helleniques internes et leur extension

(Refflexion sur l'orogenèse Alpine). Bull. Soc. Geol. France, t. 11, № 4, 1960 (1961).

Cissarz Arnold. Lagerstätten und Lagerstättenbildung in Jugoslavien in ihren Beziehungen zu Vulkanismus und Geotektonik. Memoires du service geologique et geophysique de la R. P. de Serbie, volume VI. Belgrad, 1956.

Chaput E. Esquisse de l'évolution tectonique de la Turquie. Publ., J. Geol. Univ. Stamboul, № 6, 55 pp, 1931.

Cloos H. „Hebung—Spaetung—Vulkanismus“ Geol. Rundschau, 30, Zwischenheft A, 1939.

Cloos H. Grundschollen und Erdnähte. Geol. Rundschau, 35, 1947.

Dimitrijevič M. D. The metamorphic rocks of Jugoslavia. Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae, Tomus 13, Budapest, 1969.

Imel'yanov I. M., Mikhaylov O. V., Moskalenko B. H., Chimkus K. M. Main features of the tectonic structure of the Mediterranean Sea. 22 nd Int. Géol. Congr. New. Delhi, 1964 (Russian with English Summ.).

Egeran N., Lahn E. Note sur la Carte sismique de la Turquie au 1:2400000. M. T. A., Ankara, 1944.

Egeran N., Lahn E. Note on the tectonic position of the northern and central Anatolia. M. T. A., t. 41, Ankara, 1951.

Furon R. Geologie du plateau Iranien. Mem. mus. Hist. Nat. NS, 7, 1941.

Gansser A. Ausseralpine ophiolitprobleme. Ecl. Geol. Helv., vol. 52, № 1, 1959.

Giușcă D., Savu H., Bercea I., Kräutner H. Sequence of tectonomagmatic pre-alpine cycles an the territory of Romania. Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae, 13. Budapest, 1969.

Gilluly I. Volcanism, tectonism and plutonism in the Western United States. Geol. Soc. Am., Spec. papers, 80, 1965.

Kalenič M. Die Strukturellen Eigenschaften des Granitoiden Massivs von Granjane. Карпато-Балк. геол. асоц., VII конгресс. Доклады, ч. I. София, 1965.

Ketin I. Tectonica Units of Anatolia (Asia Minor). Bulletin of the Mineral Research and exploration Institute of Turkey, No. 66, 1966.

Kober L. Leitlinien der Tektonik Jugoslawiens. Геолог. инст. Сербской АН, Белград, 1952.

Lahn E. Les structures géologiques de la region d'Erzurum M. T. A., t. 2/19. Ankara, 1940.

Lahn E. Le volcanisme néogène et quaternaire en Anatolie. Turk. Cong. Derg., № 3, 7, 8, Ankara, 1945.

Lahn E. Relations entre Tectonique et Séismicité en Turquie. Bull. Soc. Géol. Fr., Ser. B, 17. Paris, 1947.

Lahn E. Bibliographie géologique de la Turquie, Bull. Soc. Turkey, I. Ankara, 1948.

Lahn E. Note Sur la géologie de gisements de lignite de la region d'Erzurum. Bull. Soc. Turkey, I. Ankara, 1948.

Lahn E. La formation gypsifère en Anatolie (Asie Mineure). Bull. Soc. Géol. Fr., ser. 5, t. 20. Paris, 1950.

Lahn E. Géologie et activité sismique en Turquie (nouvelle carte sismologique). Rep. 18th Geol. Intern. Congress London, 1952

Medwenitsch W. and Sikošek B. Abriss der Geologie und Tektonik Jugoslaviens. Карпато-Балк. геол. асоц. VII конгресс. Доклады, ч. I. София, 1965.

Medwenitsch Walter. Zur Geologie der süditalienischen Vulkane. Exkursionsführer. Mitteilungen der Geolog. Gesellschaft in Wien, 59 Band, Heft 1, Wien, 1967.

Menard H. W. Transitional types of crust under small ocean basins. J. of Geoph. Res. 12 June, 15, 1967.

Migliorini Elio. La nuova Turchia Viaggi e scritti recenti. Bollettino della R. Societa Geografica Italiana, Serie VII—Vol. 1, № 10, Ottobre 1936.

Milch L. Die Ergussgesteine des galatischen Andesitgebietes. Neues Jb. Miner. Geol. Pal., t. 16, 1903.

Mostofi E., Frev E. Geological map of Iran 1:250000 with explanatory notes compiled by the geological staff of the Iran oil company. Dec. 1959.

Neuhaus A. Über Phasen und Materie Zustände in den tieferen und tiefsten Erdzonen. Geol. Rundschau, 57, 3, 1968.

Ocal N. Aufbau der Erdkruste in Anatolien. Zeitschrift für Geophysik, Yg. 29, Heft 5, 1963.

Pamir H. Zur Frage der Bildung des Bosphorus. Maden Tektik ve Arama Eust, M. T. A., № 4, 1938.

Pamič I. Lome petrological features of Bosnian gabbro-peridotite complexes in the Dinaridic zone of Jugoslavia. Tscherm. Miner.-petrogr. Mitteil., 1969.

Parejas E. D. La tectonic transversale de la Turquie. Publ. Inst. geol. de Univ. d'Istanbul, 8, 1940.

Patrut J., Paraschiv D. et Molnar M. La plateforme Moldave et sa position dans le cadre structural de la Republique populaire Roumanie. Карпато-Балк. геол. асоц. VII конгресс. Доклады, ч. I, София, 1965.

Petković K. Tectonique de l'Eupore—Jougoslavie. Maison d'edition „Nauka“, Moscou, 1964.

Pilger A. Die Stellung der dinarischen Schiefer—Hornstein—Formation. Zentralbl. Min. etc., Abt. Bd. 8. Stuttgart, 1939.

Pinar N., Lahn E. Nouvelles considérations sur la tectonique de l'Anatolie (Turquie, Asie Mineure), Bull. Soc. Géol. France, 5, № 1—3, 1955.

Rigo de Righi M., Cortesini A. Gravity tectonics in foothills structure belt of Southeast Turkey. Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., vol. 48, № 12, 1964.

Ringwood A. E. and Green D. H. An experimental investigation of the gabbro-eclogite transformation and some geophysical transformations and some geophysical implications. Tectonophysics, 3(5). 1966.

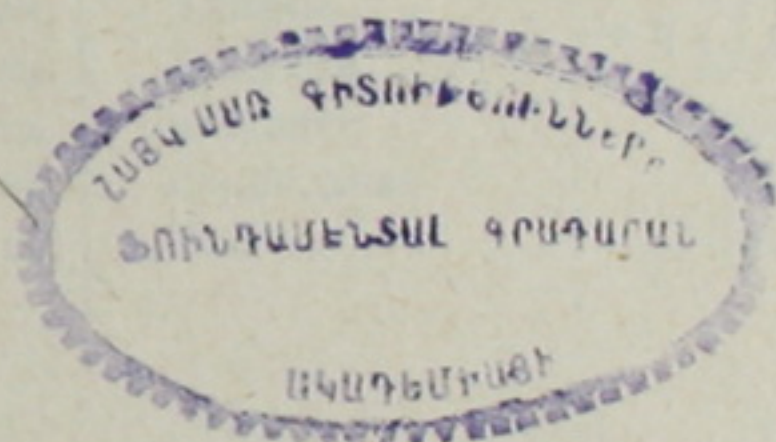
- Ringwood A. E.** New light on the earth's interior *New Scientist*, 33, 1967.
- Rittmann A.** Die Bimodalität des Vulkanismus und die Herkunft der Magmen. *Geol. Rundschau*, 57, 1, Nov. 1966.
- Salomon-Calvi W.** Kurze Übersicht über den tektonischen Bau Anadolien. *Maden Tektik ve Arama*, 5, Ankara, 1940.
- Sassano Jiampaolo.** Le volcanisme quaternaire de la region d'Acigöl (Nevşehir). *Bull. Mineral Res. and Explor. Inst. Turkey, Foreign. Ed.*, № 63, 1964.
- Schroeder V. W.** Essai sur la structure de l'Iran. *Ecl. geol. Helv.*, vol. 32, № 1, 1944.
- Sikošek B. und Medwenitsch W.** Neue Daten zur Fazies und Tektonik der Dinariden. *Zeitschr. deutsch. geol. Ges.*, Band 116, 1 Teil, Hannover, Oktober, 1965. *Verh. Geol. B.—A., Sonderheft G*, Wien, October 1965.
- Sonder R. A.** Stellung und Aufgabe der Geomechanik im Rahmen der geologischen Wissenschaften. *Geol. Rundschau*, Band 49/2, 1960.
- Staub R.** Der Bau der Alpen, *Beitr. Geol. Karte Schweiz. N. F.*, 52, 1924.
- Stchepinsky V.** Note sur la stratigraphie générale de la Turquie. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, Paris, Ser 5, 16, 1946.
- Steinmann G.** Die ophiolitischen Zonen in den mediterranen Kattengebirgen. *Congrès Geologique International. Comptes rendus de la XIV session en Espagne*, 1926. Madrid, 1927.
- Swidziński H.** Sur la forme structurale de la Zone des Klippes. *Bulletin de l'Academie Polonaise des sciences, Serie des sci. geol. et geogr.* Volume X, № 3, 1962.
- Szadeczky-Kardoss E.** Magma-chemismus, Magma-tektonik und Unterströmungen im Karpatenbecken. *Sci. Hungaricae, Acta Geol.*, 10, 3—4, 1965.
- Szadeczky-Kardoss E.** Grosstektonische Betrachtungen über Magma-tektonik und Magmachemismus des innerkarpatischen Vulkanismus. *Acta Geologica*, VIII, 1—4, 1964.
- Taner D.** Sur la structure de la croute terrestre en Grèce en mer Egee et suprès de côtes occidentales de la Turquie. *Annales de geophysique* t. 18, № 3, 1962.
- Ten Dam e N. Tolun.** Struttura e Geologia della Turchia. *Bolletino della Società Geologica Italiana*, Vol. LXXX, Fasc. 3, 1961. Roma, 1962.
- Tromp S. W.** A tentative classification of the main structural units of the Anatolian orogenic belt. *Journal of Geology*, Vol. 55, № 4, 1947.
- Utrobin W.** Tektonik der Zwischengebirgssenkten und vulkanischer Zonen (Rücken) des Sowjetischen Transkarpatengebietes. *Карпато-Балк. геол. асоц. VII конгресс. Доклады, ч. I. София*. 1965.
- Waschington H. S.** The volcanoes of the Kula Basin in Lydia. New York, R. Drummond, 1894.
- Westerveld Y.** Phases of Neogen and Quaternary volcanism in Asia Minor. *C. Ougr. Geol. Inter.*, XX ses., section I. Mexico, 1957.

Wilser I. L. Die stratigraphische und tektonische Stellung der Dobro-udscha und die Zugehörigkeit des Balkangebirges zu den nordanatolischen Ketten. Geolog. Rundschau, Bd. XIX, Heft 3, 1928.

Wijkerslooth P. Die Chromerzprovinzen der Türkei und des Balkans und ihr Verhalten zur Grosstektonik dieser Länder. Maden Tektik ve Arama Enstitüsü. Publication, Bull., № 7, 1942.

Wijkerslooth P. Über den jungen Vulkanismus am Innenrand des Taurus zwischen Afyonkarahisar und Kayseri. M. T. A. 2/32, S. 9, 1944.

Zagorčev I. The Struma deep fault during the late alpine orogenie stage. Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae, Tomus 13, Sofia, 1969.



ОГЛАВЛЕНИЕ

| | |
|--|-----|
| Предисловие | 5 |
| Введение | 7 |
| Краткая характеристика отдельных регионов | |
| Кавказ | 9 |
| Турция | 50 |
| Югославия | 71 |
| Болгария | 79 |
| Румыния | 94 |
| Восточные Карпаты | 101 |
| Северное Причерноморье | 112 |
| Крым | 118 |
| Черное море | 126 |
| Выводы | 147 |
| Литература | 151 |

КОНСТАНТИН НИКОЛАЕВИЧ
ПАФФЕНГОЛЬЦ

КАВКАЗ—БАЛКАНЫ—КАРПАТЫ

*Печатается по решению ученого совета
Института геологических наук АН Армянской ССР*

Редактор издательства *Ж. В. Налчаджян*
Обложка *К. К. Кафадаряна*
Технич. редактор *С. К. Закарян*
Корректор *В. Т. Симонян*

ВФ 03980

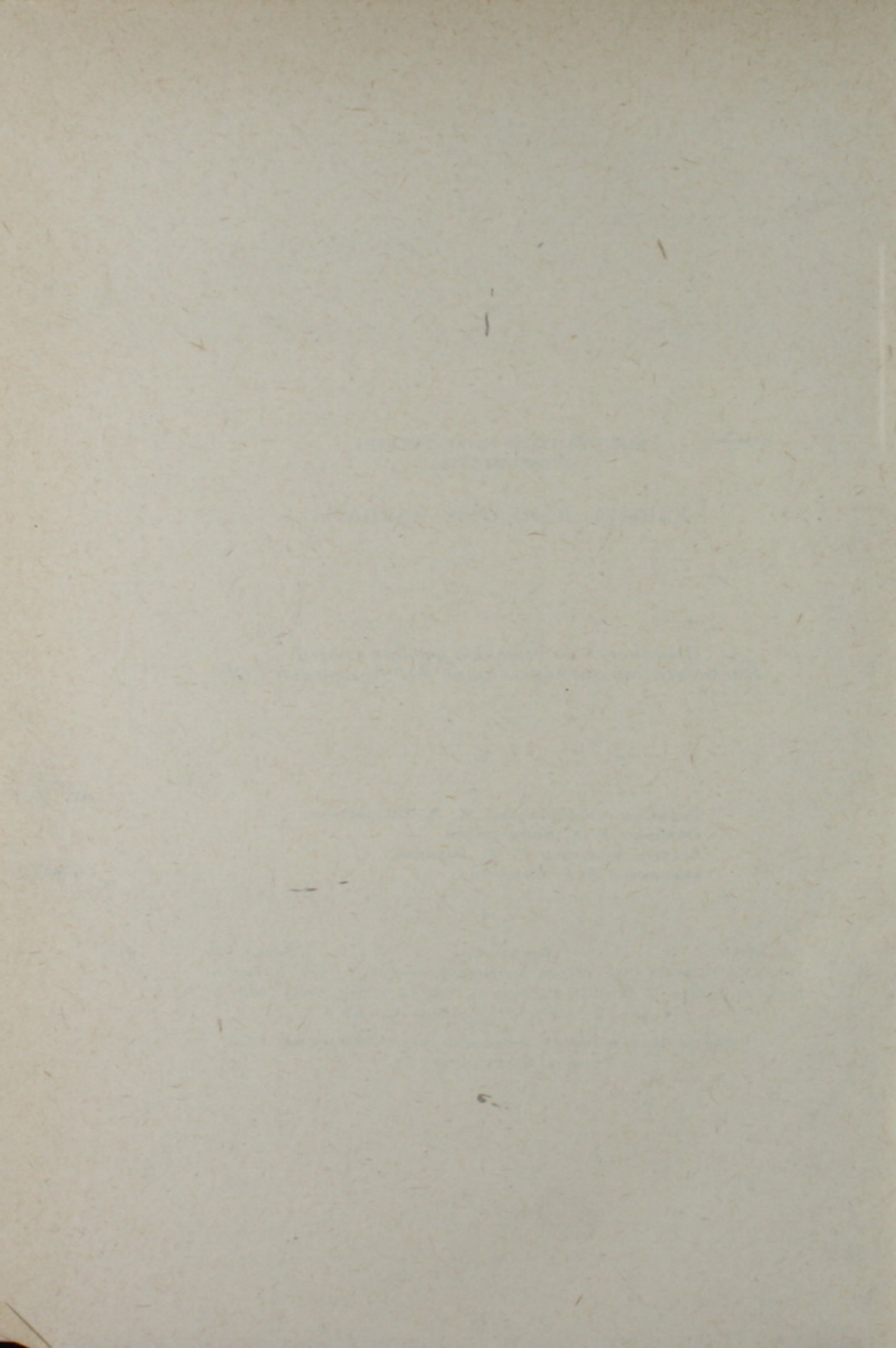
Заказ 276

Тираж 800

Изд. 3565, РИСО 1344. Сдано в производство 28/V 1971 г. Подпи-
сано к печати 27/X 1971 г., печ. л. 10,75+3 вкл., изд. 10,8 л.

Бумага № 1, 60×901/16. Цена 1 р. 36 к.

Типография Издательства Академии наук Армянской ССР,
Ереван, Барекамутиян 24.



ЦЕНА 1 р. 35 к.

ИЗДАТЕЛЬСТВО
АКАДЕМИИ НАУК
АРМЯНСКОЙ ССР

P II
275089



ЕРЕВАН · 1971