

А. А. ГАБРИЕЛЯН

ОСНОВНЫЕ ВОПРОСЫ
ТЕКТОНИКИ
АРМЕНИИ

Э Р Е В А Н

1959

Турлоу аѣбакае мѡг

Кѡе мѡг Абанабу мѡг

Мѡе мѡг

мѡ аѣбакае .
Кѡе мѡг



ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱ
ԵՐԿՐԱԲԱՆԱԿԱՆ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԻՆՍՏԻՏՈՒՏ

Ա. Հ. ԳԱՐՐԻԵԼՅԱՆ

ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՏԵԿՏՈՆԻԿԱՅԻ
ՀԻՄՆԱԿԱՆ ՀԱՐՑԵՐԸ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ ԳԱ ՀՐԱՏԱՐԱԿՉՈՒԹՅՈՒՆ
ԵՐԵՎԱՆ 1959

АКАДЕМИЯ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

А. А. ГАБРИЕЛЯН

ОСНОВНЫЕ ВОПРОСЫ ТЕКТониКИ АРМЕНИИ

ИЗДАТЕЛЬСТВО АН АРМЯНСКОЙ ССР
ЕРЕВАН



*Печатается по постановлению
Редакционно-издательского совета
Академии наук Армянской ССР*

Работа состоит из двух частей. В первой части автор дает краткую характеристику тектонических комплексов Армении и прилежащих частей Малого Кавказа, выделенных по принципу возраста складчатости. Большое значение придается разрывным дислокациям, сыгравшим важную роль в создании современной тектонической структуры Малого Кавказа. Освещены вопросы интрузивного магматизма и тектоники, сейсмотектоники и дана интерпретация геофизических данных. Во второй части излагается история геотектонического развития Малого Кавказа. К работе приложены тектоническая карта и ряд палеотектонических схем.

Работа предназначена для широкого круга геологов.

ПРЕДИСЛОВИЕ

После опубликования сводной работы К. Н. Паффенгольца по тектонике Малого Кавказа* прошло более чем 12 лет. За это время геологами различных геологических учреждений Закавказских республик накоплен огромный фактический материал, позволяющий внести значительные дополнения и изменения в существующие представления о тектоническом строении и истории структурной эволюции нашей республики, а в отдельных случаях — по-иному истолковать ряд вопросов тектоники. Обработка и систематизация собранных новых данных представляет большую научную и практическую ценность.

Автор не считает свою работу сводкой, в которой исчерпывающим образом излагались бы данные по тектонике Армении. Целью предлагаемого труда является лишь постановка некоторых, по мнению автора наиболее важных вопросов тектоники Малого Кавказа и изложение по ним своих соображений. К числу последних относятся принципы тектонического районирования, типы и простирание пликативных структур и их генезис, роль разломов в геологическом строении области, связь тектоники с интрузивным и эффузивным вулканизмом, типы и этапы структурного развития и др.

При составлении предлагаемой работы автор использовал не только все основные опубликованные работы по тектонике Малого Кавказа, но имел в своем распоряжении также

* К. Н. Паффенгольц, Сейсмотектоника Армении и прилегающих частей Малого Кавказа. Изд. АН Армянской ССР, 1946.

целый ряд рукописных материалов, любезно предоставленных другими авторами.

Отдельные главы рукописи просмотрены Л. А. Варданяцем, Г. П. Багдасаряном, Э. Б. Аджимамудовым, а работа в целом рецензирована В. Е. Хаиным, Е. Е. Милановским и А. Т. Асланяном.

Всем названным лицам, а также редактору И. Г. Магакяну, автор выражает искреннюю благодарность.

Многочисленные критические замечания названных лиц автором учтены при окончательном редактировании работы.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ АРМЕНИИ

КРАТКИЙ ОБЗОР ВОЗЗРЕНИЙ

Армения составляет часть известного горного сооружения Кавказа и своим сложным и вместе с тем исключительно интересным геологическим строением издавна привлекает внимание многочисленных исследователей. Геологическая изученность Армении имеет более чем столетнюю историю. Наиболее результативными и плодотворными являются последние 38 лет, т. е. время после установления Советской власти. Геологические исследования прежних времен носили непланомерный, отрывочный характер и были сосредоточены, в основном, в районах, уже известных к этому времени месторождений полезных ископаемых. Однако, несмотря на это, к концу прошлого и началу текущего столетия появились сводные работы по региональной геологии, тектонике и геоморфологии Армянского нагорья. Мы имеем в виду известные монографии Г. Аби́ха, Ф. Освальда, А. Гукасова и др. Гораздо более детальные, планомерные исследования геологии нашей республики начались лишь после установления Советской власти. Бурный рост горно-химической промышленности страны требовал выявления новых месторождений полезных ископаемых, осуществляемого на базе детальной геологической съемки ее территории.

В результате упорной работы большого коллектива геологов различных геологических учреждений республики, в содружестве с геологами центральных всесоюзных научно-исследовательских учреждений и братских республик Грузии и Азербайджана были вскрыты основные черты стратиграфии, тектоники, магматической геологии и металлогении Армении. Получен целый ряд весьма ценных новых данных, в отдельных случаях в корне меняющих наши представления о геологическом строении Армянского нагорья.

В результате, классические работы Г. Аби́ха (2, 3), Ф. Освальда (106), А. Гукасова (59), пользовавшиеся в свое время мировой известностью, в настоящее время устарели и представляют для нас лишь исторический интерес.

На тектонической карте Ф. Освальда (106) показаны, в основном, линии третичной складчатости, направления разломов, центры вулканических извержений и лавовые поля, а также древние горные массивы и районы распространения новейших озерных и аллювиальных образований.

Придавая чрезвычайно большое значение сбросовым дислокациям, Ф. Освальд рассматривает Армению как область относительного опускания, окаймленную поднятыми блоками краевых гор. По его представлениям, Армянское нагорье расчленено дизъюнктивными дислокациями на отдельные приподнятые глыбы, разделенные областями опускания. Хотя тектоническая схема Ф. Освальда к настоящему времени во многом уже устарела, в смысле использованного им фактического материала, тем не менее исследования последнего десятилетия подтверждают его общие идеи о складчато-глыбовом строении Армянского нагорья.

Начиная с 1930 года, вопросы тектонического строения Армении стали освещаться в трудах В. П. Ренгартена (114, 115), Л. А. Варданянца (32, 33, 36), К. Н. Паффенгольца (107, 108) и др. кавказских геологов. Ими были даны схемы тектонического расчленения Армении и Кавказа в целом, которые сыграли значительную роль в деле развития тектонической науки и служили основой для дальнейших, более детальных геолого-тектонических исследований.

Схема геотектонического районирования Кавказа, составленная впервые В. П. Ренгартеном в 1929 г. (114), в последую-

щем была им дополнена и уточнена, согласно новым геологическим данным, и в новой редакции опубликована в трудах XVII сессии Международного Геологического Конгресса 1937 г. (115) и в десятом томе «Геологии СССР» в 1940 г. (117).

В. П. Ренгартеном на Кавказе выделяется пять крупных геотектонических зон, подразделяющихся, в свою очередь, на подзоны.

В южной части Малого Кавказа он выделяет складчатую зону Армении, состоящую из двух подзон — Араксинской на юге и Севано-Карабахской на севере. Северный склон Малого Кавказа, по В. П. Ренгартену, включается в Сомхето-Азербайджанскую подзону, входящую в состав Закавказской пологоскладчатой зоны. Складчатая система Аджаро-Триалетии и Имеретии В. П. Ренгартеном выделяется как самостоятельная зона.

Тектоническая схема Кавказа, предложенная К. Н. Паффенгольцем (108), по существу мало отличается от схемы В. П. Ренгартена. В области Малого Кавказа, взамен трех подзон В. П. Ренгартена, К. Н. Паффенгольц выделяет три самостоятельные зоны: Сомхето-Ганджинскую пологоскладчатую зону, складчатую зону Армении и Нахичеванскую зону. Кроме того, Аджаро-Триалетская складчатая зона, которая по схеме В. П. Ренгартена заканчивается несколько восточнее Тбилиси, по К. Н. Паффенгольцу прослеживается по северному подножию Малого Кавказа до Талышской горной системы включительно.

Однако, согласно более новым данным грузинских геологов (54, 121), Аджаро-Триалетская складчатая система на востоке оканчивается в долине р. Иори и непосредственного продолжения на востоке не имеет.

При делении Малого Кавказа на отдельные геотектонические зоны К. Н. Паффенгольц придавал большое значение дизъюнктивным дислокациям, рассматривая их в качестве зональных границ.

Так, границей между Сомхето-Ганджинской пологоскладчатой зоной и складчатой зоной Армении, по К. Н. Паффенгольцу, служит так называемый «Главный надвиг Малого Кавказа». Точно так же, по его схеме, Армянская складчатая

зона отделена от расположенной к югу Нахичеванской складчатой зоны системой взбросов и крутых надвигов Даралагеза.

Л. А. Варданянц (32) на основании морфотектонических данных выделяет в строении Кавказа четыре тектонических комплекса: Северо-Кавказскую платформу, Большой Кавказ, Рионо-Куринский комплекс и Малый Кавказ (Армянское нагорье). Эти тектонические комплексы, по мнению указанного исследователя, различаются структурными особенностями и характером колебательных движений. Они являются одновременно крупными орографическими единицами Кавказа. По Л. А. Варданянцу (33, 36), Аджаро-Триалетская складчатая система не затухает в районе Тбилиси, как это считают грузинские геологи, а продолжается на восток в Куринскую депрессию, охватывая складчатую систему Ширакского хребта.

Карта тектонической зональности Малого Кавказа, составленная Л. Н. Леонтьевым (82), выгодно отличается от предыдущих и является наиболее подробной. На ней достаточно детально отражены крупные структурные единицы Малого Кавказа, внутри которых автором выделяются тектонические элементы второго порядка.

Структурными элементами первого порядка на Малом Кавказе, по Л. Н. Леонтьеву, являются Сомхето-Карабахская, Мисхано-Зангезурская и Шаруро-Джувльфинская геосинклинальные зоны, разделенные Севано-Курдистанской и Еревано-Ордубадской геосинклинальными зонами.

Схема, предложенная В. Е. Хаиным (131), касается геотектонического расчленения Кавказа в целом. Согласно этой схеме, Армения входит, в основном, в зону внутреннего поднятия Малого Кавказа (Понтийско-Эльбурского) и частично в зону Анатолийско-Иранского межгорного прогиба. Внутри этих главных комплексов им выделяются антиклинории и синклинории по Л. Н. Леонтьеву.

Примерно на том же принципе (выделение крупных тектонических комплексов — антиклинориев и синклинориев) основана структурная схема Кавказа, составленная ранее В. В. Белоусовым (27), и тектоническая схема альпийской геосинклинальной области юга европейской части СССР, предложенная М. В. Муратовым (99,101).

В последние годы появились более новые схемы тектонического расчленения Малого Кавказа: А. Т. Асланяна (18, 19), Е. Е. Милановского (91), А. А. Габриеляна (48, 50).

Схема тектонических зон А. Т. Асланяна в своем принципе является дальнейшим развитием аналогичных схем предыдущих исследователей и основана на различиях фаций отдельных районов.

Общими недостатками указанных схем зонального расчленения Малого Кавказа являются искусственность выделения некоторых зон (Мисхано-Зангезурской, Шаруро-Джульфинской и др.), а также и то, что на этих картах не отражены такие важные признаки структурного районирования, как возраст складчатости, соотношение разновозрастных структур и др.

Более удачна, с нашей точки зрения, тектоническая схема Малого Кавказа, предложенная Е. Е. Милановским (91). По принципу составления эта схема очень близка к составленной нами (50) тектонической схеме, которая в значительно измененном и переработанном виде представляется в настоящей работе.

Для территории Грузии известны геотектонические схемы Н. Б. Вассоевича (38, 39), А. И. Джанелидзе (60), П. Д. Гамкрелидзе (54) и М. М. Рубинштейна (121), а по Азербайджану — В. Е. Хаина (135), В. Е. Хаина, М. Г. Агабекова и А. М. Шарданова (137). Кроме того, для прилегающих к Армении районов Малого Кавказа известны тектонические схемы Ш. А. Азизбекова и Г. П. Корнева по Нах. АССР (7) и Э. Ш. Шихалибейли по азербайджанской части Севано-Акеринского синклинория (143). Большую научную ценность представляет недавно опубликованная тектоническая карта Азербайджана (129), в которой подытожены работы азербайджанских геологов по тектонике республики.

К ВОПРОСУ О МЕТОДАХ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ

Одним из основных вопросов геотектонических исследований является выбор правильной методики расчленения исследуемой территории на тектонические комплексы. Следует отметить, что тектоническое районирование любой части земной поверхности является насущно необходимой задачей и имеет, кроме теоретического, также и большое практическое значение.

Известно, что с определенными типами тектонических структур генетически связано образование различных типов формаций осадочных и магматических горных пород, в которых локализованы определенные группы месторождений полезных ископаемых. Кроме того, существует определенная генетическая взаимосвязь между процессами эндогенной минерализации и интрузивным вулканизмом, приуроченным к определенным стадиям тектонического развития геосинклинальных зон. Не менее четко проявляется и генетическая связь эндогенного оруденения с крупными тектоническими разломами глубинного заложения. Поэтому правильно составленная тектоническая карта должна служить основой для составления прогнозных и металлогенических карт.

На тектонических картах, по нашим представлениям, должны быть отражены такие важные геологические показатели, как возраст складчатости, соотношение разновозрастных структур, сейсмичность, интрузивный и эффузивный вулканизм, разрывные нарушения, распространение главнейших

типов формаций горных пород, связь тектоники с геоморфологическими элементами, новейшая тектоника и др., т. е. все основные стороны геологического развития подвижных зон, которые тесно взаимосвязаны и взаимообусловлены. На тектонических картах следует показать также различные типы пликативных структур, генетически связанные как с типами тектонических движений, так и литолого-петрографическим составом пород.

При геотектоническом расчленении Малого Кавказа прежние исследователи, обычно, большое значение придавали выделению зон. Наиболее детальное зональное расчленение произведено Л. Н. Леонтьевым (82), выделившим на Малом Кавказе Сомхето-Карабахскую, Мисхано-Зангезурскую и Шаруро-Джультинскую геоантиклинальные зоны, разделенные соответственно Севано-Курдистанским и Еревано-Ордубадским геосинклинальными прогибами. Позднее схема Л. Н. Леонтьева была положена в основу при составлении тектонической карты СССР (по Малому Кавказу).

Однако уже при чтении геологической карты бросается в глаза резкая разница в строении отдельных частей этих зон. Так, например, юго-восточная и северо-западная части Шаруро-Джультинской зоны сложены средне- и верхнепалеозойскими породами, а большая средняя ее часть заполнена мощными, в несколько километров, толщами мезозоя и кайнозоя. Иначе говоря, северо-западная и юго-восточная части указанной зоны имеют антиклинальное строение, а средняя часть представляет крупную наложенную синклинальную впадину. Точно так же неоднородной является и Мисхано-Зангезурская зона. Между Цахкуняцким (Арзаканским) антиклинальным массивом и Зангезурским антиклинорием расположен обширный, более крупный по размерам, Даралагезский синклинорий, сложенный мощными толщами вулканогенно-осадочных образований палеогена и неогена.

Таким образом, выделение Мисхано-Зангезурской и Шаруро-Джультинской зон как геоантиклиналей, на основании наличия в них отдельных, сходных по геологическому строению, но изолированных палеозойских антиклинальных поднятий, по нашему мнению, нельзя считать обоснованным. Этим принципом подчеркивается лишь сходство истории развития

указанных антиклинальных поднятий в палеозое, но игнорируется весь альпийский этап развития, являющийся более важным в истории формирования геотектонического строения Кавказа.

Наоборот, при выделении Сомхето-Карабахской и Севано-Курдистанской зон учитывается альпийская история их развития и опускается из виду доальпийский этап развития области.

Нахичеванская складчатая зона, по схеме К. Н. Паффенгольца, механически объединяет в себе такие разнородные структуры, как Урцское и Даралагезское антиклинальные поднятия, Нахичеванский и Ереванский третичные прогибы, а также области палеогеновой складчатости бассейнов рек Азат, Веди и Арпа.

Таким образом, приведенные примеры показывают, что при расчленении Малого Кавказа на зоны не было единого принципа, вследствие чего и создалась известная путаница в проведении границ. Так, многими исследователями (Л. Н. Леонтьев, К. Н. Паффенголец и др.) Кафанский антиклинорий включался в состав Мисхано-Зангезурской зоны и считался юго-восточным антиклинальным выступом последней, между тем указанная антиклиналь по возрасту слагающих ее пород, по типу формаций, а также по магматизму и металлогении очень сходна с северным склоном Малого Кавказа, но ничего общего не имеет с Мисханским антиклинальным поднятием.

Палеогеографический анализ Малого Кавказа показывает, что в юрское время мы имели единую Сомхето-Кафанскую геосинклинальную зону, в которой на всем ее протяжении накапливались почти однотипные вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования. Начиная же с верхнемелового времени (точнее с альба), в связи с возникновением Севано-Акеринского диагонального (косо наложенного) синклинального прогиба, Кафанский участок отделяется от остальной северной и северо-западной части юрской геосинклинальной зоны.

Совершенно очевидно, что можно говорить о зональности строения Малого Кавказа скорее для прошлых геологических периодов, чем для современной геологической эпохи.

Приведенные примеры показывают, что в строении Малого Кавказа, в современной его структуре, имеется только небольшое количество единых зон (так же как некоторые зоны Урала, Карпат, Большого Кавказа и др.), обычно характеризующихся более или менее сходным стратиграфическим разрезом на всем своем протяжении и противопоставляющихся разрезам соседних зон. В качестве таких зон на Малом Кавказе, следуя предыдущим исследователям, можно выделить Сомхето-Карабахский мегантиклинорий и Севано-Акеринский (Севано-Курдистанский по Л. Н. Леонтьеву) синклинорий.

Многие другие зоны, которые действительно существовали в прошлые геологические периоды, от этапа к этапу претерпевали очень сильные качественные изменения. Вследствие движений отдельных тектонических эпох происходила многократная перестройка тектонического плана основных структурных единиц и, в результате наложения друг на друга разновозрастных зон, в современной структуре сохранились только отдельные фрагменты этих зон.

Учитывая вышеизложенное, мы при тектоническом расчленении Армении и прилегающих частей Малого Кавказа применяем наиболее распространенный и общепринятый метод — метод выделения структур по возрасту складчатости.

Как известно, возраст складчатости определяется обычно временем последней интенсивной дислокации, обусловившей переход данной области от геосинклинального режима в платформенный. Однако, учитывая то обстоятельство, что складкообразовательные движения на Кавказе не завершены и что Кавказ находится еще в стадии замыкания геосинклинального развития, мы вынуждены в данном случае несколько иначе определить понятие возраста складчатости. Кроме того, точное определение возраста складчатости отдельных структурных зон затрудняется еще и тем, что одни и те же районы зачастую испытывали процессы складчатости и поднятия, а также прогибания и осадконакопления—многократно.

В данном случае под названием возраста складчатости мы понимаем время главной или основной фазы складчатости, в результате которой произошли качественные изменения в тектоническом строении описываемой области и были сфор-

мированы главнейшие черты ее современной структуры. С этим главным этапом складчатости и связано, в основном, внедрение крупных гранитоидных интрузий, а также начало континентального режима развития данной области.

Давая такое определение понятию возраста складчатости, мы тем самым хотим подчеркнуть значение тех тектонических движений, которые происходили как до главной фазы складчатости, так и после нее. Однако эти движения только осложняют и окончательно оформляют уже существующие структуры и не вносят коренных изменений в последние.

Для тектонических подразделений областей существуют и другие критерии. Некоторые исследователи, например, придают очень большое значение первой фазе складчатости, как началу заложения современной структуры данного региона.

По образному выражению Х. Х. Хесса*, «мы исчисляем возраст человека не с момента окончания им высшей школы или со времени его женитьбы, а со дня его рождения. Точно также горные системы должны датироваться временем рождения...».

Действительно, ввиду того, что многие особенности тектонических структур — план расположения складок, простирающие складчатости и разломов и др., находятся в функциональной зависимости от общей конфигурации и простирающей данной геосинклинальной зоны, при тектоническом расчленении крупных районов важное значение приобретает также определение времени образования этих геосинклинальных прогибов.

Однако необходимо отметить, что во многих случаях гораздо труднее установить время заложения отдельных геосинклинальных прогибов, чем определение возраста, сформировавшихся внутри этих зон пликативных структур.

Учитывая вышеизложенное, нами в основу тектонического расчленения Армении и прилежащих частей Малого Кавказа положен принцип возраста складчатости, с учетом также начальной и заключительной фаз складкообразовательных движений.

* Х. Х. Хесс, Серпентиниты, орогенез и эпейрогенез. Земная кора Изд. ИЛ, 1957.

17740

Внутри разновозрастных структурных комплексов выделяются антиклинорные и синклинорные элементы. Для изображения последних, слагающие данную территорию отложения разделяются на структурные ярусы (этажи), которые обычно четко разграничиваются регионально выраженными несогласиями и поверхностями трансгрессий. При этом в тех случаях, когда границы структурных этажей сложные и осложнение обусловлено рельефом, для более наглядного изображения структур геологические контуры структурных этажей несколько сглаживаются.

Далее, на предлагаемой тектонической карте нашли отражение молодые наложенные впадины, а также крупные глыбовые, сводовые, и мульдообразные структуры, сформированные эпейрогеническими движениями дифференциального характера, происходившими в неогене и антропогене.

Этими новейшими тектоническими движениями, в основном, обусловлены ведущие геоморфологические элементы Малого Кавказа.

Почти все главнейшие возвышенности Армянского нагорья — Мокрые горы, массив горы Арагац, Гегамский, Варденисский и Зангезурский хребты и др. — являются одновременно и зонами интенсивных поднятий. С ними сопряжены впадины среднего Аракса, бассейн оз. Севан, Ленинканская котловина и др., представляющие области относительного прогибания.



ОПИСАНИЕ ГЛАВНЕЙШИХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР

Общие замечания

Территория Малого Кавказа нами делится на два больших структурных комплекса или блока [49]:

а) Северная и северо-восточная часть — **Сомхето-Кафанский комплекс** и б) **Армянский комплекс**, охватывающий большую юго-западную часть республики.

Граница между этими двумя главнейшими структурными единицами Малого Кавказа достаточно четко отбивается по контакту палеогеновых и юрских образований. Эти два геотектонических комплекса резко отличаются друг от друга по своему геологическому строению и истории развития.

Так, Сомхето-Кафанский комплекс в течение герцинского этапа развития (девон—триас) имел геоантиклинальную тенденцию развития и представлял, в общем, область размыва.

Об этом свидетельствуют почти полное отсутствие здесь отложений среднего и верхнего палеозоя и частично триаса, а также уменьшение мощностей герцинского комплекса отложений во втором, Армянском, комплексе в направлении к Сомхето-Кафанскому комплексу. В последнем, в сводовых частях глубоко размывтых антиклинальных структур, из-под нижнеюрских отложений выступают только глубоко метаморфизованные породы эопалеозоя-докембрия (Локский и Храмовский массивы, бассейны рек Ахум, Асрик-чай). Только в райо-

не Храмского массива в 1956 г. обнаружены континентальные образования пермо-карбона с лепидодендроновой флорой.

С начала альпийского этапа развития, т. е. начиная с юры, Сомхето-Кафанский комплекс испытывает геосинклинальное прогибание, превращаясь в глубоко прогнутую первичную геосинклинальную область с накоплением громадной мощности (до 7—8 км) пород кератофиро-порфиритовой формации юры.

После небольшого перерыва и поднятия, имевших место в неокоме, с альба (а местами и с апта) описываемая область вновь вовлекается в опускание, продолжающееся до маастрихта включительно. Начиная с датского времени, а более отчетливо с олигоцена, она приобретает режим поднятия, который почти непрерывно сохраняется до современной геологической эпохи.

Совершенно противоположную картину мы наблюдаем при рассмотрении истории геологического развития Армянского тектонического комплекса.

Последний характеризуется мощным развитием морских отложений среднего и верхнего палеозоя и триаса и, наоборот, отсутствием юрских образований, столь характерных для Сомхето-Кафанского комплекса. Небольшое распространение маломощных (200—300 м) отложений юры платформенного типа в Даралагезском хребте и в районе Джульфинского поднятия не противоречит выводу о региональном поднятии Армянского тектонического комплекса в конце триаса и в юре. Этим поднятием завершается герцинский этап развития Малою Кавказа. С верхнего мела Армянский тектонический комплекс, так же как и Сомхето-Кафанский комплекс, вовлекается в новое прогибание геосинклинального типа. Однако это опускание в Армянском комплексе не завершается поднятием к концу мела, а после сравнительно небольшого перерыва в датском веке и палеоцене еще более интенсивно продолжается в течение всего эоцена. В значительной южной части Армянского комплекса прогибание и осадконакопление геосинклинального типа продолжалось и в течение олигоцена, неогена и отчасти постплиоцена.

Таким образом, история колебательных движений сравниваемых тектонических комплексов и их геологические раз-

резы резко отличаются начиная, по крайней мере, с герцинского этапа развития. На этом основании, а также учитывая приуроченность очагов землетрясений, минеральных источников и линейно расположенных массивов ультраосновных пород к пограничной полосе описанных структурных комплексов, мы пришли к выводу о наличии здесь глубинного разлома (Севано-Зангезурский глубинный разлом), разграничивающего указанные два тектонических комплекса. Описание этого глубинного разлома приведено в наших двух предыдущих работах (49, 50).

Показательно, что плиоценовый и антропогеновый вулканизм, являющийся столь характерным для Малого Кавказа и обусловленный новейшей тектоникой, почти исключительно приурочен к Армянскому блоку и совершенно отсутствует на Сомхето-Кафанском комплексе.

Аналогичная картина развития молодого вулканизма наблюдается и в Индонезии, которая по сейсмичности, новейшей тектонике и др. геологическим показателям очень близка к Армянскому нагорью. По Ван Беммелену (30, 31), Индонезия в структурном отношении состоит, в основном, из двух крупных дуг и при этом кайнозойский вулканизм исключительно приурочен к внутренней дуге и совершенно отсутствует во внешней.

Как известно, Малый Кавказ тоже имеет дугообразное строение. При этом его внешней дугой является Сомхето-Кафанский комплекс, лишенный кайнозойского вулканизма, а внутренней дугой — Армянский комплекс, к которому и приурочен новейший вулканизм.

Таким образом, мы приходим к выводу, что Севано-Зангезурский глубинный разлом контролирует все основные структурные и формационные особенности двух геотектонических комплексов Малого Кавказа.

Можно допустить, что Севано-Ширакско-Акеринская палеогеновая геосинклинальная зона представляет довольно крупный и глубокий трогообразный прогиб, расположенный как раз на указанной зоне глубинного разлома. Мы считаем также, что многочисленные надвиги, взбросы и другие дизъюнктивные нарушения, широко развитые по пограничной полосе описываемых тектонических комплексов, являются лишь

поверхностным отражением указанного тектонического шва глубинного заложения.

Несколько неясна граница между этими двумя важнейшими структурными единицами Малого Кавказа в северо-западной части последнего, где она скрыта под мощным покровом плиоценовых и постплиоценовых лав.

Для решения данного вопроса в настоящее время имеются только косвенные данные, заключающиеся в следующем:

1. Как уже указывалось, неогеновый и постплиоценовый вулканизм приурочен к Армянскому тектоническому комплексу и совершенно отсутствует в области мощного развития юрских формаций. К тому же в Армянском блоке центры вулканических излияний и извержений приурочены к областям растущих геоантиклинальных поднятий с выходом на поверхности древнего докембрийско-каледонского метаморфического субстрата. На этом основании можно полагать, что в районе Ахалкалакского и Цалкинского вулканических плато и Мокрых гор, где имеются многочисленные центры извержений и излияний, древний субстрат находится на небольшой глубине, а юрские и более молодые отложения или отсутствуют, или же очень маломощны.

2. При рассмотрении тектонических структур Сомхето-Кафанского комплекса бросается в глаза явление общего вздымания шарниров крупных антиклинальных структур в северо-западном направлении. Так, если самые древние породы, слагающие осевую часть антиклинальных структур Кафанского района и Нагорного Карабаха, относятся к средней юре, то в ядрах Шамхорского, Локского и Храмского антиклинорных массивов выступают породы не только лейаса, но и подстилающие метаморфические сланцы эопалеозоя-докембрия. Следовательно, можно полагать, что западнее и северо-западнее Локского и Храмского массивов под новейшими лавовыми образованиями древние метаморфические породы залегают еще ближе к земной поверхности. По устному сообщению А. Т. Асланяна в туфобрекчиях нижнего плиоцена района Варденисского хребта им были встречены многочисленные обломки метаморфических сланцев эопалеозоя, что подтверждает вышеуказанное наше предположение.

3. Район Ахалкалакского плато характеризуется отрица-

тельной аномалией силы тяжести, что свойственно Арзаканскому кристаллическому массиву, входящему в состав Армянского блока.

Эти данные дают нам некоторое основание предположительно провести границу между Сомхето-Кафанским и Армянским комплексами несколько западнее Локского и Храмского массивов.

С приведенными данными хорошо согласуется факт слабой дислоцированности эоценовых вулканогенных образований западных склонов Алавердского и Локского антиклинориев, по сравнению с синхронными образованиями Базумского хребта, входящего в состав Армянского тектонического комплекса.

В таком случае можно согласиться с мнением Л. А. Варданянца (32, 33, 36) о том, что Сомхето-Кафанский структурный комплекс, прослеживаясь в северо-западном направлении, присоединяется к Абхазо-Рачинской зоне геосинклинали южного склона Большого Кавказа. В настоящее время они разделены Аджаро-Триалетской складчатой системой, пликативные структуры которой, сложенные, в основном, палеогеновыми и верхнемеловыми отложениями, консеквентно налегают на юрские и более древние отложения вышеуказанных юрских геосинклинальных зон.

Разделение территории Антикавказа на два тектонических комплекса хорошо согласуется и с металлогеническими данными. Сомхето-Кафанский комплекс, как известно, характеризуется преимущественным развитием медно- и серноколчеданных, частично полиметаллических и гематит-магнетитовых руд, в основном мезозойского возраста, в то время как в Армянском геотектоническом комплексе широко развиты полиметаллические, медно-молибденовые, платино-никеле-хромитовые формации руд.

Подобному геотектоническому расчленению территории Малого Кавказа не противоречат также геофизические данные, о чем свидетельствуют границы гравитационных зон, по Э. Б. Аджимамудову (5).

Каждый из указанных тектонических комплексов подразделяется на тектонические элементы второго порядка.

В современную эпоху Сомхето-Кафанский блок не представляет единой структурной зоны. Начиная с альба, то-есть с возникновения Севано-Акеринского геосинклинального прогиба, описываемый тектонический комплекс расчленяется на две неравные структурные единицы: а) Сомхето-Карабахский мегантиклинорий (Сомхето-Карабахская зона) и б) Кафанский сегмент (Кафанский антиклинорий).

а) **Сомхето-Карабахский мегантиклинорий.** В строении Сомхето-Карабахского мегантиклинория выделяется ряд кулисообразно расположенных в отношении друг друга антиклинорных структур, разделенных соответствующими синклинориями. Наиболее крупными положительными тектоническими элементами здесь являются Храмский и Локский массивы, Алавердский, Шамхорский, Гекгельский, Мровдагский, Агдамский, Карабахский и Лачинский антиклинории.

Указанные антиклинории сложены, в основном, вулканогенными образованиями средней и отчасти нижней юры и только в ядрах Локского, Шамхорского и Храмского массивов из-под терригенных отложений лейаса выступают метаморфические сланцы древнего палеозоя и прорывающие их интрузии, вероятно герцинского возраста.

Характерные особенности вышеперечисленных антиклинорных структур следующие:

1) В юго-восточной части описываемого блока антиклинорные структуры сравнительно более вытянуты (Карабахский, Мровдагский и др. антиклинории), в то время как на северо-западе они становятся менее вытянутыми и куполовидными (Локский, Алавердский и др.).

В юго-восточной части описываемого тектонического комплекса, структуры имеют кавказское, т. е. северо-западное простирание, а в северо-западной части они приобретают субширотное и широтное простирание. Таким образом, общий план пространственного расположения этих антиклинориев также очерчивает дугу, что характерно, как уже сказано, для структурного плана Малого Кавказа.

Что касается соотношения структур различных тектони-

ческих этажей, то следует отметить, что в северо-западной части Сомхето-Карабахского мегантиклинория, в Алавердском и Иджеванском районах, по данным А. Т. Асланяна (13), могут быть выделены структуры, конкордантные таковым Главного Кавказского хребта, и структуры, располагающиеся дискордантно к ним.

Юрские отложения (особенно ниже- и среднеюрские) дислоцированы, в общем, по общекавказскому плану, а несогласно перекрывающие их меловые и палеогеновые образования, заполняющие синклинальные прогибы, в региональном плане образуют структуры северо-восточного и широтно-го простирания.

В результате такого взаимного пересечения разных структурных ярусов широтное и даже северо-восточное простирание приобретают не только крупные синклинальные прогибы (Лалварская, Маралдагская, Иджеванская), но также оконтуренные ими антиклинории — Алавердский, Кечалдагский и др. Вместе с тем, внутри этих антиклинальных структур ниже- и среднеюрские отложения имеют, в общем, кавказское простирание.

3) Описываемая область претерпевает общее воздымание с юго-востока по направлению к северо-западу. Благодаря этому, в ядрах антиклинорий структур северо-западной части выступают не только ниже- и среднеюрские образования, но также и древние метаморфические породы эопалеозоя-докембрия (Храмский и Локский массивы, Шамхорский выступ).

Любопытно, что дизъюнктивные нарушения типа крутых надвигов и взбросов развиты преимущественно по юго-западным более крутым крыльям описанных антиклинорий структур и кулисообразно расположены как в отношении друг друга, так и в отношении Севано-Акеринского глубинного разлома, к которому они примыкают.

Антиклинальные структуры второго порядка, осложняющие антиклинории, имеют, в основном, коробчатый, прерывистый характер. Здесь мы имеем дело с широкими крупными брахиантиклиналями, с более или менее плоскими вершинами и с крутыми крыльями, часто осложненными флексурами и взбросами.

Описанные антиклинорные структуры разделены соответствующими синклиноориями — Болнисским, Лалварским, Иджеванским, Дашкесанским, Мардакертским, Акджакендским, Тоурагачайским, Степанакертским (Мартунинским), Сарыбабинским, Гочасским и др., выполненными отложениями верхней юры, мела и отчасти палеогена.

По данным азербайджанских геологов (1), Дашкесанский синклинорий расчленяется Гейгельским поднятием на Гянджачайский и Агджакендский прогибы.

Описываемая Сомхето-Карабахская структурная зона в своей юго-восточной части как бы теряет свою цельность, что обусловлено формированием в нижнем мелу и затем в палеогене диагональных к ней Кельбаджарского и Нижнеакеринского синклинальных прогибов.

Антиклинории и синклинории Сомхето-Карабахского мегантиклинория в северо-восточном направлении плавно, а местами и флексуорообразно, погружаются и консеквентно перекрываются более молодыми третичными и постплиоценовыми отложениями Куринской депрессии.

Последняя в тектоническом отношении представляет крупный межгорный синклинорный прогиб (мегасинклинорий) общекавказского простиранья, выполненный мощными (свыше 8 км) морскими и озерно-речными континентальными образованиями палеогена, неогена и антропогена. По сейсмическим данным, мощность осадочного покрова Куринской депрессии превышает 12 км.

б) Кафанский сегмент. В тектоническом отношении представляет крупный брахиантиклинорий, состоящий из ряда брахиантиклинальных, сравнительно пологих складок северо-западного простиранья. В сводовой части Кафанского антиклинория выступают вулканогенные породы (нижняя порфировая свита, свита кварцевых порфиров, кварцевых альбитофиров и др.) средней юры, которые по крыльям антиклинория трансгрессивно перекрываются образованиями верхней юры и нижнего мела. От Сомхето-Карабахской зоны Кафанский антиклинорий отделяется Акеринским синклинорием, а с запада ограничивается Хуступ-Гирратахским разломом. В северо-западном направлении Кафанский антиклинорий пре-

терпевает общее погружение и в левобережной части р. Воротан скрывается под мощные вулканогенные образования плиоцена.

С северо-запада Сомхето-Карабахский мегантиклинорий граничит с **Аджаро-Триалетской складчатой системой**. Последняя, по данным П. Д. Гамкрелидзе (53, 54), М. М. Рубинштейна (121) и др., представляет крупную, всеорообразно построенную складчатую систему, зажатую между двумя жесткими глыбами — Грузинской на севере и Артвинско-Сомхетской — на юге.

Аджаро-Триалетская складчатая система имеет, в общем, широтное простирание и несогласно налегает на Абхазско-Карабахскую юрскую геосинклинальную зону. Она сложена мощным комплексом вулканогенно-осадочных пород палеогена и отчасти верхнего мела, только местами перекрытых отложениями миоцена и плиоцена. Складки линейного типа имеют в общем широтное простирание и только в восточной части зоны, то есть в области ее восточного погружения, простирание пликативных структур становится, в основном, юго-восточным. Как с севера, так и с юга Аджаро-Триалетская складчатая система ограничена крупными разрывами, главным образом типа надвига с опрокидыванием складок на соседние глыбы.

В северной части описываемой зоны складки сжаты более сильно, чем в южной, при этом явление опрокидывания на соседнюю глыбу здесь выражено более резко. П. Д. Гамкрелидзе (54) и М. М. Рубинштейн (121) объясняют это обстоятельство более низким гипсометрическим положением Грузинской глыбы и большей степенью консолидированности последней по сравнению с Артвинско-Сомхетской глыбой, ограничивающей Аджаро-Триалетскую складчатую систему с юга.

Большой научный интерес представляет вопрос о восточном продолжении Аджаро-Триалетской складчатой системы. Как уже указывалось, по К. Н. Паффенгольцу (108), она прослеживается по северному подножью Малого Кавказа, вплоть до Талышской горной системы; между тем, согласно В. П. Ренгартену (115), П. Д. Гамкрелидзе (54) и М. М. Ру-

бинштейну (121), Триалетская складчатая система затухает восточнее Тбилиси, примерно в районе долины р. Иори. Точке зрения указанных исследователей резко противопоставляется концепция Л. А. Варданянца (33, 36). По Л. А. Варданянцу, система Триалетского хребта не затухает в районе Тбилиси, но имеет своим непосредственным восточным продолжением складчатую систему Ширакской возвышенности. Точно так же расположенная к северу от Триалетской системы Цицматинская синклираль соединяется к востоку с Алазанской депрессией.

Обоснование этого Л. А. Варданянц находит в том, что в Мингрелии, Лечхуме и Раче наблюдаются складки и разрывы, совпадающие с простирающимися Аджаро-Триалетской системы, и поперечные к простираению кавказских складок и разрывов. Отсюда Л. А. Варданянц делает вывод «об отражении дислокаций Аджаро-Триалетской системы в пределах Кавказской системы». Такое взаимопроникновение, по его мнению, «является следствием борьбы двух систем складчатости — Крымско-Кавказской и Понто-Таврской».

Что же касается западного продолжения Аджаро-Триалетской системы, то в районе Черного моря она загибается к юго-западу и присоединяется к Понтидам.

По типу формаций слагающих отложений и по истории тектонических движений Аджаро-Триалетская складчатая система обнаруживает большое сходство с Севано-Ширакским синклинорием, входящим в состав Армянского тектонического комплекса.

АРМЯНСКИЙ ТЕКТОНИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС

В составе Армянского структурного комплекса выделяются следующие крупные структурные элементы по возрасту складчатости:

- а) Область предверхнеэоценовой, преолигоценной и предсреднемиоценовой складчатости.
- б) Область предэотической и послепонтической складчатости (неогеновые наложенные впадины).
- в) Структуры, созданные новейшей тектоникой.

а) Область предверхнеэоценовой, преолигоценовой и предсреднемиоценовой складчатости. Представляет собой крупную сложно построенную складчатую систему, состоящую из нескольких синклинориев и антиклинориев, дисгармонично примыкающих к антиклинориям и синклинориям Сомхето-Кафанского тектонического комплекса.

Синклинорные структуры. Эти синклинории группируются в двух зонах — Севано-Ширакской и Даралагезско-Ордубадской, которые разделены глубинным разломом, тянущимся по Ишхансарскому, Варденисскому и Гегамскому хребтам.

Севано-Ширакско-Акеринская синклинорная зона образовалась на месте довольно крупного, но сравнительно узкого и глубокого геосинклинального рифта, возникшего в верхнем мелу, на стыке двух крупных геотектонических комплексов Антикавказа. Таким образом, эту область можно рассматривать как зону глубинного разлома в широком смысле слова. Этим и определяются многие особенности ее геологического строения — мощное развитие интрузивного и эффузивного вулканизма, огромная мощность (свыше 6 км) заполняющих ее отложений, эндогенная минерализация и др.

Даралагезско-Ордубадская зона расположена на южном стыке Армянского и Сомхето-Кафанского комплексов.

Описываемые синклинории сложены преимущественно палеогеновыми вулканогенными образованиями и отчасти карбонатными и терригенно-вулканогенными породами верхнего мела и альба, выступающими в ядрах крупных антиклинальных структур. В осевых частях крупных синклинальных структур развиты отложения неогена и постплиоцена.

Антиклинальные и синклинальные структуры описываемой области в юго-восточной и средней ее частях имеют северо-западное простирание, а в северо-западной части принимают широтное и даже юго-западное простирание.

Таким образом, пликативные структуры здесь расположены дугообразно, что соответствует дугообразному же плану расположения области. По типу складчатости здесь преобладают более или менее вытянутые, линейные, но обычно с ундулирующими шарнирами, равновеликие антиклинальные и синклинальные складки.

Более интенсивная складчатость наблюдается к северу от Лениакана. Здесь палеогеновые и верхнемеловые отложения образуют ряд изоклинальных, наклоненных и опрокинутых к югу складок, часто осложненных надвигами и взбросами.

Наличие более сильно сжатых, опрокинутых и надвинутых к югу складок в Ширакском хребте, вероятно, можно поставить в прямую связь с наличием в ложе Ширакской (Лениаканской) котловины каледонского консолидированного субстрата, занимавшего в период складчатости сравнительно низкое гипсометрическое положение.

Описываемая складчатая область, как уже указывалось выше, не является единой в структурном отношении. В ее составе можно выделить, по крайней мере, четыре кулисообразно расположенных в отношении друг друга крупных синклиналиев, разделенных поперечными антиклинальными седловинами. Эти синклиналии: а) Севано-Ширакский, б) Даралагезский, в) Ордубадский, г) Кельбаджарский (Акеринский).

По типу геологических разрезов слагающих эти синклиналии палеогеновых образований, по интрузивному магматизму, металлогении и, что более важно, по возрасту складчатости, они очень сходны, что и дает основание объединить их в единую складчатую область.

Даралагезский синклиналий отделяется от Ордубадского синклиналия поперечной антиклинальной перемычкой, расположенной в водораздельной части Даралагезского хребта — в районе Мартиросского перевала.

В отличие от соседних синклиналиев — Даралагезского и Ордубадского, в районе указанной антиклинальной перемычки палеогеновые отложения сравнительно маломощные, с меньшей ролью вулканогенного материала. Это свидетельствует о том, что зарождение этого антиклинального поднятия имело место еще в этапе общего прогибания указанных двух соседних синклиналиев.

Сочленение Севано-Ширакского синклиналия с Даралагезским синклиналием происходит в районе Варденисского хребта, где разделяющее их антиклинальное поднятие ныне скрыто под третичными и постплиоценовыми лавовыми покро-

вами. Фрагменты этого поднятия выступают в бассейне р. Аргичи, оз. Алагель и в районе Айоцзорского перевала, где эоценовые отложения резко сокращаются в мощности с выпадением отдельных горизонтов. Аналогичная картина наблюдается и в районе Зодского перевала, где вулканогенный эоцен отсутствует, а известняки нижнего лютета, налегающие на отложения верхнего мела, более мелководные и маломощные. Это Зодское поперечное поднятие отделяет Севано-Ширакский синклиниорий от Кельбаджарского синклинория.

Таким образом, Кельбаджарский или Акеринский синклинории нужно рассматривать как самостоятельный синклинальный прогиб, глубоко проникающий в тело Сомхето-Кафанского тектонического блока.

О характере сочленения Севано-Ширакско-Ордубадской складчатой области с Сомхето-Кафанским блоком говорилось выше. Что касается ее юго-западной границы, то следует отметить следующее. На северо-западе указанная область также ограничивается разломом, который на участке сс. Ахта—Анкаван хорошо фиксируется резким различием геологического строения приразломных противоположных частей, наличием многочисленных дизъюнктивных нарушений, минеральных источников и др. На северо-западном продолжении этого разлома, на южном склоне Ширакского хребта развиты крутые надвиги и взбросы. Юго-восточнее сел. Н. Ахта ряд параллельных разломов фиксируется вдоль Гегамского хребта, ограничивающего Севанский бассейн с юго-запада. Наиболее крупный из них проходит несколько западнее водораздела Гегамского хребта и хорошо фиксируется линейным расположением десятков центров вулканических извержений и излияний.

Далее к юго-востоку эта граница проходит через поперечное поднятие, отделяющее Еревано-Вединский палеогеновый бассейн от Даралагезского, а затем она хорошо фиксируется параллельными крутыми надвигами и взбросами, ограничивающими Даралагезский синклиниорий с запада—юго-запада. Еще далее к юго-востоку описываемая граница упирается в Нахичеванскую соленосную мульду. Граница последней с Ордубадским синклинорием вырисовывается довольно кру-

тым, местами флексуобразным погружением отложений соленосной свиты, нижние горизонты которой дугообразно, выпуклостью, обращенной к востоку, обрамляют соленосную мульду. Более интенсивную дислоцированность соленосных образований по бортам мульды, в сравнении с центральной частью последней, где развиты пологие складки, следует также поставить в прямую связь с разломами субстрата мульды.

В самом юго-восточном углу Даралагезско-Ордубадской синклинойной зоны, вдоль Севаңо-Зангезурского глубинного разлома, на дневную поверхность выступают интенсивно дислоцированные и метаморфизованные породы эопалеозоя, а также отложения верхнего девона, несогласно залегающие на метаморфических породах. Эти древние образования составляют сложную антиклинальную складку северо-западного простиранья, прорванную крупнейшим в Закавказье Мегри-Ордубадским интрузивным массивом.

На юго-западном крыле этой антиклинальной структуры, на различные горизонты отложений эопалеозоя и девона трансгрессивно налегают вулканогенные образования нижнего эоцена, также прорванные породами вышеуказанного интрузивного массива.

Восточнее Зангезурского разлома эта антиклиналь непосредственно граничит с Кафанским антиклинорием, сложенным юрскими вулканогенными породами. При этом между указанными двумя антиклинальными структурами совершенно отсутствует синклиальная складка и, как уже отмечалось, они разделены лишь этим разломом.

Описываемая южнозангезурская антиклиналь по всем признакам подходит к типу «шовных антиклиналей», которые часты в зонах глубинных разломов.

По Н. П. Хераскову (138), детально изучившему шовные антиклинали на Южном Урале, последние характеризуются следующими признаками:

1) Узкие и длинные антиклинали, крылья которых обычно имеют различные разрезы по возрасту отложений, по полноте и мощности.

2) Крупными краевыми разломами, которые иногда сопровождаются повышенной расланцованностью.

3) Длительным развитием антиклинальной формы, по-видимому, из первоначальной моноклинальной структуры.

4) Влиянием структуры на поверхностный вулканизм и на расположение интрузий, причем последние часто линейно вытянуты.

Шовные антиклинали, по заключению Н. П. Хераскова, являются поверхностным выражением глубинных разломов и образуются вследствие тангенциального сдавливания и течения материала в зоне разлома.

Антиклинорные структуры. К юго-западу от Севано-Ширакской и Даралагезско-Ордубадской синклинорных зон расположена зона поднятия, состоящая также из ряда кулисообразно расположенных антиклинорных структур.

Южнее Севано-Ширакского синклинория расположен Арзаканский кристаллический массив, представляющий крупную брахиантиклинальную складку субмеридионального простирания. Сложена она различными метаморфическими породами (гнейсы, сланцы, мигматиты, мраморы и др.) докембрийского-нижнепалеозойского возраста, пронизанными основными и кислыми интрузиями. На различные горизонты пород метаморфической свиты эопалеозоя трансгрессивно и резко несогласно ложатся отложения верхнего мела, палеогена и неогена. Пликативные структуры верхнемеловых и третичных отложений имеют общекавказское простирание и наложены консеквентно на каледонские структуры субстрата, имеющие близмеридиональное и северо-восточное простирание.

С востока (р. Раздан), севера (долина р. Мармарик) и, вероятно, также с юго-запада (по р. Касах) Арзаканский кристаллический массив ограничивается разломами и поэтому его следует рассматривать как горст-антиклиналь.

Шарнир Арзаканской антиклинальной структуры полого погружается в северо-западном направлении, и, напротив, вздымается к юго-востоку. Здесь по р. Раздан, на участке сс. Ахта—Арзакан, шарнир ее резко погружается и уже на левом берегу р. Раздан метаморфические сланцы контактируют с потоками четвертичных лав. Широкое распространение травертинов и выходы минеральных источников на отмечен-

ном участке ущелья р. Раздан следует связать с указанным разломом.

К югу от описанного кристаллического массива, в бассейне среднего течения р. Касах расположена Апаранская котловина, выполненная флювиогляциальными и озерно-речными отложениями вюрма и перекрывающими их лавовыми образованиями.

Следующее антиклинальное поднятие — Гегамское — расположено к югу от оз. Севан и ныне скрыто под мощным чехлом плиоценовых и постплиоценовых вулканических образований. Фрагменты этого, вероятно крупного погребенного антиклинория выступают в бассейне р. Аргичи (группа Аргичинских антиклиналей) и в верхнем течении р. Раздан, между районными центрами Ахта и Севан. В первом из указанных районов выступают породы среднего и верхнего палеозоя, которые трансгрессивно и несогласно перекрываются маломощными карбонатными и терригенными отложениями верхнего мела и эоцена, а во втором из-под вулканогенного эоцена выступают породы метаморфического комплекса эопалеозоя.

Возможно, как предполагает Е. Е. Милановский, что под Гегамским вулканическим нагорьем имеются два кулисообразно расположенных поднятия — «Ахтинское» и «Аргичинское», которые разделены поперечным прогибом, соединяющим Ереванский и Севанский прогибы.

Между описанными антиклинориями — Арзаканским и Гегамским — расположен бассейн верхнего течения р. Раздан, представляющий в тектоническом отношении крупный поперечный грабен-синклиорий, выполненный довольно мощным комплексом вулканогенных и озерно-речных отложений плиоцена и постплиоцена, а также подстилающих их морских отложений миоцена.

В миоцене и плиоцене описываемый синклинальный прогиб служил проливом, соединяющим опресненные морские водоемы Араратской котловины с бассейном Палеосевана. Большое фациальное сходство верхнемиоценовых соленосных отложений, а также вышележащих плиоценовых озерных образований Севанской впадины и Араратской котловины не оставляет сомнения в том, что эти два бассейна в указанное

время широко общались друг с другом именно через описываемый Верхнеразданский синклинальный пролив. Это наше заключение имеет и практическое значение с точки зрения возможности обнаружения соленосных формаций на огромном пространстве между бассейном оз. Севан и Приереванским районом, где они могли быть скрыты под мощными лавовыми покровами Гегамского хребта и его периферических плато. Выходы миоценовых отложений имеются в районе с. Н. Ахта и обнаружены буровыми скважинами в районе с. Фонтан.

Южнее Гегамского антиклинория расположено несколько антиклинорных структур, сложенных средне- и верхнепалеозойскими отложениями в ядрах и трансгрессивно перекрывающими их породами верхнего мела и палеогена на крыльях. Среди них можно указать на Кадырлинский, Советашенский и Урцско-Даралагезский антиклинории.

Наиболее крупным является Урцско-Даралагезский антиклинорий, расположенный в бассейне среднего течения р. Аракс и составляющий Урцкий хребет и большую западную часть Даралагезского хребта. Это — крупная и сложно-построенная антиклинорная структура, ось которой в общем проходит в северо-западном направлении, по долине реки Аракс и резко погружается в районе с. Веди и ст. Арарат. Урцкий хребет, по существу, представляет лишь часть северо-восточного крыла этой антиклинорной структуры, юго-западное крыло которой расположено в правобережной части долины р. Аракс.

Урцско-Даралагезский антиклинорий состоит из многочисленных вытянутых в северо-западном направлении брахиантиклинальных и синклинальных складок, местами опрокинутых к югу и осложненных взбросами и надвигами с падением плоскостей на юго-запад (Даралагез) и на север—северо-восток (южный склон Урцкого хребта).

Нередки также сравнительно мелкие складки широтного и северо-восточного простиранья.

Кадырлинский и Советашенский антиклинории сравнительно небольшие, типа брахиструктур, но также осложнены взбросами и крутыми надвигами с опрокидыванием пластов в сторону соседних синклиналей.

Советашенская антиклинорная структура отделяется от Урцско-Даралагезского антиклинория небольшой, но четко выраженной брахисинклиналью, сложенной по ее бортам плотными нуммулитовыми известняками нижнего лютета. Осевая часть этой синклинали заполнена отложениями верхних горизонтов среднего эоцена, верхнего эоцена и отчасти олигоцена. Эта синклиналичная структура в палеогеновое время играла роль поперечной седловины, через которую сообщались друг с другом Даралагезский и Еревано-Вединский бассейны.

Между Урцско-Даралагезским и Кадырлинским антиклинориями расположена Шагапская синклиналичная складка, которая имеет почти широтное простирание и сложена отложениями эоцена и олигоцена. Это асимметричная синклинали с пологим южным крылом и более крутым, осложненным второстепенной складчатостью, северным крылом.

По северному борту описываемой синклинали наблюдаются, стоящие почти вертикально, пласты пород палеогена, с некоторым опрокидыванием их к югу, что, вероятно, обусловлено наличием здесь крупного разлома, который прослеживается в широтном направлении через с. Кадырлу, по направлению к с. Чиманкенд. Далее он сворачивает к юго-западу и, прослеживаясь по правобережной части р. Веди, проходит через горы Гяур-Каласи у районного центра Веди. По линии указанного разлома, восточнее с. Кадырлу, расположены дайки андезитовых пород, а также поля травертинов между сс. Шагап и Чиманкенд. У с. Чиманкенд Шагапская синклинали несколько меняет свое простирание, принимает юго-западное направление и, постепенно погружаясь, западнее районного центра Веди скрывается под аллювиально-пролювиальными отложениями долины р. Аракс.

Западнее Шагапской синклинали расположен **Еревано-Вединский синклинорий**, выполненный мощными свитами верхнего мела и палеогена. Внутри этого синклинория можно выделить несколько почти параллельных, дугообразно изогнутых и обращенных выпуклостью к северу — северо-западу антиклинальных структур и расположенных между ними более плоских и широких синклиналей. В ядрах почти всех крупных антиклиналей выступают породы верхнего мела, а

в бассейне среднего течения р. Веди — также и отложения верхнего палеозоя и триаса. Крылья складок и мульдовые части сложены соответственно отложениями датского ярусанижнего эоцена, среднего и верхнего эоцена и местами олигоцена.

Каждая из указанных антиклинальных дуг состоит из ряда четкообразно, а местами и кулисообразно расположенных сравнительно мелких брахиантиклиналей — Подкетузской, Шугаибской, Байбуртской, Ераносской, Бозбурунской и др. У северо-восточного борта Среднеараксинской депрессии некоторые из этих антиклиналей — Бозбурунская и Ераносская, довольно круто, а местами и с разрывами погружаются под аллювиально-пролювиальные образования бассейна р. Аракс. В Приереванском районе известен ряд брахиантиклинальных структур северо-восточного простирания (Шорагбюрская, Разданская, Азатская и др.), которые также погружаются в сторону Араратской котловины. Характерными для всех антиклинальных и синклинальных структур Еревано-Вединского бассейна являются их брахиаксиальность, местами (у сел. Веди) с прекрасно выраженными центриклиналями, и несимметричность расположения их крыльев. На их крутых крыльях часто наблюдаются флексуры и сбросы.

Ряд антиклинальных структур с верхнепалеозойским-триасовым ядром расположен к северу от вышеописанного Кадырлинского антиклинория, в бассейне верхнего течения р. Веди (Карабахлярская, Джерманисская и др.).

В самой юго-восточной части описываемой зоны антиклинорных поднятий, в Нахичеванской АССР, расположен Джульфинский антиклинорий. Последний представляет крупное брахиантиклинальное вздутие северо-западного простирания, сложенное в ядре породами верхнего палеозоя. По крыльям этой складки палеозойские свиты последовательно перекрываются отложениями триаса, юры, мела и эоцена.

Морфология этого антиклинального поднятия в современном виде обязана новейшим тектоническим движениям, чем обусловлено глубокое врезание реки Аракс на этом участке. Здесь мы имеем дело с типичным примером antecedentного врезания, имевшего место в верхнем постплиоцене.

б) Область предэотической и послепонтической склад-

частости (неогеновые наложенные впадины). В строении юго-западной части Армянского тектонического блока видное место занимают молодые наложенные, а местами частично и унаследованные верхнетретичные впадины. К числу их принадлежат Араратская и Ширакская котловины, впадина озера Севан и Нахичеванская мульда.

Среднеараксинская (Араратская и Нахичеванская) котловина в тектоническом отношении представляет крупный, межгорный синклинальный прогиб овального очертания, вытянутый в северо-западном направлении от Джульфинского антиклинального поднятия на юго-востоке и до устья р. Ахурян на северо-западе. Выполнена она песчано-глинистыми морскими отложениями нижнего и среднего олигоцена, молассовыми континентальными образованиями верхнего олигоцена и нижнего миоцена, мощными соленосными свитами среднего и верхнего миоцена, несогласно перекрытыми озерно-речными и континентальными образованиями плиоцена и постплиоцена. Эти молодые образования маскируют структуры более древних отложений, поэтому до последних лет наши представления о геологическом строении глубоких горизонтов котловины основывались главным образом на экстраполяциях и интерполяциях геологических данных, обрамляющих котловину районов.

В настоящее время имеются новые данные геологических исследований районов, обрамляющих котловину, а также данные буровых скважин, вскрывших в ряде мест фундамент котловины. На основании этих материалов имеется возможность значительно уточнить наши представления о тектонике Среднеараксинской депрессии.

В центральной части описываемой котловины, к югу от Еревана, геофизическими исследованиями, а затем и буровыми скважинами установлено наличие крупного погребенного горстового поднятия эопаалеозойского основания северо-западного простиранья. О горстовом характере этого подземного выступа каледонского субстрата свидетельствуют резкие различия разрезов и мощностей отложений по обеим сторонам предполагаемого разлома, ограничивающего описываемое поднятие с северо-востока.

Так, в Приереванском районе, расположенном северо-во-

сточнее этого подземного выступа, суммарная мощность отложений послепалеозойского покрова (верхний мел — плиоцен) составляет около 6000 м, в то время как на другом, юго-западном крыле этого поднятия, т. е. на расстоянии 3—4 км от указанного участка, мощность этих отложений составляет всего лишь 500—600 м. Здесь на указанной глубине маломощные эоценовые отложения непосредственно ложатся на кристаллические двуслюдяные кварцево-гранатовые сланцы нижнепалеозойского возраста. Такое резкое уменьшение мощностей отложений мезо-кайнозойского чехла на очень коротком расстоянии невозможно объяснить без допущения о наличии здесь разлома. Тот факт, что около разлома происходит не только срезание отдельных свит, но и последовательное быстрое уменьшение мощностей отложений отдельных систем, отделов и ярусов, свидетельствует о том, что разлом этот является древним и что существование его намечается, по крайней мере, с верхнего палеозоя.

Таким образом, современная Среднеараксинская впадина на участке Паракар-Енгиджа является резко наложенной, образовавшейся на месте древнего геоантиклинального поднятия. Этот подземный выступ древнепалеозойского консолидированного субстрата имеет северо-западное простираие и разделяет северо-западную часть Среднеараксинской котловины на два прогиба — северо-восточный (Ереванский бассейн) и юго-западный (Нижнеахурянский или Верхнеараксинский — по А. Т. Асланяну — прогиб). В последнем широком развитии пользуются соленосные формации, поверх которых следует молассовая пестроцветная свита мэотис-понтического возраста мощностью свыше 2 км.

Двумя небольшими поперечными выступами герцинского субстрата в районах ст. Арарат (Араратское поперечное поднятие) и Волчьих ворот остальная юго-восточная часть Среднеараксинской котловины также делится на два самостоятельных прогиба — Нахичеванский и Садаракский.

В структурном отношении последние представляют типичные наложенные синклинальные мульды, заполненные мощными отложениями миоцена. Последние в центральных частях этих мульд согласно пластуется с подстилающими породами палеогенового возраста, а по периферии депрессии

они с резким угловым и азимутальным несогласием перекрывают различные горизонты более древних отложений до верхнего палеозоя включительно.

Таким образом, выясняется, что Среднеараксинская впадина в тектоническом отношении не является единой структурой, а состоит из четырех синклинорных мульд — Нижнеахурянской, Ереванской, Садаракской и Нахичеванской, разделенных поперечными горстовыми и антиклинальными поднятиями — Паракар-Енгиджинским, Араратским и Волчьих ворот. Между Енгиджинским и Араратским поднятиями вырисовывается еще одна небольшая мульда (Арташатская мульда), строение которой во многих отношениях остается для нас еще неясным. Для Нахичеванской и Садаракской мульд фундаментом служат интенсивно дислоцированные породы среднего и верхнего палеозоя, а для Ереванского, вероятно также и Нижнеахурянского прогибов — метаморфизованные породы каледонского субстрата.

Наиболее крупными по занимаемой площади и прогнутыми являются Ереванская и Нахичеванская мульды, мощность заполняющих отложений которых от поверхности фундамента и до антропогена включительно составляет около 6 км.

Эти два прогиба являются одновременно и наиболее древними и в значительной степени унаследуют геосинклинальные прогибы верхнемелового-палеогенового времени.

Наименее прогнутой и сравнительно небольшой по размеру является Садаракская мульда, глубина которой, по-видимому, не превышает 1,5—2 км.

Вдоль северо-восточного борта Араратской котловины, почти на всем ее протяжении проходит крупный разлом типа взброса и крутого надвига, по которому местами средне- и верхнепалеозойские породы перекрывают различные горизонты заполняющих котловину соленосных отложений миоцена. На участке ст. Норашен — с. Тазагюх к этой линии разлома приурочены поля травертинов, выходы минеральных источников и месторождение арагонита (у с. Агамзалу). В районе с. Тазагюх этот разлом сочленяется с Паракар-Енгиджинским разломом, ограничивающим одноименное горстовое поднятие с северо-востока. Далее, на вероятном северо-запад-

ном продолжении описываемого разлома, на южном склоне массива горы Арагац расположены центры излияний и извержений плейстоценовых лав и туфов. Араратская котловина с юга—юго-запада ограничивается также разломом, проходящим по линии гора Арарат—Агридагский хребет. На этом основании Среднеараксинскую синклинорную депрессию можно рассматривать и как грабен, о чем писали еще Г. Абих (2, 3) и Ф. Освальд (106).

Интересную картину представляет тектоника заполняющих Араратскую котловину соленосных отложений миоцена. В центральных частях Ереванского и Нахичеванского бассейнов соленосные отложения дислоцированы со средней интенсивностью и образуют брахиантиклинальные и брахисинклинальные, обычно несимметричные складки с падением пластов, в среднем от 15 до 45°. Простираение складок в разных местах разное, преобладают складки кавказского простираения, однако, нередки случаи, когда эти пликативные структуры имеют широтное и даже северо-восточное простираение. Совершенно другого типа складчатые структуры развиты по бортам котловины. Здесь породы соленосной и подстилающей пестроцветной свит собраны в сильно сжатые и узкие складки линейного типа, вытянутые в кавказском направлении с падением пластов от 40° до 70°, причем непосредственно у линии разлома часто наблюдается опрокидывание к югу крутопадающих крыльев складок, с надвиганием на них отложений палеозоя (ср. Садарак, Суренаван, Армаш).

Нам представляется, что здесь мы имеем дело с явлением отчетливо выраженного гравитационного тектогенеза. В результате дифференциального характера эпейрогенических движений происходило поднятие Урцско-Даралагезского палеозойского антиклинального массива и опускание Среднеараксинской котловины. При этом, с поднятием указанного антиклинального массива происходило соскальзывание трансгрессивно покрывающего его чехла, сложенного несравненно более пластичными породами соленосных свит. Последние под влиянием силы тяжести и сминались в крутые, часто опрокинутые в сторону депрессии складки. Можно полагать, что в результате вышеуказанных тектонических движений

произошло и некоторое горизонтальное перемещение, обусловившее опрокидывание складок и возникновение надвигов.

В Ереванском соленосном бассейне буровыми скважинами установлено наличие сравнительно небольших, куполовидных складок, обусловленных соляной тектоникой.

Любопытно отметить, что местами в этом же районе плиоценовые андезито-базальтовые лавы, являющиеся непроницаемой покрывкой для миоценовой соленосной свиты, образуют куполовидные поднятия, морфологию которых никак нельзя объяснить экзогенными факторами. К числу этих поднятий относятся Ераблур, расположенные по дороге Ереван—Шаумян, Мурад-тапа и др.

Эти идеально округленные и сглаженные куполовидные вздутия плиоценовых лав, вероятно, можно поставить в прямую генетическую связь с соляной тектоникой. Можно допустить, что при формировании соляных куполов надсолевая лавовая покрывка соответственно претерпевала куполовидное выпучивание.

Ширакская (Ленинаканская) котловина по своему геологическому строению и истории развития значительно напоминает Араратскую котловину. Однако наши знания о геологии глубоких горизонтов Ленинаканской котловины гораздо скуднее, по сравнению с Араратской. Известно, что она (Ширакская котловина) сложена синклинально залегающими озерно-речными песчано-глинистыми отложениями и прослаиваемыми их лавовыми и туфовыми образованиями верхнего плиоцена и постплиоцена мощностью свыше 350 м.

Судя по обнажениям на окраинах депрессии, под озерными отложениями можно допустить наличие верхнеплиоценовых лав, нижнего плиоцена в вулканогенной и вулканогенно-обломочной фации, а также верхнего миоцена (сарматомэотиса) в туфогенно-осадочной терригенной фации. Можно считать вероятным также наличие в глубоких горизонтах котловины угленосно-сланцевосных отложений миоценового и олигоценного возраста. Ложем всех этих отложений, безусловно, является эоцен в вулканогенно-осадочной фации.

По литературным данным, миоценовые отложения широко распространены к западу от Ленинаканской котловины, в

Кареском плато, где они замаскированы почти сплошным покровом плиоценовых лав. По типу структур Ширакская котловина представляет типичную наложенную впадину, так как слагающие ее плиоцен-постплиоценовые отложения резко несогласно, дискордантно перекрывают структуры более древних, палеогеновых и верхнемеловых отложений.

Возможно, что в осевой части молодые неогеновые структуры наследуют структуры палеогенового фундамента.

Описываемая котловина, по-видимому, несколько асимметрична. Плиоценовые лавы северо-западной части массива горы Арагац довольно плавно и полого погружаются под озерные отложения котловины, в то время как крупные антиклинальные структуры, обрамляющие ее с севера и северо-востока, претерпевают резкое погружение и при этом часто опрокинуты в сторону депрессии и осложнены взбросами и надвигами.

Можно полагать, что это явление связано с наличием разлома, проходящего в глубоком фундаменте вдоль северного и северо-восточного борта котловины. Этот разлом, являющийся западным продолжением анкаванского разлома, в ряде мест отчетливо фиксируется наличием опрокинутых к югу и разорванных взбросами и надвигами складок верхнемеловых и палеогеновых отложений (ср. Кети, Дарбанд), развитием сложной и ненормальной для района складчатостью (район сел. Сарияр) и гидротермальным изменением верхнеэоценовских и палеогеновых пород на Джаджурском перевале.

Нам представляется, что современная Ширакская котловина образовалась на месте древней глыбы, сложенной докембрийскими и нижнепалеозойскими метаморфическими образованиями, имевшей геоантиклинальный режим в верхнем мелу и эоцене. В дальнейшем она служила контрфорсом при дислокации меловых и палеогеновых образований. Здесь, вероятно, мы имеем дело с подземным западным продолжением Арзакан-Апаранского кристаллического массива, являющегося одной из кулисообразно сочленяющихся антиклинальных структур, ограничивающих Севано-Ширакский геосинклинальный прогиб с юга и юго-запада. Мощное развитие терригенных фаций в разрезе эоцена Ширакского хребта также может свидетельствовать о близости области размыва,

расположенной южнее указанного хребта, т. е. на месте современной Ширакской котловины. Косвенным доказательством наличия древнего эопалеозойского субстрата в ложе Лениаканской котловины может служить тот факт, что котловина эта характеризуется гравитационным минимумом, что свойственно Арзаканскому кристаллическому массиву. Этим Лениаканская котловина отличается от Среднеараксинской котловины, которая выделяется максимумом аномалий силы тяжести.

В таком случае можно ожидать резкого сокращения мощностей с выклиниванием отдельных горизонтов меловых и эоценовых отложений под Лениаканской котловиной. Началом прогибания и образования последней можно считать олигоценовое-миоценовое время — время заложения Среднеараксинской и Куринской впадин.

Севанская впадина. Представляет в тектоническом отношении крупный синклинальный прогиб, наложенный на пликративные структуры верхнемелового-палеогенового комплекса в осевой части Севано-Ширакского синклинория. Она слагается мощными толщами озерно-речных и вулканогенных образований постплиоцена и плиоцена, и подстилающими их гипсоносными отложениями верхнего миоцена. Эти отложения хорошо обнажаются в западной части впадины, в районе Норадузского мыса, где они собраны в ряд антиклинальных и синклинальных складок северо-западного простирания.

Современная впадина оз. Севан состоит из двух геологически разнородных и достаточно четко обособленных бассейнов Большого и Малого Севана, которые различаются по их структурному типу и истории развития. Бассейн Малого Севана по возрасту более молодой, во всяком случае послесреднеплейстоценовый и в тектоническом отношении представляет грабен, ограниченный как с юго-запада, так и с северо-востока крупными разломами. При этом наиболее глубокая часть Малого Севана точно соответствует глубоко размытой замковой части эоценовой антиклинальной складки, протягивающейся по линии р. Дзкнагет — мыс Арданышский. Сравнительно молодом возрасте Малого Севана свидетельствует отсутствие высоких террас (денудационных и аккумуля-

лятивных) на склонах обрамляющих его горных хребтов, а также очень незначительное развитие молодых постплиоценовых отложений на дне бассейна.

Бассейн Большого Севана, напротив, является сравнительно более древним и отделяется от Малого Севана Арданыш-Норадузским подводным уступом, обязанным своим происхождением сбросовому нарушению. В структурном отношении бассейн Большого Севана наследует приблизительные очертания сарматского бассейна, проникшего в осевую часть Севано-Ширакского синклиория очевидно из Среднеараксинской депрессии.

После крупной регрессии, имевшей место после сармата, здесь, в бассейне Большого Севана, в плиоцене и постплиоцене несколько раз устанавливался озерный режим, при этом границы распространения этих пресноводно-озерных водоемов временами выходили за рамки современной озерной ванны. Об этом свидетельствует развитие озерных диатомовых отложений по периферии оз. Севан и обнаружение последних под аллювиально-пролювиальными отложениями Масрикской (Мазринской) равнины. Геоморфологический характер последней не оставляет сомнения в том, что она в плиоцене и постплиоцене была под водой. Кроме того, о более древнем происхождении бассейна Большого Севана свидетельствует также широкое развитие прекрасно выраженных высоких террас на южном склоне Севанского (Шагдагского) хребта.

Здесь отчетливо выражены не только террасы апшеронского и акчагыльского возраста, но и более древние, вероятно, миоценовые.

Однако мы не считаем, что современная озерная чаша является реликтом древнего озера (Палеосевана) верхнеплиоценового или нижнепостплиоценового времени, как это допускают некоторые исследователи (А. Т. Асланян, группа экспедиции акад. Левинсона-Лессинга). По нашим представлениям, она образовалась гораздо позже, после значительного перерыва в озерном режиме, последовавшего после отложения Норадузской пеплово-песково-галечниковой свиты. Возраст последней датируется как верхний плиоцен — нижний плейстоцен (47).

История формирования Севанской впадины достаточно

детально изложена в работах Л. А. Варданынца (34, 35), Е. Е. Милановского (88, 93), А. Т. Асланяна (16, 17) и А. А. Габриеляна (47, 51), поэтому нет необходимости детально на ней останавливаться, однако считаем необходимым подчеркнуть, что формирование впадины оз. Севан генетически тесно связано с геантиклинальным поднятием окружающих ее хребтов, и в особенности Гегамского хребта. Поднятие последнего обусловило антиклинальное выпучивание постплиоценовых отложений в районе гор. Севан, что вызвало значительные затруднения в движении р. Палеораздана, текущего по долинной осевой части Севанского бассейна, в сторону Араратской котловины.

Кроме того, эти тектонические движения обусловили образование ряда параллельных ступенчатых разломов, по которым произошло значительное опускание древней эрозионной долины и изливание огромного количества лав. Мощные потоки последних стремительно двинулись в котловину Палеосевана и, запруживая сток Палеораздана, способствовали заполнению водой его долины и образовали озеро Севан — сначала Малый, а затем и Большой. Последнее заполнение водой озера Севан происходило, по-видимому, уже в голоцене.

в) Структуры, созданные новейшей тектоникой. Новейшие тектонические движения, происходившие в плиоцене и постплиоцене, играли исключительную роль в создании современного высокогорного, сильно расчлененного рельефа Армении. Ими же, в значительной степени, обусловлены сейсмичность и мощное проявление вулканизма, столь характерные для Малого Кавказа.

Молодые тектонические движения имели резко разнозначный характер и выразились в образовании сводообразных антиклинальных поднятий, сопровождающихся обычно синклинальными и овальными опусканиями соседних участков. Эти дифференциальные движения второго порядка происходили на фоне общего сводообразного воздымания всего Малого Кавказа. Многие высокие хребты и горные массивы Малого Кавказа (Кечутский, Гегамский, Варденисский, Зангезурский хребты, массив горы Арагац и др.), своим со-

временным морфогенезом обязаны новейшим тектоническим движениям.

Эти движения хорошо фиксируются гипсометрически высоким расположением речных террас, нахождением озерных отложений на современных водоразделах многих высоких хребтов, местами на отметках, превышающих 2000—2500 м от уровня моря и другими геоморфологическими и геологическими показателями.

Кроме дифференциальных эпейрогенических движений в верхнем неогене и постплиоцене имели место и локальные складкообразовательные движения. Об этом свидетельствует дислоцированность плиоценовых и нижнепостплиоценовых озерно-речных отложений Севанской впадины и Араратской котловины. В первом из указанных регионов, в районе с. Норадуз, плио-плейстоценовые отложения составляют ряд почти параллельных, северо-западного простирания антиклинальных и синклинальных складок, с падением пластов от 5 до 30°.

Явления неотектоники хорошо фиксируются и в Памбакской долине между Джаджурским перевалом и г. Кировакан, где озерно-речные отложения и прослаивающие их туфы вюрмского возраста обнаруживают отчетливо выраженные изгибы, наследующие структуры палеогенового субстрата. Показательно, что река Памбак в антиклинальных структурах (например, у ст. Налбанд) врезана в коренные эоценовые вулканогенные породы, образуя глубокие ущелья, а в синклинальных структурах, напротив, течет очень медленно, даже несколько меандрирует, образуя широкие аллювиальные равнины. Этот факт бесспорно свидетельствует о продолжающемся поднятии антиклиналей и прогибании синклинальных структур.

Эти новейшие тектонические движения обусловили своеобразное и брахиантиклинальное воздымание массива горы Арагац, Цахкуняцкого, Гегамского, Варденисского, Кечутского, Ишхансарского и др. хребтов и формирование ряда синклинальных прогибов и чаш. Указанные хребты сложены мощным комплексом плиоценовых, а по их периферии и постплиоценовых лав и их пирокластов, в то время как молодые синклинальные прогибы сложены плиоцен-плейстоцено-

выми озерными отложениями, прослаивающимися лавовыми потоками и перекрывающими их аллювиально-пролювиальными наносами. Формирование массива горы Арагац генетически тесно связано с историей развития окружающих его депрессий — Араксинской и Лениканской. Воздымание массива горы Арагац в плиоплейстоценовое время как бы компенсировалось прогибанием последних. На основании палеогеографических данных и интерпретации данных по геологии окружающих его районов можно предполагать наличие докембрийского — каледонского жесткого субстрата и частично пород верхнего мела и палеогена, под плиоценовыми лавами южного и юго-западного склонов массива горы Арагац. По тем же соображениям можно допустить наличие более молодых, миоценовых и нижне-среднеплиоценовых отложений в соленосной и вулканогенно-обломочной фациях под лавовыми покровами его северного и северо-восточного склонов. По границе указанных двух стратиграфических комплексов, вероятно, проходит крупный разлом, служивший центром плиоценового вулканизма. Дальнейшее куполовидное поднятие горы Арагац сопровождалось образованием радиальных, тектонических трещин (Амберд, Манташ, Гехарот) и кольцевых разломов по его периферии. К последним приурочены многочисленные центры извержений и излияний постплиоценовых туфов и лав.

О вероятном нижнепалеозойском — докембрийском возрасте фундамента Кечутского вулканического массива и Ахалкалакского плато говорилось в начале этой главы. Цоколем Гегамского горстантиклинального поднятия также служит средне-палеозойский и каледонско-докембрийский субстраты, обнажающиеся в его юго-восточных и северо-западных периклинальных частях.

В общем, можно допустить, что почти все вышеперечисленные крупные вулканические массивы насажены на палеозойский жесткий субстрат. Поднятие этого консолидированного субстрата сопровождалось его раскалыванием и образованием глубоких тектонических разрывов, служивших путями для проникновения жидкой магмы на дневную поверхность.

К числу главнейших тектонических прогибов, образовав-

шихся в результате новейших тектонических движений, принадлежат Среднеараксинская и Севанская впадины, Воротанская, Памбакская, Верхнеахурянская и др. котловины.

Первые две из указанных структур являются наиболее крупными и в своем развитии наследуют структуры, заложенные еще в миоцене. Воротанская котловина представляет довольно крупную, вытянутую в северо-западном направлении широкую и пологую синклиналичную чашу, выполненную мощными (до 400 м) озерно-диатомитовыми и речными отложениями верхнего плиоцена и плейстоцена, перекрытыми четвертичными лавами. Начиная со среднего плейстоцена, указанная котловина вовлекается в поднятие, в результате чего прекращается осадконакопление и начинается врезание реки Воротан. Верхнеахурянская котловина является типичной овальной впадиной. Окружающие ее плиоценовые лавы флексуобразно погружаются в сторону осевой части котловины, выполненной продуктами новейших вулканических излияний. Под лавовыми образованиями можно предполагать наличие озерно-речных отложений. Три небольших, четко-образно расположенных молодых прогиба развиты в центральной части Севано-Ширакского синклинория, в бассейнах рр. Памбак и Агстев. Эти молодые прогибы, как уже указывалось, явно унаследовали синклиналичные структуры эоценовых отложений и разделены небольшими поперечными поднятиями, соответствующими эоценовым антиклиналичным складкам. Реки Памбак и Агстев, в своих верхних течениях, где расположены эти синклиналичные прогибы, меандрируют, образуя широкие аллювиальные равнины (Верхнепамбакская, Кироваканская, Амзачиманская), а на участках антиклиналичных перемычек глубоко (до 100 м) врезаны в коренные эоценовые вулканогенные породы. Здесь мы имеем дело с типичным примером дислокации террас. Четвертая терраса, возраст которой, на основании палеонтологических данных, определяется как вюрмский (хвалынский по каспийской хронологии), на антиклиналичной перемычке между сс. Налбанд и Амасия поднимается от уровня реки до 100 м, а в мульдах опускается до уровня второй террасы. Этот факт свидетельствует о поствюрмском возрасте описанных новейших тектонических структур.

При продолжительности послевюрмского времени приблизительно 20—25 тысяч лет среднегодовой темп поднятия на антиклинальных перемычках получается около 4 мм.

Такова примерно схема расположения главнейших пликативных структур Армении по возрасту их образования.

В заключение отметим, что выделенные нами структурные комплексы вполне совпадают с крупными геоморфологическими элементами.

Так, Н. В. Думитрашко (63) выделяет на Малом Кавказе следующие шесть геоморфологических областей:

1) Северные хребты Малого Кавказа (соответствуют Сомхето-Кафанскому тектоническому комплексу).

2) Центральные хребты и впадины (Севано-Ширакский синклиорий).

3) Вулканические нагорья — приподнятые новейшими движениями вулканические хребты и массивы.

4) Южные хребты Малого Кавказа (зона антиклинорных поднятий).

5) Среднеараксинская депрессия (Среднеараксинский межгорный прогиб).

6) Куринская депрессия (Куринский мегасинклиорий).

Таким образом, связь главнейших геоморфологических элементов Малого Кавказа с крупными структурными комплексами вырисовывается вполне отчетливо.

ТИПЫ И ПРОСТИРАНИЕ ПЛИКАТИВНЫХ СТРУКТУР И ИХ ГЕНЕЗИС

В этой главе в краткой форме излагаются следующие вопросы:

1. Типы пликативных структур и обуславливающие их факторы.
2. План пространственного расположения пликативных структур.
3. Антикавказская складчатость.
4. Соотношение разновозрастных структур.

На Малом Кавказе развиты самые различные типы пликативных структур, что обусловлено различными же причинами — характером тектонических движений, геоструктурными особенностями района их развития, литолого-петрографическим составом пород, мощностями отложений и др.

Можно выделить следующие морфо-генетические типы антиклинальных и синклинальных складок:

а) Сильно сжатые, узкие, с крутыми падениями крыльев, сравнительно мелкие, но сложные складки, развитые в отложениях нижнепалеозойского — докембрийского субстрата. По своему происхождению они обязаны регионально выраженной геосинклинальной складчатости, интенсивно проявившейся в докембрии и в каледонском этапе.

Группировки этих складок, пронизанных магматическими телами, составляют крупные брахиантиклинории или, как их часто называют, древние кристаллические массивы (Арзаканский, Южно-Зангезурский, Локский, Храмский и др.).

б) Умеренно сжатые, линейно вытянутые, местами изоклинальные, односторонне опрокинутые и осложненные надвигами складки; складки такого типа развиты, главным образом, по окраинам крупных синклинорных зон, например, вдоль северо-восточного борта Среднеараксинской депрессии, по северной и южной окраинам Севано-Ширакского синклинория (южный склон Ширакского хребта и северный склон Базумского хребта). Основная роль в образовании этих пликативных структур принадлежит гравитационному тектогенезу, обусловленному, в одном случае, поднятием древних массивов и прогибанием синклинальных депрессий, а в других случаях — низким гипсометрическим расположением жесткого субстрата, в сторону которого происходит опрокидывание складок, при дислокации и поднятии геосинклинальных зон. При этом по швам зон поднятий и прогибов часто образуются крупные разломы, в основном типа крутых надвигов, по которым происходят значительные перемещения масс. Поэтому складки описываемого типа можно назвать и приразломными.

в) Широко распространены линейно вытянутые складки со средними углами падения, обычно характеризующиеся ундулирующими (или ныряющими) шарнирами. К этому типу относятся складки Севано-Ширакского синклинория, Даралагеца и Ордубадского синклинория. Здесь мы имеем дело с равновеликими антиклинальными и синклинальными складками, простирание которых строго подчинено очертаниям тех геосинклинальных прогибов, в которых они распространены. Другой характерной особенностью этих пликативных структур является длительность их развития. Зарождение этих пликативных структур имело место еще в первую стадию геосинклинального развития данной зоны, т. е. в эпоху интенсивного прогибания (складки сдавливания), однако полное оформление они получили лишь после инверсии геотектонического режима — инверсионные складки.

г) Следующим типом пликативных структур являются коробчатые (сундучные) брахискладки, широко развитые в Сомхетско-Кафанской тектонической зоне, детально описанные В. В. Белоусовым, А. Т. Асланяном и др. Они обычно ха-

рактируются пологими сводами и крутыми крыльями, часто осложненными разрывами.

По нашему мнению, указанный тип складчатости в значительной степени обусловлен брахиформой отдельных частных поднятий и прогибов внутри указанной зоны, медленным ростом антиклинальных структур и вулканогенным массивным составом слагающих эту зону юрских пород.

Можно согласиться также с мнениями тех геологов, которые сундучную складчатость генетически связывают с глубокими движениями субстрата. По краям поднимающихся блоков слои покрывающего чехла образуют флексуры, а под блоками они остаются почти горизонтальными.

д) В приараксинской части Армянского тектонического блока, в Еревано-Вединском бассейне широким распространением пользуются четкообразно, а местами и кулисообразно расположенные, несимметричные брахиантиклинали и брахисинклинали (центриклинали), сложенные отложениями верхнего мела и палеогена.

В бассейне р. Азат и в Приереванском районе асимметричность антиклинальных складок становится более резкой, при этом крутые крылья складок местами принимают вид флексуры.

Нам представляется, что генетически они связаны с разломами фундамента и отражают блоковые движения последнего. Подобные складки, называемые в литературе **отраженными** (по терминологии В. Е. Хаина), широко распространены в мезокайнозойских отложениях Ферганской котловины, где они детально описаны А. И. Суворовым* под названием **складок-флексур**, и Д. П. Резвым** (**рубцовые складки**), а также в Волго-Уральской нефтеносной области Русской платформы.

е) Небольшим распространением пользуются куполовидные складки, обнаруженные буровыми скважинами в Ереван-

* А. И. Суворов, Тектоническое районирование Ферганской впадины по генетическим признакам. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 153, 1954.

** Д. П. Резвой. О некоторых молодых поднятиях Южной Ферганы. Труды МГРИ, т. XXVI, 1954.

ском соленосном бассейне и обусловленные соляной тектоникой.

ж) Значительную роль в структуре Армянского геотектонического блока играют сравнительно крупные сводовые поднятия и овалы оседания, отражающие новейшую тектонику области.

К этой категории пликативных структур относятся приподнятые вулканические массивы, о которых говорилось выше. К таким сводовым поднятиям можно отнести также выступы герцинского субстрата в районе ст. Арарат и Волчьих ворот.

з) Местами в районах распространения неогеновых эффузивных покровов (Приереванский район) наблюдаются куполовидные поднятия, обусловленные, по всей вероятности, внедрением магматических масс под лавовые покровы. Это так называемые **магматогенные складки**. К этой категории складок А. Л. Рейнгард* относит массив горы Арагац. На основании ряда косвенных фактов (гидротермальная измененность пород, минеральные источники и др.), а также учитывая общую морфологию массива горы Арагац, указанный исследователь предполагает наличие скрытого интрузива под лавовым покровом последнего.

Касаясь общего плана расположения пликативных структур, следует отметить следующее. Преобладающее большинство пликативных структур разного возраста имеет северо-западное простирание, что соответствует очертанию геосинклинальных прогибов, внутри которых они развивались. Подобные пликативные структуры, как известно, в литературе получили название складок кавказского простирания. Так как главные геотектонические зоны Малого Кавказа, в общем, имеют некоторое дугообразное очертание, обращенное выпуклостью к северу, план расположения пликативных структур этих зон в общей совокупности также очерчивает дугу. В результате этого как крупные, так и мелкие пликативные структуры, имеющие в общем северо-западное простирание, в северо-западной части Малого Кавказа принимают снача-

* А. Л. Рейнгард, Морфогенез массива горы Алагез в свете новых геологических данных. Изв. Геогр. общ., № 3, 1939.

ла широтное, а затем и юго-западное простирание. Отсюда можно заключить, что изменение плана складчатости вообще должно быть связано с изменением очертаний прогибов. Этим, в частности, следует объяснить наличие в различных районах Малого Кавказа складок северо-восточного или так называемого «антикавказского» простирания. Складки северо-восточного простирания широко распространены в Приереванском районе (Гарнийская, Шорагбюрская, Разданская и др. антиклинальные складки), в Иджеванском грабен-синклинии, в Нахичеванском соленосном бассейне (7) и в других местах. Детальное описание этих пликативных структур приводится в обзорной работе М. А. Кашкая и Г. П. Тамразяна (71).

Для объяснения причин появления «антикавказской» складчатости в Приереванском районе имеются следующие данные.

1. Складки развиты в Ереванском миоценовом бассейне, имеющем, судя по геологическим данным, очертание вытянутого овала, с длинной осью северо-восточного простирания (см. тектоническую карту). Наиболее прогнутая часть Ереванского бассейна протягивается примерно по линии поселка Шаумян — гора Атис. Этот синклиновый прогиб хорошо оконтуривается также гравиметрическими исследованиями в виде отчетливо выраженного минимума силы тяжести по редукции Буге (104).

2) На основании геологических данных, по районам, обрамляющим Ереванский бассейн, а также данных буровой скважины, заложенной у сел. Енгиджа, можно допустить, что ложем заполняющих бассейн отложений (верхний мел — неоген) является эопалеозойский—докембрийский консолидированный субстрат. Пликативные структуры последнего, судя по отложениям, обнажающимся на Арзаканском кристаллическом массиве и в ядре Ераносской антиклинали (к юго-востоку от Еревана), имеют северо-восточное и близмеридиональное простирание.

На основе приведенных фактов можно заключить, что описываемые пликативные структуры Приереванского района наследуют простирание свит кристаллического основания и расположены параллельно изопакхам, заполняющим Ере-

ванский бассейн отложений, т. е. параллельно очертаниям прогиба.

Учитывая то, что все эти пликативные структуры Приереванского района почти без исключения асимметричны и что крутыми всегда являются их северо-западные крылья, можно предполагать, что прогибание Ереванского бассейна происходило путем разламывания его жесткого фундамента с образованием ряда параллельных ступенчатых разломов.

Показательно, что крутые крылья указанных антиклинальных складок часто нарушены разрывами (Разданский, Джрвежский, Азатский и др.), протягивающимися параллельно простиранию этих антиклинальных складок.

Этот факт позволяет нам предполагать, что эти пликативные и дизъюнктивные структуры генетически тесно связаны друг с другом и отражают блоковые движения фундамента. При этом указанные разрывы являются, несомненно, более молодыми, ибо они нарушают складки послесарматского возраста и отражают молодые (плиоценовые) движения субстрата. В таком случае Ереванский соленосный бассейн можно рассматривать как крупный грабен-синклинорий северо-восточного простирания.

Широко распространенные здесь покровные галечники (советашенские галечники) верхнеплиоценового возраста образуют три ступени, обусловленные также сбросовыми нарушениями. Любопытно отметить, что эти три ступени с амплитудой смещения в 20—30 м наиболее отчетливо выражены в средней части Советашенского плато по линии, расположенной соответственно наиболее приподнятым участкам Шор-агбюрской и Ераносской антиклинальных структур. По направлению же к северо-востоку и юго-западу, т. е. в области периклинальных погружений указанных антиклиналей, эти террасовые ступени постепенно сглаживаются. Этот факт позволяет допустить, что указанные галечные террасы отражают процесс продолжающегося формирования отмеченных антиклинальных структур в плейстоцене, обусловленного глыбовыми движениями фундамента.

Аналогичную картину мы наблюдаем в Иджеванском грабен-синклинории, где пликативные структуры верхнеюрских, меловых и отчасти эоценовых отложений имеют северо-

восточное простирание и расположены почти поперек зоны складок пород ниже-среднеюрского комплекса.

Таким образом, подтверждается мнение Л. А. Варданяца, В. Е. Хаина и других исследователей о том, что складки «антикавказского» простирания приурочены, в основном, к поперечным прогибам, которые расположены консеквентно по отношению к окружающим антиклинорным поднятиям.

Итак, можно заключить, что антикавказская складчатость на Малом Кавказе проявляется, в основном, в крупных грабен-синклинорных зонах (Еревано-Разданская, Иджеванская, Нахичеванская и др.), расположенных почти поперек к структурным комплексам Кавказского простирания. Развитие поперечной складчатости в зонах погружений крупных антиклинорных структур общеизвестно. Примером служит складчатость в районе Керченского и Таманского полуостровов и Апшеронского полуострова. Первый из указанных районов представляет крупный поперечный синклинорный прогиб, разделяющий мегантиклинории Крыма и Большого Кавказа, а второй — область юго-восточного погружения мегаантиклинория Большого Кавказа.

Асимметричность строения этих поперечных антиклинальных структур, как уже указывалось, вероятнее всего связана с разломами субстрата.

Касаясь вопроса соотношений структур различного возраста, можно отметить следующее:

В большинстве случаев складки верхних структурных ярусов наследуют общий план складчатости нижних структурных ярусов, хотя последние хорошо отграничиваются угловыми и эрозионными несогласиями.

В этом отношении показательно соотношение структурных ярусов верхнего мела и нижнего палеогена (палеоцен — эоцен). Общий план складчатости отложений сравнимых структурных этажей, в целом, один и тот же, несмотря на то, что эоцен в большинстве случаев несогласно и трансгрессивно перекрывает различные горизонты отложений более древнего возраста, вплоть до верхнего мела и палеозоя. Только в осевых частях глубоко прогнутых прогибов наблюдается согласный переход от верхнего мела к палеогену.

Унаследованность развития в данном случае выражается не только в том, что пликативные структуры палеогенового структурного яруса повторяют план складчатости верхнего мела. Она находит свое отражение также в плане развития геосинклинальных зон и геоантиклинальных поднятий и в распределении больших и малых мощностей отложений.

В южных частях Армянского тектонического блока такая же унаследованность наблюдается в структуре палеогеновых отложений по отношению к герцинскому структурному ярусу, на породах которого непосредственно трансгрессивно залегают эоцен.

Вместе с тем, в ряде районов на Малом Кавказе наблюдается резкое несогласие в плане складчатости отложений различных структурных этажей.

Наглядным примером может служить соотношение пликативных структур Севано-Ширакского и Кельбаджарского синклиналиев с таковыми Сомхето-Карабахской тектонической зоны. Антиклинальные и синклиналильные структуры первых под различными углами срезают крупные пликативные структуры второй зоны. Внутри Сомхето-Карабахской зоны местами также наблюдается дискордантное соотношение между разновозрастными структурами, например в Иджеванском грабен-синклиналии, о чем говорилось выше.

Приведенные примеры дают основание считать, что унаследованный тип развития структур образуется в крупных, длительно развивающихся геосинклинальных зонах. В последних, хотя неоднократно происходят складкообразовательные движения, поднятия и регрессии, которые затем сменяются прогибанием и осадконакоплением, тем не менее в общем плане распределения областей больших и малых мощностей кардинальных изменений не происходит. Наоборот, в каждом из последующих этапов структурный план в общем, с незначительными изменениями, повторяет план предыдущего этапа.

Напротив, в тех случаях, когда новый геосинклинальный прогиб по своему плану развития не соответствует предыдущему, а пересекает его, между их пликативными структурами наблюдается дискордантное соотношение.

Возникновение таких новых секущих геосинклинальных зон происходит обычно путем раскалывания земной коры и образования глубинных разломов, ограничивающих эти зоны. Примером такого типа геосинклинальных зон может служить Севано-Ширакский синклиорий, дисгармонично расположенный по отношению к антиклинориям и синклиориям Сомхето-Карабахской зоны.

РОЛЬ РАЗЛОМОВ В ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ АРМЕНИИ

Значение крупных разрывных нарушений в структуре земной коры общеизвестно.

Особенно велика роль разломов в создании современной структуры и основных форм рельефа Малого Кавказа.

Сама природа Армянского нагорья — резкая контрастность рельефа, огромное распространение лавовых образований и их пирокластитов в мезозойско-кайнозойских отложениях с многочисленными прекрасно сохранившимися центрами извержений и излияний кайнозойского времени, — все это свидетельствует о значительной проницаемости земной коры на территории Армянского нагорья, о наличии многочисленных разломов, которые служили путями для проникновения магмы из глубины на дневную поверхность.

Изучение этих разрывных нарушений имеет не только теоретическое значение. Как будет видно из нижеизложенного, разломы во многих случаях контролируют пространственное размещение глубинного вулканизма, с которым обычно связывается процесс эндогенной минерализации. Разломы контролируют также распределение различных типов формаций горных пород, в которых также локализуются определенные группы месторождений полезных ископаемых.

С разрывными тектоническими нарушениями генетически тесно связаны сейсмические явления, столь характерные для Кавказа, а также многочисленные выходы минеральных вод. Вместе с тем надо признать, что изучению разрывных нарушений у нас не уделено еще должного внимания. До сих пор

еще нет схемы классификации разломов, что имеет огромное практическое значение. В результате, на существующих геологических картах одним и тем же знаком показываются такие генетически и морфологически различные типы разрывных нарушений, как обыкновенные сбросы, взбросы и надвиги, с одной стороны, а с другой — разломы глубокого заложения, которые контролируют интрузивный и эффузивный вулканизм, эндогенную минерализацию и др.

Классификация разрывных нарушений является, по нашему мнению, одной из важнейших очередных задач тектонических исследований нашей республики. Разумеется, для выполнения такой задачи требуются специальные исследования и сбор большого фактического материала. В настоящее время могут быть сделаны лишь первые попытки в этом направлении.

Разломы можно классифицировать по ряду признаков, а именно, по их отношению к структурным зонам (разломы, секущие или ограничивающие тектонические зоны), по признакам проявления (разломы, сопровождающиеся эффузивным и интрузивным вулканизмом, и разломы, не сопровождающиеся вулканизмом), и, наконец, по их возрасту. Последний из указанных критериев является очень важным, ибо длительно развивающиеся разломы обычно контролируют такие важные геологические признаки, как распределение мощностей отложений, типы формаций горных пород и др. Для достижения указанной цели, т. е. для определения возраста разломов, можно использовать такие критерии, как начало геосинклинального прогибания данной зоны, которая ограничивается разломом, начало развития эффузивного вулканизма, а также возраст фациально различающихся комплексов отложений двух соседних блоков и мощности этих комплексов.

Мы считаем возможным пока выделить две генетически различные группы разломов:

- а) разломы глубокого заложения;
- б) поверхностные разрывные нарушения.

Разломы глубокого заложения, или глубинные разломы, характеризуются следующими основными признаками (109, 111, 136, 49):

1. Развиваются длительно, охватывая целые геологические периоды, а иногда и эры.

2. Консервативны и устойчивы; не мигрируют в пространстве, а развиваются по одним и тем же тектоническим швам, независимо от процессов складчатости. План складчатости может меняться от этапа к этапу, однако глубинные разломы постоянно развиваются по одному и тому же тектоническому плану, в том же месте. Это указывает на то, что глубинные разломы генетически не связаны со складчатостью, а отражают процессы, происходящие в более глубоких горизонтах земной коры. Вместе с тем, глубинные разломы, заложенные в теле консолидированного фундамента, местами в известной степени контролируют формы и пространственное расположение последующих поверхностных пликативных структур.

3. Характеризуются большой глубиной заложения. Эти разломы проникают на десятки, а местами и на сотни километров в глубокие горизонты литосферы. О большой глубине заложения этих разломов свидетельствуют огромная их протяженность и длительность развития.

4. Характеризуются сравнительной прямолинейностью, протягиваются на большие расстояния — десятки, сотни и тысячи километров, и в большинстве случаев служат границей между различно построенными геотектоническими блоками. Последние обычно резко отличаются друг от друга своим геологическим строением и историей геологического развития.

5. Часто контролируют интрузивный и эффузивный вулканизм, а также эндогенную минерализацию.

6. Генетически связаны с крупными разрывными тектоническими движениями, происходившими в первую стадию развития геосинклинальных областей, т. е. в эпоху прогибания последних.

В результате указанных разрывных тектонических движений происходит раскалывание древних консолидированных массивов, отдельные блоки которых, грабенообразно опускаясь, превращаются в крупные геосинклинальные рифты, ограниченные глубинными разломами. Поэтому не случайно, что

магматизм, как эффузивный, так и интрузивный, интенсивно проявляется в зонах указанных глубоких тектонических расколов.

Совершенно иными признаками характеризуются поверхностные разрывные нарушения. Последние не проникают глубоко внутрь земли, а приурочены к верхнему структурному этажу литосферы и генетически тесно связаны со складчатостью. Поэтому возникают они во вторую стадию развития геосинклинальных зон, т. е. в эпоху поднятия и складчатости. При этом земная кора в это время испытывает очень сильные напряжения, что и вызывает ее растрескивание и образование различных типов разрывных нарушений.

В связи с этим описываемые поверхностные разрывные нарушения по пространственному расположению соответствуют плану складчатости и в зависимости от процесса складчатости могут мигрировать при переходе от одного тектонического этапа к другому.

Отсюда становится понятным, почему эти разрывные нарушения по простиранию соответствуют плану расположения пликативных структур и очень редко сопровождаются вулканизмом.

Поверхностные тектонические разрывы часто наблюдаются и в зонах глубинных разломов. Однако здесь они также охватывают лишь верхние слои земной коры и являются поверхностным отражением глубинных разломов.

Следует отметить, что глубинные разломы бывают различными по возрасту и глубине заложения, проявлению эффузивного и интрузивного вулканизма и эндогенной минерализации, по их расположению в отношении крупных структурных зон и др. Уже сделаны первые попытки их классификации (111, 112).

На примере Армении мы считаем возможным предварительно выделить три типа разломов глубокого заложения:

а) Зона глубинного разлома, которая характеризуется почти всеми теми основными признаками, о которых говорилось выше. К этому типу мы относим Севано-Зангезурский глубинный разлом, который служит структурной границей между столь различно построенными геотектоническими сегментами, как Сомхето-Кафанский и Армянский тектониче-

ские комплексы. О глубоких различиях геологического строения и истории геологического развития указанных двух геотектонических зон говорилось выше, в главе описания тектонических структур, поэтому здесь мы их повторять не будем.

Важно отметить, что такое резкое отличие в геологической истории указанных тектонических зон достаточно четко намечается с девона, т. е. с начала герцинского тектонического этапа. Этим фактом датируется нижний возрастной предел Севано-Зангезурского глубинного разлома. Верхний возрастной предел его определяется тем, что различие в истории этих тектонических блоков продолжается до палеогена включительно. То обстоятельство, что к этой зоне разлома приурочены многочисленные минеральные источники и эпицентры землетрясений, позволяет допустить, что разлом этот неоднократно обновлялся и продолжает «жить» до современной геологической эпохи. В южном Зангезуре вдоль этой зоны глубинного разлома расположен крупнейший в Закавказье Мегри-Ордубадский плутон и медно-молибденовые месторождения Агарак, Каджаран, Дастакерт и др. На участке рр. Аракс — Воротан описываемая зона разлома на поверхности хорошо фиксируется двумя параллельными крупными разрывными нарушениями — Хуступ-Гирратахским и Таштунским (Дебаклинским), которые контролируют эндогенную минерализацию указанных месторождений. Первый из указанных разрывов имеет характер крутого надвига с движением масс к востоку—северо-востоку, а второй выражен в виде сброса, секущего Мегринский интрузивный массив. В районе ст. Карчеван опускание по Таштунскому разлому, вероятно, продолжается и в современную геологическую эпоху, о чем может свидетельствовать значительная ширина долины р. Аракс и ее меандрирование. Сбросовое нарушение в этом районе эффектно выражено также в рельефе в виде вертикальных обрывов интрузивных пород.

По данным С. С. Мкртчяна (94, 96) и по нашим наблюдениям, в зоне описываемого разлома породы рассланцованы (даже эоценовые порфириды), перекристаллизованы (известняки) и раздроблены, с превращением (местами) в милониты. Вдоль зоны разлома вытянуты также линзовидные интрузии и отмечаются минеральные источники.

Согласно данным И. Г. Магакьяна и С. С. Мкртчяна (86), описываемый разлом является в известной мере и границей двух различных металлогенических зон — медно- и серноколчеданного и полиметаллического оруденения Сомхето-Кафанской зоны и медно-молибденовой группы месторождений Армянской тектонической зоны. Большинство крупных медно-молибденовых месторождений южного Зангезура (Дастакертское, Каджаранское, Джиндаринское, Агаракское и др.) географически тяготеют к Таштунскому разлому. По литературным данным, этот разлом прослеживается далеко на юг в пределах Ирана. И вероятно там также контролирует медно-молибденовые месторождения Иранского Карадага.

Исследованиями С. С. Мкртчяна установлено, что описываемый разлом не только служит путем проникновения рудных растворов, но и контролирует тектонические структуры отдельных рудных полей.

Раньше мы считали (49), что описываемый глубинный разлом, названный нами Севано-Зангезурским, от Зангезура прослеживается на север—северо-запад и проходит по северо-восточному побережью оз. Севан, по офиолитовому поясу. В настоящее же время нам представляется более вероятным, что Зангезурский глубинный разлом через бассейн р. Воротан прослеживается по юго—юго-западному побережью оз. Севан и сочленяется с Анкаванским разломом. Последний ограничивает Арзаканский кристаллический массив с севера и контролирует интрузивный и эффузивный вулканизм палеогена и неогена. Вдоль Анкаванского разлома, проходящего по реке Мармарик, расположены многочисленные минеральные источники (Анкаванская группа источников). Начало заложения этого разлома отчетливо намечается с верхнего мела, что подтверждается резким различием фаций и мощностей верхнемеловых и эоценовых отложений по обеим сторонам разлома.

Далее, к юго-востоку он прослеживается предположительно через Гегамский хребет, где развит ряд параллельных ступенчатых разрывных нарушений, на которых насажены многочисленные линейно расположенные вулканические аппараты. К этим разломам приурочены выходы минераль-

ных источников Норбязетского и Мартунинского районов. На одном из этих разломов возвышается вулкан Магмаган с кратерным озером, к югу—юго-западу от сел. Мартуни. Далее, к юго-востоку на этой предполагаемой зоне разлома расположена Джермукская группа минеральных источников, а также минеральные источники и вулканические аппараты бассейна р. Воротан. Сочленение описанной зоны разлома с вышеописанным Зангезурским разломом происходит в бассейне р. Воротан, примерно в районе сел. Татев.

В связи с новой трактовкой относительно северо-западного продолжения Зангезурского разлома, считаем целесообразным переименовать его в **Анкавано-Зангезурский**.

Весьма вероятно, что Анкавано-Зангезурская зона разломов на глубине отражает северную границу распространения верхне-палеозойских и триасовых отложений и одновременно очерчивает южную границу Сомхето-Кафанской юрской геосинклинальной зоны.

Можно предполагать, что Анкавано-Зангезурская зона разлома прослеживается на запад и проходит по северному борту Ленинанканской котловины. Развитая здесь изоклинальная складчатость верхнемеловых и эоценовых отложений, опрокинутость их к югу и наличие многочисленных разрывных нарушений, осложняющих эти пликативные структуры, следует поставить в прямую связь с наличием на глубине разлома глубокого заложения.

Другой разлом, также глубинного заложения, прослеживается, в общем, по северному и северо-восточному борту Севано-Ширакского синклиория и фиксируется линейным расположением многочисленных мелких, но вытянутых массивов ультраосновных пород (офиолитовый пояс Малого Кавказа). Этот пояс (разлом) начинается на западе, к северу от Ленинанкана, у районного центра Гукасян и, прерывисто протягиваясь на восток—юго-восток, проходит через северо-восточное побережье оз. Севан. Далее, к юго-востоку описываемый пояс ультраосновных пород почти непрерывно прослеживается через бассейны рр. Тертер и Акера до р. Аракс и затем вероятно переходит в складчатую область Талыша. Началом заложения указанной зоны разлома, которую можно назвать **Севано-Акеринской**, следует считать верхнемеловое время,

т. е. время глубокого прогибания Севано-Акеринской геосинклинальной зоны. Местами, где ультраосновные породы отсутствуют (например на участке Красносельск — гор. Дилижан — гор. Кировакан), описываемая зона разлома хорошо фиксируется гидротермальными изменениями эоценовых вулканогенных пород и широким развитием дизъюнктивных нарушений и минеральных источников.

б) Ко второму типу разломов глубокого заложения мы относим разломы, которые, как и разломы первого типа, развиваются длительно, прослеживаются, в общем, параллельно крупным геотектоническим зонам и служат границей последних, контролируют изменение фаций и мощностей, однако почти не сопровождаются интрузивным и эффузивным вулканизмом. Примером подобного рода тектонических нарушений может служить разлом, который ограничивает Среднеараксинский межгорный прогиб с севера — северо-востока.

На северо-западе этот разлом буровыми скважинами был зафиксирован к югу от Еревана, на участке сс. Паракар-Енгиджа и детально описан А. Т. Асланяном (17). Как уже указывалось, общая мощность отложений неогена, палеогена и верхнего мела в районе гор. Ереван составляет около 6 км, а на указанном участке Паракар — Енгиджа, т. е. в 3—4 км к югу от Еревана, составляет лишь 500—600 м. Такое чрезвычайно резкое (десятикратное) уменьшение мощностей отложений с выпадением из разреза целого ряда стратиграфических подразделений (верхнего мела, палеоцена, нижнего и среднего эоцена, соленосной толщи миоцена и др.), на таком, очень небольшом расстоянии нельзя объяснить без предположения о наличии здесь разлома. По этому разлому каледонский — докембрийский консолидированный субстрат сильно приподнят и образует подземное горстовое поднятие, ограничивающее Ереванский соленосный бассейн с юга.

На восточном — юго-восточном продолжении этого разлома расположены месторождения арагонита у сел. Агамзалу, минеральные источники района сел. Веди и ст. Арарат и обширное поле травертинов, являющихся продуктом отложения минеральных вод. Далее, к востоку описываемый разлом непрерывно прослеживается по южному подножью Урцского и Даралагезского хребтов до сел. Азнабюрт (НахАССР), очер-

чивая северную границу распространения соленосной свиты миоцена, а также верхнего олигоцена Среднеараксинской депрессии, выраженного в континентальной фации.

По указанному разлому во многих местах породы среднего и верхнего палеозоя Урцско-Даралагезского хребтов надвинуты на отложения соленосной свиты миоцена. Восточнее сел. Азнабюрт описываемый разлом несколько маскируется, вероятно, в результате резкого погружения палеозойского субстрата, однако и здесь его можно узнать в эффективно выраженной флексуре, в нижних горизонтах соленосной свиты, оконтуривающей Нахичеванский соленосный бассейн с востока.

Восточнее указанной флексуры, отражающей разлом субстрата, параллельно ей проходит, как отмечает Ш. А. Азизбеков (6), другой крупный разлом, на котором расположены экстррузивные куполы НахАССР и месторождение мышьяка в районе горы Дарри-даг. Что касается западного продолжения описываемого Араксинского разлома, то для разрешения этого вопроса пока нет прямых данных. Можно только предполагать вероятное его западное продолжение по южному склону горы Арагац, о чем косвенно могут свидетельствовать расположенные на этой линии разлома вулканические аппараты «кизиллов» (южнее сел. Ошакан), а также довольно резкое флексуорообразное погружение плиоценовых лав массива горы Арагац под плио-плейстоценовые отложения Араратской котловины.

Начало заложения описанного разлома участка Енгиджа — Паракар, по данным буровых скважин, намечается, по крайней мере, с верхнего мела.

Заканчивая на этом краткую характеристику глубинных разломов описываемого типа, отметим еще одну их особенность. Последняя заключается в том, что разрывные нарушения этого типа развиваются перманентно. Возникая в определенные геологические эпохи, затем они как бы «затухают» и снова активизируются в последующие этапы развития. Так, например, Анкавано-Зангезурский глубинный разлом, очень четко проявившийся в герцинском этапе развития и в юре, в мелу как бы «затухает», снова активизируется в палеогене, а затем — в плиоцене и антропогене.

Неравномерностью в своем развитии характеризуются также отдельные участки зон глубинных разломов.

в) Несколько иными признаками характеризуются разломы третьего типа, выделяемые нами под названием глубоких тектонических расколов.

Разломы этой категории по возрасту очень молодые (плио-плейстоценовые), контролируют верхнетретичный—четвертичный вулканизм, сравнительно невелики по простиранию и под различными углами секут древние структурные зоны.

К этой категории разрывных нарушений можно отнести разломы, проходящие по Кечутскому, Гегамскому, Ишхансарскому хребтам, по массиву горы Арагац (по линии корытообразных ледниковых долин Амберт—Манташ). На поверхности эти разломы хорошо фиксируются многочисленными линейно расположенными вулканическими аппаратами (центры извержений и излияний).

На северном продолжении Амберт-Манташского разлома расположен плиоцен-постплиоценовый стратовулкан Голгат, а на южном окончании, где он поперек примыкает к вышеописанному Паракар-Енгиджинскому глубинному разлому, как уже указывалось, расположены вулканические аппараты «кизилов».

Можно полагать, что возникновением этих молодых разломов начинается новый — антропогеновый этап геосинклинального развития Малого Кавказа.

Суммируя вышеизложенное, по разломам глубокого заложения можно заключить, что:

1) Древние, длительно развивающиеся разломы обычно расположены параллельно простираниям геотектонических зон, которые они часто оконтуривают. Молодые разломы, напротив, расположены поперек древних структурных зон и контролируют плиоценовый и четвертичный вулканизм.

2) Бросается в глаза парность расположения описанных глубинных разломов (южный Зангезур, Ишхансарский и Гегамский хребты, Мокрые горы и Абулсамсарский хребет и др.).

Любопытно отметить в этой связи, что поясы интрузий офиолитов также, как известно, часто встречаются парно.

Этот факт, по-видимому, вновь подтверждает точку зрения о генетической связи линейно расположенных массивов офиолитового состава с глубинными разломами.

Поверхностные разрывные нарушения, как уже указывалось, совершенно иного генезиса и имеют иное пространственное развитие. Они генетически связаны со складчатостью (синорогенные) и поэтому простираются параллельно пликативным структурам и осложняют их.

В Сомхето-Кафанской зоне дизъюнктивные нарушения типа взбросов и крутых надвигов развиты преимущественно по южным, юго-западным крутым крыльям кулисообразно расположенных антиклинорий и под различными углами прилегают к зоне Севано-Акеринского глубинного разлома.

В других местах, например в Еревано-Вединском, Даралагезском и Ордубадском синклинориях, Урцско-Даралагезском антиклинорном массиве также развиты многочисленные разрывные нарушения типа крутых надвигов, взбросов и сбросов, которые в большинстве случаев протягиваются параллельно крутым антиклинальным и синклинальным структурам. Среди них по своему значению выделяется разлом, который от с. Веди (гора Гяур-Каласи) протягивается вверх по р. Веди до с. Чиманкенд; здесь этот разлом заворачивает на восток, осложняет южное крыло Кадырлинской антиклинали (Кадырлинский сброс), прослеживается на восток и в районе с. Гортун сочленяется с крупным разрывным нарушением, проходящим по линии сс. Гортун—Элпин—Арпа—Гнишик.

Указанные разрывные нарушения на участке сс. Элпин—Арпа—Гнишик выражены в виде крутого надвига с движением масс к северо-востоку и служат границей между Урцско-Даралагезским антиклинорием и Даралагезским синклинорием. На участке сс. Веди—Кадырлу к этой линии нарушения приурочены поля травертинов (между сс. Шагап и Чиманкенд) и дайки андезитовых пород (восточнее с. Кадырлу). В Урцско-Даралагезском антиклинории параллельно описанному разлому развит ряд других взбросов и крутых надвигов, по которым антиклинальные складки часто надвинуты на синклинали. При этом, в северо-восточной части указан-

ного антиклинория плоскости надвигов падают на ЮЗ, а в юго-западных частях движение масс направлено на юг—юго-запад. Таким образом, разрывные нарушения на Урцско-Даралагезском антиклинории в плане образуют веер с опрокидыванием и движением масс в сторону соседних синклинорий зон — Даралагезского синклинория и Среднеараксинского межгорного прогиба.

В Севано-Ширакском синклинории крупные разрывные нарушения развиты по северному и южному подножьям Базумского хребта, по южному склону Ширакского хребта (ряд параллельных взбросов и надвигов с движением масс в сторону Ленинанканской котловины) и по Памбакскому хребту. Довольно крупные разрывные нарушения развиты также на участке Красносельск—Дилижан—Кировакан.

В Приереванском прогибе и в Иджеванском синклинории, которые поперечно расположены по отношению к древним геотектоническим зонам и характеризуются пликативными структурами антикавказского простирания, разрывные нарушения также имеют северо-восточное простирание. В Приереванском районе развит ряд почти параллельных сбросов (Разданский, Джрвежский, Шорагбюрский, Азатекский), которые по простиранию строго соответствуют одноименным антиклинальным структурам и в поперечном направлении примыкают к более крупному разлому, который ограничивает Среднеараксинскую впадину с севера и имеет, в общем, кавказское простирание.

Из вышешложенного вытекает, что в плане расположения поверхностных разрывных нарушений господствуют северо-западное, а затем северо-восточное простирание. Возникновение разрывных нарушений в северо-западном направлении вполне понятно, ибо это генеральное направление развития пликативных структур на Малом Кавказе, с которыми генетически связаны поверхностные разрывные нарушения. Что же касается сбросовых нарушений северо-восточного простирания, то тут играют роль два обстоятельства. Во-первых, эти разрывные дислокации, как уже указывалось, развиты в районах распространения антикавказской складчатости, и, во-вторых, в процессе складкообразования, при тангенциальном

дугообразном сжатии геосинклинальных зон Малого Кавказа естественно предполагать, что наиболее сильные напряжения, вызывающие разрывы, будут возникать, с одной стороны, вдоль отдельных структурных зон, а также перпендикулярно к генеральному простираанию последних.

СВЯЗЬ СЕЙСМИЧНОСТИ С ТЕКТОНИКОЙ

(Сейсмотектоника)

Армянское нагорье является одним из сейсмически активных районов СССР, что обусловлено особенностями его геологического строения. Это — молодая складчатая область, где и поныне интенсивно проявляются новейшие тектонические движения. Последние имеют дифференциальный характер и отчетливо выражаются в рельефе.

Вопросы сейсмотектоники Малого Кавказа обстоятельно разобраны в известных работах Л. А. Варданянца (32), К. Н. Паффенгольца (108) и др. Выводы указанных авторов и по сегодняшний день сохраняют свою ценность и служат основой для более детальных сейсмотектонических и микросейсмических исследований.

Поэтому в данной главе мы не будем останавливаться на детальной характеристике сейсмичности отдельных районов Армении, а ограничимся констатацией только некоторых особенностей проявления сейсмических явлений в связи с переоценкой роли разрывных нарушений в строении описываемой области.

Согласно данным геофизических исследований (70, 23), мощность земной коры на Кавказе составляет в среднем 55 км, из коих мощность гранитного слоя достигает 33—35 км, а базальтового слоя — 20—22 км. Сейсмические очаги распространены в интервалах глубин: а) 0—10 км, б) 23—37 км, в) 50—55 км, д) редко 70—100 км (под Гегамским нагорьем).

По Г. П. Горшкову (57), кавказские землетрясения характеризуются следующими характерными особенностями:

а) Глубина очагов сравнительно невелика, при этом около 70% очагов землетрясений имеют глубину 0—10 км, 22% — 20—40 км и только 7% — 45—65 км.

б) Область распространения колебаний весьма небольшая; за пределы Кавказа волны землетрясений не выходят.

Далее следует отметить, что на большей части территории Малого Кавказа землетрясения имеют семибальную интенсивность. Более сильные землетрясения, достигающие восьми баллов и больше, отмечались в Зангезуре, Ахалкалаки, в Араратской котловине (Двин-Арарат) и др.

В зависимости от особенностей тектонического строения участков, к которым приурочены сейсмические очаги, последние разделяются К. Н. Паффенгольцем (108) на два типа. К первому типу относятся очаги, совпадающие с крупными разрывами — границами геотектонических комплексов (Шемахи, Кахетия, Гори-Мцхета, Амасия, Ереван, Ордубад и др.). К второму типу относятся очаги, приуроченные к более или менее сложным структурам, располагающимся внутри геотектонических комплексов. Наиболее сильные землетрясения связаны с очагами первого типа. В общем же, все землетрясения, по К. Н. Паффенгольцу, обусловлены эпейрогеническими движениями, которыми заканчивается формирование горного сооружения Малого Кавказа.

При сопоставлении данных о распределении эпицентров землетрясений с тектонической картой нетрудно заметить приуроченность их к тектоническим структурам и особенно к крупным разрывным нарушениям. Для наглядности приведем некоторые данные о наиболее сильных землетрясениях, имевших место на территории Армении в историческое время (57, 125, 32, 108):

1) Ахалкалакская группа — наиболее активная на Малом Кавказе. Здесь известны десятки очагов с силой в 6—7 баллов. Очень сильное землетрясение произошло в 1900 г.

2) Ленинанканская группа — Ленинанкан, Ани, Амасия; в 1319 г. полностью был разрушен древний город Ани, а землетрясение 1926 г. в Ленинанкане достигало 7 баллов.

3) Ахта-Норбазетская группа (землетрясение в 7—8 баллов в 1827 г. в сел. Цахкадзор и др.).

4) Зангезурская группа (Татев, Сисиан, Горис, гора Капутджик и др.); разрушительные землетрясения, доходящие до 8—9 баллов, имели место в 1308 г., когда был разрушен монастырь Татев, а затем в 1931 г.

5) Ордубадская группа (землетрясение в 1931 г. в районе гор. Ордубад и др.).

6) Араратская группа. Неоднократные сильные землетрясения происходили у северного подножья горы Арарат. Последнее сильное землетрясение здесь имело место в 1840 г. — Араратская катастрофа, в результате которой под массой льда и камней, обрушившихся с вершины горы Арарат было погребено сел. Акори.

Землетрясения силой в 6—7 баллов были в Ереване в 1679, 1683, 1937 гг., а у с. Паракар были зафиксированы землетрясения силой до 8 баллов. Сильные сейсмические очаги имеются также в районах ст. Арарат и с. Араздаян.

Неоднократные разрушительные сейсмические толчки имели место в Двине в 851, 858, 869, 893, 1349 гг. В 735 году разрушительное и опустошительное землетрясение произошло в ущелье «Вайоц-дзор»* (Даралагез).

Анализ геологических и геофизических данных привел М. М. Рубинштейна (122) к выводу о генетической связи Ахалкалакских землетрясений с двумя параллельными, линейно вытянутыми в меридиональном направлении разрывами, проходящими через Кечутский и Абулсамсарский хребты.

На линии указанных разломов насажены многочисленные центры излияния плиоценовых и постплиоценовых лав.

По М. М. Рубинштейну, эти меридиональные разломы, возникшие в теле Сомхетской глыбы, прослеживаются на север в Аджаро-Триалетскую складчатую систему. Можно вполне согласиться с мнением указанного исследователя по вопросу о вероятном продолжении этих разломов и по направлению к югу.

Южное продолжение Кечутского разлома можно наметить по линии, проходящей через стратовулкан Голгат—ущелье

* Вайоц-дзор в переводе — «Долина плача».

лье Манташ—Амберд. Далее к югу, в районе южнее сел. Ошакан этот предполагаемый разлом примыкает к глубинному разлому, ограничивающему Среднеараксинскую синклинорную впадину с севера — северо-востока.

Описанный меридиональный разлом одновременно отмечает направление одной из крупнейших зон поперечных поднятий на Малом Кавказе (50,131). Абулсамсарский разлом в южном направлении протягивается, вероятно, через сел. Гукасян — гор. Ленинакан, по ущелью р. Ахурян, охватывая при этом район развалин гор. Ани. В таком случае очаги землетрясений Ленинаканской группы (Амасия, Ленинакан, Ани) можно связать с описанным разломом. Вдоль этого разлома, по долине р. Ахурян, расположены многочисленные минеральные источники.

Такая же картина получается при увязке очагов землетрясений с разрывными нарушениями и в других районах Армении.

Ахта — Баязетская группа очагов точно соответствует Анкаванскому глубинному разлому, который в восточном направлении прослеживается через Гегамский хребет. Здесь же развиты группы мощных минеральных источников — Анкаванская и Баязетская.

Одним из главнейших сейсмических районов Малого Кавказа является Зангезур (Татев, Сисиан, Горис), расположенный вдоль Зангезурского глубинного разлома. Широкой известностью пользуется Татевская группа минеральных вод.

Эпицентры землетрясений СЗ побережья оз. Севан, районов гг. Дилижан, Кировакан и сопровождающие их минеральные источники (Дилижанская группа, группа у сел. Фиолетово и др.), приурочены к Севано-Акеринскому глубинному разлому. Последний здесь, на участке Красносельск—Дилижан—Кировакан, выражен гидротермальными изменениями эоценовых вулканогенных пород, рудной минерализацией, а также наличием многочисленных поверхностных разрывных нарушений.

Не менее отчетливо проявляется связь очагов землетрясений с разломами и в Среднеараксинском межгорном прогибе. Паракарский, Ереванский, Двинский, Араратский и Араз-

даянский эпицентры расположены вдоль регионально прослеживаемого разлома, ограничивающего Среднеараксинский межгорный прогиб с северо-востока. Любопытно отметить, что некоторые из этих очагов, отличающиеся сравнительно высокой балльностью и частотой землетрясений, расположены на местах пересечения разломов двух различных направлений. Примером этого могут служить Двинский и Ереванский эпицентры, которые расположены в районе, где Азатский, Джрвежский и Разданский разломы поперек примыкают к Среднеараксинскому глубинному разлому.

Анализ географического распределения эпицентров землетрясений приводит к мысли, что землетрясения с высокой балльностью приурочены преимущественно к тем районам, которые испытывали неоднократную перестройку тектонического плана и характеризуются высокой активностью новейших тектонических движений дифференциального характера. Не менее отчетливо проявляется также связь эпицентров землетрясений с зонами региональных поперечных поднятий, сопровождающихся обычно региональными же разрывными нарушениями.

По исследованиям Ш. С. Оганесяна (105), в Араратской котловине сейсмически наиболее активные зоны одновременно являются зонами больших градиентов силы тяжести, которые также связаны с разрывными тектоническими нарушениями.

ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ И ТЕКТОНИКА

Общие замечания

Генетическая связь вулканической деятельности как в интрузивной форме, так и в эффузивной, с тектоническими структурами и историей тектонического развития проявляется на Малом Кавказе особенно наглядно. Взаимобусловленность этих двух важнейших геологических процессов — тектонических движений и интрузивного вулканизма—для Малого Кавказа убедительно была показана в работах К. Н. Паффенгольца (107), Л. А. Варданянца (36), В. П. Ренгартена (115), В. Н. Котляра (77), И. Г. Магакьяна и С. С. Мкртчяна (86), А. Т. Асланяна (19), Г. П. Багдасаряна (22), Е. Е. Милановского (91), А. А. Габриеляна (50, 51) и многих других исследователей. Этот вопрос обстоятельно разработан в работе Л. Н. Леонтьева и В. Е. Хаина (84). Последние два автора убедительно доказали, что главнейшие этапы внедрения интрузивных массивов соответствуют крупным этапам складчатости и поднятия геосинклинальных зон.

Во избежание повторения, в данной главе мы остановимся только на некоторых вопросах глубинного вулканизма в связи с новой трактовкой некоторых вопросов тектоники Малого Кавказа. Очень важно показать на тектонической карте морфологию и формы залегания крупных интрузивных тел, что сделало бы более наглядной их связь с тектоническим строением данного района. Однако во многих случаях этого не удастся сделать, ибо контуры большинства интрузивных массивов обусловлены в значительной степени современным эрозионным срезом. •

Поэтому приходится показывать на тектонической карте интрузии примерно в тех контурах, в которых они отображены на геологических картах. При этом расчленение главных интрузивных комплексов производится по их возрасту и составу.

Прежде чем перейти к общей характеристике выделенных на карте интрузивных комплексов, считаем необходимым остановиться на некоторых общих вопросах относительно взаимосвязи интрузивного вулканизма с геотектоникой.

Анализ большого фактического материала по Малому Кавказу показывает, что внедрение отдельных (по химическому и минералогическому составу) типов интрузивных пород генетически тесно связано с определенными этапами развития геосинклинальных зон. В этом отношении можно выделить два этапа в развитии геосинклиналей и соответственно этому два этапа в развитии интрузивного вулканизма. Первый из этих этапов охватывает время от начала возникновения и прогибания геосинклинальных зон и до начала инверсии, а второй этап — постинверсионное время, т. е. время складчатости, поднятия и замыкания геосинклинальных прогибов.

Для первого из указанных этапов характерны близповерхностные малые интрузии, пластовые залежи габбро, породы гипербазитовой формации. К числу первой из указанных групп интрузивных пород относятся также кварцевые порфиры, кварцевые альбитофиры, кератофиры и др. родственные им породы, которые широко распространены в Сомхето-Кафанской геотектонической зоне и генетически тесно связаны с эффузивными породами кератофиро-порфировой формации нижней и средней юры. По времени их внедрения они соответствуют ранней или начальной стадии развития геосинклиналей — стадии возникновения и рифтообразного прогибания указанной геосинклинальной зоны.

Далее следуют габбровые интрузии (вероятно, метасоматического происхождения), которые в составе мощных эффузивных свит образуют согласные пластовые залежи и вместе с вмещающими вулканогенными образованиями дислоцированы по единому плану (габбровые интрузии Ширакского хребта).

В этой стадии развития образуются также породы гипер-базитового состава, которые, как известно, генетически связаны с глубинными разломами, возникающими в эту же первую стадию развития геосинклинальных зон.

Структурное положение и возраст многочисленных, линейно расположенных, сравнительно мелких массивов ультраосновных пород, составляющих известный офиолитовый пояс Малого Кавказа, вполне подтверждают вышеуказанное положение.

Вторая стадия развития геосинклинальных зон — стадия мощной складчатости и поднятия — характеризуется внедрением крупных массивов преимущественно гранитоидного состава. Это уже интрузии, которые прорывают вмещающие их толщи и обычно характеризуются сравнительно большой площадью распространения, наличием краевых мелкозернистых фаций, активным контактом с вмещающими породами, в которые проникают многочисленные апофизы этих интрузивных тел.

К этому типу интрузивных комплексов относятся Мегринский и Памбакский плутоны и многочисленные гранитоидные интрузии Севано-Ширакского синклиория, Даралагеза и Сомхето-Карабахской зоны.

В самом конце этого этапа развития геосинклинали, в эпоху восходящего эпейрогенеза, когда происходит растрескивание образовавшихся крупных пликативных структур и возникновение многочисленных разрывных нарушений, вновь образуются мелкие интрузии, дайки, лаколлиты, субвулканы гипабиссальных пород (кварцевые порфиры и альбитофиры Базумского хребта, прорывающие вулканогенный эоцен), а также нефелиновые сиениты и псевдолейцитовые породы.

Таким образом, в эту позднюю стадию развития геосинклинали как бы повторяются процессы, которые характерны для ранней стадии развития. В обоих случаях преобладают эпейрогенические движения, сопровождающиеся мелкими интрузиями и субвулканами. Вместе с тем, сравниваемые две стадии развития отличаются друг от друга и рядом признаков, характерных для каждой из них. Эти особенности проявляются как в изменении состава интрузивных пород,

так и в характере сопровождающих их тектонических движений.

На основании вышеизложенного все интрузивные тела можно разбить на две группы по их связи с типами движений земной коры и этапами развития подвижных зон: **Синэпейрогенные интрузии**, которые генетически связаны преимущественно с эпейрогеническими движениями и образуются как в стадию прогибания подвижных зон (субвулканы, пластовые залежи габбро, породы гипербазитовой формации), так и в стадию послескладчатых поднятий (различные дайки, субвулканы, мелкие прорывающие интрузии и др.).

Синорогенные интрузии, которые имеют преимущественно гранитоидный состав и формируются в период наиболее интенсивной, или главной, складчатости, совпадающей обычно с инверсией геотектонического режима подвижных зон.

Приведенные данные хорошо согласуются с концепцией Ю. А. Шейнманна* о закономерностях проявления вулканизма в геосинклинальных областях и на платформах. По указанному исследователю, интрузивные породы «кислой и средней» магмы энергоемкие и для их образования требуется высокий энергетический уровень. Поэтому они образуются в геосинклинальных зонах в эпоху главной фазы складчатости, т. е. в условиях максимальной тектонической активизации.

Породы же основной магмы, по его представлениям, гораздо менее энергоемки и образуются в начальную стадию развития геосинклинальных зон, вдоль глубинных разломов. По Ю. А. Шейнманну, объем кислой магмы (гранодиоритов и гранитов) в геосинклиналях настолько велик, что произвести их от офиолитов или основного расплава нельзя. Отсюда он и приходит к выводу, что кислые интрузии складчатых областей знаменуют новый вулканический цикл, не имеющий отношения к офиолитовому циклу.

Переходя к общей характеристике возрастного и структурного положения главнейших интрузивных комплексов Армении — тектоно-магматических комплексов — следует отме-

* Ю. А. Шейнманн, Некоторые закономерности распространения вулканических явлений на платформах. Материалы по региональной геологии СССР, вып. 2, 1956.

тить, что верхний возрастной предел многих интрузивных тел пока еще остается неясным. Поэтому в настоящее время можно представить только общую, рабочую схему возрастного расчленения интрузивов Армении.

ДОКЕМБРИЙСКИЙ — КАЛЕДОНСКИЙ ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС

Представлен небольшими интрузивными телами, размещенными в серии метаморфических пород Арзаканского кристаллического массива. Сюда относятся полосчатые гранито-гнейсы (мигматиты по некоторым исследователям), пластообразно размещенные в самой нижней — арзаканской свите докембрийского возраста, метаморфизованные габбро-пироксениты, прорывающие Агверанскую вулканогенную свиту нижнего палеозоя, а также лейкократовые плагиограниты. К этому же тектоно-магматическому комплексу условно относится Малевская интрузия гнейсовидных гранитов в долине р. Аракс. Однако следует отметить, что отнесение перечисленных интрузивных тел к каледонскому тектоническому этапу производится в значительной степени условно, ввиду неясности их верхней возрастной границы. Все эти интрузии прорывают метаморфическую серию докембрия — нижнего палеозоя, а трансгрессивно перекрывающими их отложениями являются только верхнемеловые. Породы среднего и верхнего палеозоя в этих районах отсутствуют. Более интересными являются данные А. Е. Назаряна о том, что в Апаранском районе лейкократовые плагиограниты трансгрессивно перекрываются агверанской вулканогенной свитой, условно относимой Р. А. Аракелян к ордовику (12). Описанные интрузии, вероятно, сопоставимы с плагиогранитами Кавказского хребта, каледонский возраст которых в последние годы подтверждается и данными, полученными путем определения абсолютного возраста этих пород (290—320 млн. лет)*.

К каледонскому же возрасту следует отнести Агверанскую интрузию микроклиновых гранитов, которая в Арзаканском кристаллическом массиве прорывает самую верхнюю

* „Вопросы советской науки“. Геохронологическая шкала СССР, выраженная в абсолютном летосчислении. Изд. АН СССР, 1957.

(агверанскую) свиту серии метаморфических пород докембрия-эопалеозоя и является по возрасту более молодым, чем вышеуказанные лейкократовые граниты.

По присутствию решетчатого микроклина и по другим петрохимическим признакам агверанские граниты обнаруживают большое сходство с серыми микроклиновыми гранитами Локского и Храмского массивов. Последние также прорывают метаморфическую толщу эопалеозоя — докембрия и перекрываются терригенным лейасом (Локский массив) и вулканогенными образованиями верхнего палеозоя (Храмский массив).

Таким образом, досреднекарбонный и вернее каледонский возраст указанных интрузивных массивов устанавливается здесь достаточно точно.

По Г. М. Заридзе (68), интрузии Локского и Храмского массивов синхронны с интрузивным комплексом Дзирульско-го массива и являются по возрасту нижнепалеозойскими.

ГЕРЦИНСКИЙ ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС

Интрузивный вулканизм этого тектонического этапа выражен очень слабо. К этому возрасту относятся мелкие пластовые интрузии и дайки диабазового и порфиритового состава, которые наблюдаются местами в области распространения средне- и верхнепалеозойских отложений юго-западной Армении и НахАССР. Эти гипабиссальные породы, по Р. А. Аракеляну, прорывают породы до нижнего карбона включительно. Верхний возрастной предел их неясен. Однако, учитывая то обстоятельство, что они нигде не прорывают пермские отложения, трансгрессивно перекрывающие различные горизонты карбона и девона, можно полагать, что внедрение имело место в среднем или верхнем карбоне — в эпоху раннегерцинских тектонических движений. Некоторые исследователи склонны отнести к этому же возрасту интрузию кварцевых диоритов Спитакского перевала (18). Однако для обоснования такого вывода пока нет оснований. Эта интрузия, как известно, трансгрессивно перекрыта верхнемеловыми отложениями и поэтому можно говорить только о ее доверхнемеловом возрасте. Любопытно отметить, что с определением

абсолютного возраста пород для этой интрузии получена цифра (120 млн. лет), соответствующая, в общем, меловому периоду.

ЮРСКО-НЕОКОМСКИЙ (НИЖНЕАЛЬПИЙСКИЙ) ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС

а) **Предверхнеюрские интрузии** (ранний этап развития). Выражены мелкими лакколитообразными телами и субвулканами кварцевых порфиров и альбитофиров в Алавердском и Кафанском рудных районах. В отношении вопроса об интрузивном характере залегания кварцевых порфиров и альбитофиров указанных районов, как известно, в литературе существуют разногласия (13, 95). Одни исследователи считают их интрузивными образованиями, а другие приводят веские данные об эффузивном характере их залегания. По-видимому, мы здесь имеем дело с обоими типами указанных пород. Можно считать наиболее вероятным, что этот мощный комплекс кислых пород (кварцевые порфиры, альбитофиры, кератофиры и др.) представлен, в основном, эффузивными и отчасти их туфовыми образованиями, но местами в подчиненном количестве имеются интрузивные образования, представленные близповерхностными малыми интрузивными телами, генетически тесно связанными с эффузивной формацией того же состава. Эти мелкие интрузивные тела представляют, по существу, отдельные порции той же магмы, не достигшей поверхности, а застывшей на небольших глубинах обычно среди этих же эффузивных пород.

Указанные кварц-порфировые и альбитофировые малые интрузии хотя имеют очень ограниченное распространение, однако выделение их в самостоятельный интрузивный комплекс следует считать необходимым, ибо генетически с ними связаны колчеданные месторождения Алаверди и Кафана.

б) **Неокомские интрузии** (средний этап развития). Интрузивные породы этого тектонического этапа пользуются широким развитием в Сомхето-Кафанской геотектонической зоне и приурочены к выходам юрских и меловых отложений. Сюда относятся различные производные кислой магмы (гранодиориты, гранит-порфиры, кварцевые диорит-порфиры, пла-

гнограниты, реже габбро-диориты и др.), составляющие известные интрузивные массивы — Банушский, Кохпский, Ахпатский, Шамшадинская группа крупных плутонических тел, Цавский интрузивный комплекс (Кафанский район) и многие другие.

Досеноманский возраст этих интрузивных массивов определяется достаточно убедительно. По данным А. Т. Асланяна (13), И. Г. Магакьяна (85), Э. А. Хачатуряна, С. И. Баласаняна и др., в ряде мест Алавердского антиклинория интрузии прорывают породы средней и верхней юры и трансгрессивно перекрываются осадочной свитой сеномана. Указанными исследователями были обнаружены гальки отмеченных пород в составе базального конгломерата сеномана. Учитывая то обстоятельство, что в Сомхето-Кафанском геотектоническом блоке очень мощные складкообразовательные движения происходили после верхней юры, а новое прогибание зоны и трансгрессия начались с альба (местами и с апта), можно полагать, что основной этап внедрения рассматриваемых интрузивных комплексов соответствует неокому.

Досеноманский возраст большинства гранитоидных интрузий Шамхорского, Мровдагского и Карабахского антиклинориев установлен данными азербайджанских геологов. Так, по Р. Н. Абдуллаеву и М. Н. Раджабову*, интрузивный массив (кварцевые диориты и гранодиориты), обнажающийся по северному крылу Шамхорского антиклинория, сечет эффузиво-пирокластические образования верхнего байоса и бата, а гранитоиды Кабахтапинского интрузива, генетически тесно связанные с вышеуказанным массивом, с эрозионным несогласием перекрываются известково-туфогенными породами сеномана.

По исследованиям С. И. Баласаняна (24), описанные интрузии северного и северо-восточного склона Малого Кавказа имеют отчетливо выраженный натриевый характер, в отличие от кайнозойских интрузий, имеющих в основном калиевый характер. Вероятно к этому тектоно-магматическому комплексу следует отнести также крупную гранитоидную ин-

* Р. Н. Абдуллаев, М. Н. Раджабов, Дашбулагский интрузив (Малый Кавказ). Изв. АН Азербайджанской ССР, № 12, 1957.

трузию района Спитакского перевала. По Г. П. Багдасаряну, многочисленные обломки пород этого интрузива изобилуют в составе базального конгломерата терригенной свиты турона. Этому не противоречат данные определения абсолютного возраста пород интрузии, исчисляемые цифрой порядка 120 млн. лет.

Продукты более поздней стадии интрузивной деятельности описываемого нижнеальпийского тектоно-магматического комплекса еще не выявлены. Однако наличие их в виде небольших секущих тел в Сомхето-Кафанской зоне весьма вероятно.

ВЕРХНЕМЕЛОВОЙ ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС

Выражен сравнительно слабо. Интрузии достоверно верхнемелового возраста установлены только в Еревано-Веддинском синклинии. Здесь, в бассейне р. Веди, у с. Ташлу и к северу от с. Чиманкенд сравнительно небольшими выходами выступают роговообманковые габбро-порфиры, роговообманковые кварцевые диориты, а также габбро-пироксениты и перидотиты (в верховьях р. Веди), которые прорывают тонкослоистые и плитчатые мергели и известняки сенона и трансгрессивно перекрываются палеогеном.

ВЕРХНЕМЕЛОВОЙ-ПАЛЕОГЕНОВЫЙ ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС

В этом комплексе отчетливо выделяются три стадии интрузивной деятельности — ранняя, средняя (главная) и поздняя.

Среднеэоценовые интрузии (ранняя стадия развития) — представлены гипабиссальными габбро-порфирами и габбро-диоритами, широко развитыми в Ширакском и Базумском хребтах, в бассейне р. Марцигет, в районе Красносельска и др. местах Севано-Ширакского синклиория. Все они приурочены к среднеэоценовой вулканогенной свите, внутри которой образуют согласные пластовые залежи. Эти интрузии, несомненно, доскладчатые, и внедрение их произошло в период интенсивного прогибания Севано-Ширакской

геосинклинальной зоны (синэпейрогенные, комагматичные вулканогенным образованиям, интрузии).

Предверхнеэоценовые интрузии. К этому возрасту следует отнести породы офиолитового пояса западной части Малого Кавказа — габбро, перидотиты, пироксениты, дуниты и их переходные разности.

Возраст офиолитовой группы интрузивов определяется К. Н. Паффенгольцем как верхнеэоценовый (107). В дальнейшем, однако, В. Е. Хаин и Л. Н. Леонтьев (80, 84) стали относить интрузии восточной части гипербазитового пояса Малого Кавказа к верхнему мелу (предверхнесантон).

Основанием для такого заключения послужил факт нахождения в верховьях р. Тертер галек гипербазитового состава в базальных конгломератах верхнего сантона. Детальными исследованиями геологии северо-восточного побережья оз. Севан, произведенными за последние годы С. А. Абовяном, Г. М. Акопяном и О. А. Саркисяном, отмечены факты прорывания гипербазитами отложений заведомо эоценового возраста. Совместно с вышеуказанными исследователями летом 1957 г. нам пришлось наблюдать соотношение ультраосновных интрузий с эоценом в двух местах.

Примерно в 3 км к северо-востоку от с. Арданиш, на правом склоне ущелья р. Арданиш, ультраосновные породы совершенно отчетливо прорывают нуммулитовые темные известняки эоцена, а к западу от с. Шорджа, у устья р. Тохлуджа, ультраосновными породами (пироксениты) пронизаны вулканогенные образования среднего эоцена. На основании этих наблюдений у нас не осталось сомнений в том, что офиолитовый пояс бассейна оз. Севан генетически тесно связан со среднеэоценовой вулканогенной толщей, в теле которой он и залегает. Ультраосновные интрузии Ширакского хребта и Амасийского района, размещенные в карбонатных отложениях сенона, расположены в той же геотектонической зоне и в одинаковых тектонических условиях, поэтому нет основания сомневаться в том, что они являются синхронными с образованиями офиолитов бассейна оз. Севан.

Следует отметить, что к северу от с. Кесамац, к СЗ от горы Бура-тапа, на перевальной дороге через Севанский (Шахдагский) хребет нами, совместно с С. А. Абовяном и

О. А. Саркисяном, летом 1957 г. были обнаружены окатанные гальки основных и ультраосновных пород в составе внутриформационных конгломератов фаунистически охарактеризованного нижнего сенона. Вместе с этими гальками были обнаружены также обломки известняков с палеозойскими брахиоподами, четырехлучевыми кораллами, а также обломки метаморфических сланцев, вероятно нижнего палеозоя. Можно не сомневаться в том, что указанные гальки основных пород не имеют никакого отношения к офиолитовому поясу, породы которого в соседних участках, как уже указывалось, прорывают фаунистически охарактеризованный эоцен.

По данным Ш. А. Азизбекова, М. А. Кашкая, В. Е. Хаина, Э. Ш. Шихалибейли и др. геологов, в азербайджанской части Севано-Акеринского синклиория (Кельбаджарский прогиб) гипербазиты по возрасту являются верхнемеловыми (предверхнесантонскими). По Э. Ш. Шихалибейли (143), ультраосновные интрузии Акеринского синклиория повсеместно встречаются в нижнем сеноне, а в вышележащих отложениях верхнего сенона и эоцена им были найдены продукты размыва этих гипербазитовых пород. На этом основании внедрение гипербазитовых интрузий указанный исследователь связывает с окончанием нижнесенонского погружения и с предверхнесенонским поднятием. В таком случае придется допустить наличие в Севано-Акеринской геосинклинальной зоне гипербазитовых интрузий двух возрастов — верхнемелового и предверхнеэоценового.

Этот факт заставляет пересмотреть существующие представления о том, что в пределах отдельных геотектонических зон интрузии гипербазитов образуются одновременно и что процесс их внедрения не повторяется в ходе последующих стадий геосинклинального развития данной зоны.

Вместе с этим, вышеотмеченный нами факт прорывания гипербазитовыми интрузиями отложений среднего эоцена в Севано-Ширакском синклиории свидетельствует о том, что проявление этих интрузий по времени связано не с начальным этапом прогибания зон, а генетически связано, по-видимому, с начальной (предварительной) фазой складчатости данной зоны.

В связи с вышеизложенным, дальнейшее изучение гипер-
базитовых интрузий Малого Кавказа с целью уточнения их
возраста представляется вполне актуальным.

Преодолигоценые и предсреднемиоценовые интрузии
(главная стадия внедрения интрузивов). В это время, в эпо-
ху главной складчатости Севано-Ширакского синклинория и
инверсии его геотектонического развития происходит внедре-
ние гранитоидных интрузий Леджана, Лалвара, Памбакско-
го плутона, Баргушатской группы, Даралагеза, бассейна
р. Воротан и крупнейшего в Закавказье интрузивного масси-
ва — Мегринского плутона. Главнейшими породами этого
тектоно-магматического комплекса являются: порфировид-
ные граниты и гранодиориты, монцониты, кварцевые монцо-
ниты, сиенито-диориты, диориты, кварцевые диориты, габбро-
диориты, габбро и их переходные разности. Наиболее круп-
ные интрузивные массивы — Мегри-Ордубадский и Памбак-
ский, очень сходные по их тектоническому положению и об-
щему составу, являются полифазными. Формирование этих
интрузивных массивов началось внедрением основных пород,
которые затем сменяются гранодиоритами, и процесс завер-
шается внедрением щелочных интрузий.

Для определения возраста этого тектоно-магматического
комплекса — самого мощного комплекса интрузивного маг-
матизма на Малом Кавказе, имеются следующие данные.
Породы его прорывают фаунистически охарактеризованные
вулканогенно-осадочные образования среднего эоцена, чем
определяется нижний предел их возраста. Верхний возраст-
ной предел Памбакского интрузивного массива определяется
В. Н. Котляром и Г. П. Багдасаряном как верхний эоцен, на
том основании, что они генетически тесно связаны со щелоч-
ными эффузивами верхнеэоценового возраста. За последние
годы добыты новые факты, подкрепляющие данный вывод.
Последние заключаются в следующем:

1. Установлено, что мощная эффузивная свита щелочно-
го состава, залегающая в водораздельной части Памбакско-
го хребта (Памбакская свита), с которой генетически свя-
зан Памбакский интрузивный комплекс, несогласно залегает
на разных горизонтах фаунистически охарактеризованного
среднего эоцена, а гальки этих эффузивных пород О. А. Сар-

кисляном были обнаружены в Дилижанской песчано-глинистой свите. Возраст последней А. Т. Асланяном, А. А. Габриеляном, А. Л. Тахтаджяном и О. А. Саркисяном определяется как олигоцен — нижний миоцен*.

2. В составе Дилижанской свиты были обнаружены также гальки интрузивных пород Памбакского массива.

Эти факты подтверждают верхнеэоценовый возраст как Памбакской щелочной эффузивной свиты, так и генетически с ней тесно связанных интрузивных пород.

На Цахкуняцком хребте на интрузивные породы Памбакского комплекса трансгрессивно ложатся вулканогенно-обломочные образования и кислые эффузивы мио-плиоцена. Пока еще остается менее ясным вопрос верхнего предела возраста Мегри-Ордубадского плутона. И. Г. Магакьян (85) возраст интрузивов Памбакского плутона, как и Даралагезской группы интрузивов, определяет как верхнемиоценовый и внедрение их связывает с аттической фазой складчатости. При этом он основывается на том, что в Сисианском районе и в восточном Даралагезе эти интрузивные тела прорывают вулканогенный олигоцен, а гальки их встречаются в составе Сисианской плиоценовой диатомитовой свиты.

По Ш. А. Азизбекову (7), нижний возрастной предел Мегри-Ордубадского плутона устанавливается как послеолигоценовый на том основании, что интрузии этой группы (Лякятахская и Сакарсу) пересекают уже сформированные ко времени их внедрения линейные складки общекавказского простирания, возраст которых отчетливо определяется как послеолигоценовый.

В определении верхнего предела возраста интрузии Мегри-Ордубадского плутона Ш. А. Азизбеков исходит из общих геологических данных. По его мнению, описываемые интрузии древнее Нахичеванской мульды, образовавшейся в миоцене. На этом основании возраст Мегри-Ордубадского плутона он считает послеолигоценовым и домиоценовым.

Существует и другая точка зрения по данному вопросу.

* А. А. Габриелян, А. Л. Тахтаджян, О. А. Саркисян. ДАН. Армянской ССР, т. 26, № 3, 1953.

А. И. Адамян (4) возраст Мегринского плутона считает верхнеэоценовым, основываясь на тождестве состава Орду-бадского и Памбакского плутонов. Эта точка зрения поддерживается и С. С. Мкртчяном (94). По Л. Н. Леонтьеву и В. Е. Хаину (84) для отнесения Мегринского плутона к верхнему эоцену имеются и прямые доказательства. По данным этих исследователей, мелкие интрузии, развитые в среднем течении р. Алинджа-чай (Ордубадский район) и генетически связанные с Мегри-Ордубадским плутоном, прорывают эоцен, но не затрагивают олигоцена (абракунисская свита). Кроме того, гальки этих интрузивов Л. Н. Леонтьевым и В. Е. Хаиным были обнаружены в составе абракунисской свиты, а в майкопских осадках Худаферина и Кубатлы отмечены обломки розовых сиенитов и зерна оптически аномального граната, характерного для контактовой зоны Ордубадского массива.

Таким образом, одни исследователи возраст Мегринского плутона определяют как миоцен, а другие — как верхний эоцен.

По предварительным данным радиологических исследований* абсолютный возраст интрузии Мегри-Ордубадского плутона — 30—50 млн. лет, что соответствует, по шкале Марбли, верхнему эоцену-олигоцену.

Несомненно, что Мегринский плутон находится в совершенно аналогичных тектонических условиях, что и Памбакский интрузивный комплекс; оба они расположены вдоль глубинного разлома и приурочены к крыльям крупных синклиналиев — Ордубадского и Севано-Ширакского. Мощные складкообразовательные движения, обусловившие формирование основных элементов современной тектонической структуры указанных синклиналиев, имели место как перед олигоценом, так и перед средним миоценом. Мощные проявления интрузивного вулканизма в этой зоне Малого Кавказа, несомненно, связаны с этими главнейшими этапами складкообразовательных тектонических движений. Недостаточность имеющихся в настоящее время фактических данных не поз-

* М. А. К а ш к а й. Труды пятой сессии комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций, 1958.

воляет ответить на вопрос — сопровождалась ли оба указанных этапа внедрением интрузивов или же последние приурочены лишь к одному из них.

Для точного определения верхнего предела возраста Мегринского плутона чрезвычайно важным является уточнение возраста вулканогенной толщи восточного Даралагеза и Сисианского района (амулсарская свита), которая пронизана интрузиями Мегринского плутона. Олигоценовый возраст этой свиты определяется только условно. Не исключена возможность принадлежности ее, как и Абракунисской свиты НахАССР, к верхнему эоцену.

С целью выяснения этого вопроса необходимо осуществить новый сбор ископаемой флоры, в изобилии встречающейся в породах указанных свит, и произвести ревизию старых определений.

Интрузии поздней стадии развития. Интрузивная деятельность описываемого тектоно-магматического комплекса завершается внедрением щелочных сиенитов, нефелиновых сиенитов, псевдолейцитовых сиенитов и др. пород щелочного состава, широко развитых в составе Памбакского комплекса, Мегринского плутона и Геджалинского хребта. Они являются постскладчатыми интрузивными телами и внедрение их связано, главным образом, с разломами, образовавшимися в эпоху послескладчатого поднятия и растрескивания уже сформировавшихся к этому времени крупных пликтивных структур. К этой же стадии следует отнести многочисленные дайковые и жильные породы кварц-порфирового, порфиритового состава, которые прорывают вулканогенный эоцен Базумского хребта и других частей Севано-Ширакского синклинория, а также лакколитообразные тела санидиновых трахитов района сел. Элпин западного Даралагеза.

НИЖНЕПЛИОЦЕНОВЫЙ (МИОПЛИОЦЕНОВЫЙ) ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС

Следующий крупный этап складкообразовательных движений имел место после сармата и перед мэотисом. Эти движения локализованы, в основном, в Среднеараксинском межгорном прогибе и не сопровождалась такой крупной инвер-

сией геотектонического режима, как это имело место в предыдущих этапах складчатости. Осадконакопление и прогибание этой зоны в дальнейшем продолжились в плиоцене и в антропогене. Вероятно, этим можно объяснить отсутствие крупных интрузивных массивов, по времени их образования приуроченных к этому этапу тектонического развития Малого Кавказа. Лишь в эпоху послескладчатого поднятия в нижнем плиоцене (мэотисе—понт) имело место внедрение небольших интрузивных тел в виде субвулканов и экстрезий, пластовых залежей, даек и др.

К этой группе относятся многочисленные андезитовые дайки западного Даралагеза (район с. Элпин), Памбакского, Ширакского, Варденисского и Цахкуняцкого хребтов, бесформенные, штокообразные и дайкообразные тела андезито-дацитов, дацитов и трахи-дацитов Мегринского района, а также экстрезии, сфенолиты и силлы НахАССР (Кутан-даг, Илан-даг, Гарадаш и др.), представленные андезито-дацитами, андезитами и их автокластами. Для определения возраста указанных гипабиссальных пород имеются следующие данные:

В НахАССР экстрезии прорывают пестроцветную свиту нижнего миоцена, а их апофизы — соленосную свиту среднего-верхнего миоцена.

По данным Ш. А. Азизбекова (7), в верховьях рр. Шабузчай и Кюкичай встречаются интрузии, по составу не отличающиеся от экстрезий НахАССР, которые прорывают нижнюю часть плиоценовой (мэотис—понт) биченагской вулканогенной толщи. Кроме того, в составе самой биченагской свиты им были описаны андезито-дациты и дациты типа вышеуказанных экстрезий.

На этом основании Ш. А. Азизбеков считает, что описываемые «малые» интрузии и биченагская вулканогенная толща связаны с единой фазой магматической деятельности, при этом первые представляют гипабиссальную фацию, а вторые — эффузивную.

В Даралагезском хребте (восточная часть). Цахкуняцком, Ширакском и Варденисском хребтах и в западном Даралагезе описанные андезитовые и андезито-дацитовые дайки и трубы служат центрами излияния такого же состава по-

кровных лав, которые согласно перекрывают подстилающую вулканогенно-обломочную свиту и связаны с породами последней постепенными переходами.

Возраст этой вулканогенно-обломочной свиты (вохчабертская, биченагская и их аналоги) достаточно точно определяется как нижний плиоцен (41, 46).

ВЕРХНЕПЛИОЦЕНОВЫЙ ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС

После небольшого периода сравнительного покоя, новые складкообразовательные движения происходят после понта. В среднем плиоцене имеет место крупное сводовое поднятие Малого Кавказа, а в верхнем плиоцене (акчагыл-апшерон) — новое прогибание, осадконакопление, а затем складкообразовательные движения и вулканическая деятельность. К этому последнему этапу складкообразовательных движений относятся экструзивные купола кислых пород (липариты, дациты, обсидианы и их переходные разности) Артени, Атиса, Спитак-сара, Ишхансара и др., которые прорывают долеритовые базальты верхнего плиоцена и составляют единый генетический ряд с пресноводными диатомитовыми отложениями верхнеплиоценового возраста Араратской котловины, Ленинанканской и Севанской впадин и бассейна р. Воротан. Сюда же относятся силлы габбро-базальтов Приереванского района (данные скважины у с. Аван) и дайки мандельштейновых базальтов в районе Шорджри-дзора (к СВ от Еревана), прорывающие мактровые слои сармата.

В районе горы Артени С. А. Сардаряном* обнаружена богатая коллекция орудий первобытного человека, изготовленных из обсидиана. Возраст древнейших образцов этих орудий определяется как шель-ашель. Этот факт также свидетельствует о дочетвертичном, верхнеплиоценовом возрасте вышеуказанных кислых экструзий.

Такова схема возрастного расчленения главнейших интрузивных комплексов Армении.

Известно, что в настоящее время для определения возраста магматических пород широко применяются радиологиче-

* С. А. Сардарян, Палеолит в Армении. Изд. АН Армянской ССР, 1954.

ские методы исследований. В Армении сделаны только первые попытки в этом направлении.

Отрадно отметить, что полученные предварительные результаты определения абсолютного возраста некоторых интрузивов нашей республики кали-аргоновым методом, по Г. П. Багдасаряну, довольно хорошо сходятся с геологическими данными.

Так, по указанному исследователю, возраст Тежсарского щелочного массива (Памбакский хребет), определяется в 38—40 млн. лет, что соответствует, по шкале Марбли, пред-олигоценному времени. Показательно, что возраст гранитоидных рудоносных интрузий того же Памбакского комплекса определяется в 44—50 млн. лет, что соответствует среднему-верхнему эоцену.

Как указывалось выше, щелочные интрузии Памбака, по геологическим данным, являются наиболее молодыми в Памбакском комплексе и прорывают более древние массивы гранитоидов.

Любопытная картина получается при сравнении данных по определению абсолютного возраста образцов из Северной Армении. Возраст аплитов Ахпатского интрузива определяется в 101 млн. лет, а альбитофиринов из крупной дайки Алавердского рудного района — 131 млн. лет. Эти данные вполне соответствуют досеноманскому возрасту указанных образований, датируемому на основании геологических данных.

Несомненно, что дальнейшие детальные систематические радиологические исследования позволят составить более обоснованную схему стратиграфии и абсолютной геохронологии магматических образований нашей республики.

В заключение отметим следующее:

1. Почти все крупные интрузивные массивы территориально приурочены к двум структурным зонам Малого Кавказа — Сомхето-Карабахскому мегантиклинорию и Севано-Акеринскому и Даралагезско-Ордубадскому мегасинклиниям, которые характеризуются первично-геосинклинальным типом развития с мощным развитием кератофиро-порфиритовой формации.

В обеих указанных зонах интрузивная деятельность развивается, в основном в два приема.

а) В стадии прогибания, осадконакопления и проявления эффузивного вулканизма (доскладчатые, синэпейрогенные интрузии) образуются субвулканические тела кварцевых порфиров и альбитофиров Сомхето-Кафанского блока и габбро-порфириновые и офиолитовые интрузии Севано-Ширакского синклинория.

б) Внедрение наиболее крупных интрузивных массивов гранитоидов соответствует главному этапу складчатости и поднятия указанных геосинклинальных зон (складчатые или синорогенные интрузии). Гранитоиды неокомского возраста Сомхето-Кафанского тектонического блока и мощные гранитоидные же интрузии предолигоценного и предсреднемиоценового возраста Севано-Ширакского и Даралагезско-Ордубадского синклинориев.

2. Внутри указанных синклинориев наблюдается приуроченность главнейших интрузивных массивов преимущественно к их краевым частям, к зонам шовных антиклиналей. Так, крупнейший в Закавказье Мегри-Ордубадский плутон расположен по шву Сомхето-Кафанского и Армянского тектонических блоков, а Памбакский интрузивный комплекс — по шву Арзаканского кристаллического массива и Севано-Ширакского синклинория. Офиолитовый пояс Малого Кавказа тянется вдоль северного и северо-восточного бортов Севано-Ширакского и Кельбаджарского синклинориев. Таким образом, генетическая связь этих интрузивных тел с глубинными разломами вырисовывается отчетливо. Вместе с тем, выявляется пространственное совпадение крупных интрузивных массивов с районами длительно развивающегося эффузивного вулканизма (южный Зангезур, Памбакский хребет и др.). Это тоже свидетельствует о генетической связи интрузивного и эффузивного вулканизма с глубинными разломами, служившими путями проникновения магмы из глубоких горизонтов земной коры к дневной поверхности.

О ГЛУБИННОМ ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ АРМЕНИИ

(Интерпретация геофизических данных)

С целью изучения глубинного геологического строения Малого Кавказа за последние десятилетия широко применяются геофизические методы исследований. Хотя работы в этой области находятся еще в начальной стадии развития, получены некоторые результаты, представляющие значительный научный интерес. Составлена карта гравитационного поля Армении масштаба 1:500 000, более детальная карта аномалий силы тяжести Араратской котловины, которые в значительной степени уточняют наши представления о геологическом строении более глубоких горизонтов земной коры. В результате этих работ выявлен Паракар-Енгиджинский подземный выступ эопалеозойского субстрата и произведено структурное расчленение Среднеараксинского межгорного прогиба.

Магнитометрическими исследованиями выявлена возможность корреляции кайнозойских лавовых покровов и экструзивных тел различных районов нашей республики. Однако большие работы в области геофизических исследований еще впереди.

Гравитационное поле Малого Кавказа характеризуется в целом отрицательными аномалиями силы тяжести (до 150 миллигал в редукции Буге). Однако на фоне этого минимума вырисовываются многочисленные относительные максимумы и минимумы аномалий силы тяжести от 10 до 20 миллигал.

Территория Малого Кавказа Э. Б. Аджимамудовым делится на три зоны: а) зона центрального минимума, б) зона северо-восточного максимума и в) зона юго-западного максимума, охватывающая Араратскую котловину и прилегающие районы.

Любопытная картина получается при сопоставлении полей относительных максимумов и минимумов с тектоническими структурами.

Так, Арзакано-Апаранский кристаллический массив, где выступают на поверхность эопалеозойский-докембрийский консолидированный субстрат, и прилегающие к нему районы Севано-Ширакского синклинория характеризуются относительным минимумом аномалии силы тяжести. Среднеараксинская и Куринская синклинорные депрессии, выполненные мощными свитами сравнительно менее плотных верхнетретичных и постплиоценовых образований, а также прилегающие к ним склоны Малого Кавказа, напротив, вырисовываются как области относительного максимума аномалии силы тяжести.

Это обстоятельство свидетельствует о том, что региональные гравитационные аномалии не отражают строения поверхностных слоев литосферы, а связаны с геологическими процессами, происходящими в более глубоких горизонтах последней.

Касаясь причины подобного распределения аномалии силы тяжести на территории Армении, следует отметить, что материалы в этой области еще настолько малы, что на основании их нельзя прийти к определенному выводу. В данном случае можно попытаться ответить на поставленный вопрос путем сравнения Малого Кавказа с другими в геофизическом отношении хорошо исследованными областями, с которыми он имеет много общего по своему геологическому строению.

Одной из таких областей является Индонезия, которая по интенсивному проявлению современных тектонических движений, сейсмичности, вулканизму и расчлененному рельефу очень напоминает Средиземноморскую геосинклинальную зону, частью которой является Малый Кавказ.

По Ван Бемелену (30, 31), в Индонезии, как правило, отрицательными аномалиями силы тяжести характеризуются

горные хребты, области поднятий, а положительными — области опусканий, прогибы, т. е. вырисовывается картина, вполне аналогичная гравитационным показателям по территории Армении и всего Малого Кавказа.

Пользуясь выводами Ван Беммелена, можно предполагать, что в тектонических депрессиях, таких как Среднеараксинская, Куринская, в результате их прогибания и опускания происходит: а) сжатие и сгущение масс и, следовательно, увеличение их плотности и б) под давлением опускающейся массы происходит выдавливание гранитных масс в стороны. Поэтому, под депрессиями оказывается перидотитовая и базальтовая масса, характеризующаяся, как известно, большой плотностью.

В поднимающихся же горных хребтах, напротив, происходит расширение масс и внедрение гранитной магмы, характеризующейся меньшим удельным весом. В результате здесь происходит утолщение сиалической оболочки земной коры.

Таким образом, можно заключить, что аномалии силы тяжести в данном случае в значительной степени отражают и характер новейших тектонических движений.

Севано-Ширакский синклинорий и Арзакано-Апаранский кристаллический массив являются областью интенсивного поднятия и пронизаны многочисленными интрузиями гранитоидов.

Среднеараксинская же депрессия и прилегающие к ней районы, напротив, характеризуются почти полным отсутствием крупных гранитоидных интрузий и являются областями относительного опускания.

Следует отметить, что положительными аномалиями силы тяжести в редукции Буге характеризуются почти все крупные океанические и континентальные впадины, что обусловлено, вероятно, тем, что под ними земная кора тонка, а тяжелая перидотитовая масса находится ближе к поверхности.

Интересны также данные геофизических исследований по смежным районам Кавказа.

По Б. К. Балавадзе (23), общая мощность земной коры в Грузии, по сейсмическим данным, варьирует в пределах 50—60 км, причем в высокогорной области Большого Кавка-

за она равна примерно 60 км, на Малом Кавказе — 50—54 км, а в Куринской депрессии — около 48 км.

По Кавказу в целом наибольшая мощность порядка 65—67 км намечается над центральной частью Большого Кавказа и Ахалкалакским нагорьем, а наименьшая (41—45 км) над Дзирульским массивом. При этом мощность слоев земной коры меняется примерно в следующих пределах: осадочного от 0 до 8 км, гранитного от 14 до 32 и базальтового от 22 до 35 км. В районах с большими мощностями коры, достигающими 57 км, из коих гранитный слой составляет 31 км, а базальтовый 26 (Главный Кавказский хребет, Ахалкалакское плато) и с широким развитием древних кристаллических пород, наблюдается глубокий региональный минимум силы тяжести. Над Дзирульским массивом, где также выступает древний метаморфизованный субстрат, но мощность коры меньше (около 41 км, из коих мощность осадочного слоя составляет 1 км, гранитного — 14 и базальтового — 26), напротив, вырисовывается относительный максимум силы тяжести.

Эти данные также свидетельствуют о том, что в данном случае в распределении региональных аномалий силы тяжести важное значение имеет мощность земной коры и вместе с тем они наглядно показывают, что литолого-петрографический состав и возраст поверхностной осадочной покрывки играют второстепенную роль.

По Б. К. Балавадзе, основной причиной утолщения земной коры в горных областях Кавказа является значительное увеличение мощности гранита.

В результате увеличения мощности земной коры под горными хребтами, т. е. более глубокого залегания поверхности Мохоровичича, плотные симатические массы здесь оказываются замещенными сравнительно легкими сиалическими массами.

Таким образом, на основании приведенных данных можно заключить, что распределение полей максимумов и минимумов силы тяжести является результатом коробления базальтового слоя земной коры, приведшего к поднятию этого слоя в одних местах и опусканию в других.

Показательно, что на Малом Кавказе поля с минимумами аномалий силы тяжести совпадают с областями мощного развития неогенового и постплиоценового вулканизма—Ахалкалакское нагорье, Мокрые горы, Гегамский и Варденисский хребты и др. (88). Невольно напрашивается мысль — не является ли этот факт подтверждением гипотезы Г. Г. Оганезова (103) о вулканических депрессиях? Согласно указанному исследователю, при вулканическом извержении выделяется значительное количество газов и паров и происходит изливание огромных масс лав. В связи с этим, под земной корой понижается давление магмы и в результате этого земная кора здесь прогибается, чему способствует и дополнительная нагрузка излившихся лав. Конечным итогом этих процессов может являться, по указанному исследователю, отток тяжелой массы от района извержений к периферии, что может вызвать появление максимума силы тяжести в соседних районах.

Что же касается интерпретации данных гравиметрических исследований отдельных локальных участков Армении, то следует отметить, что они хорошо согласуются с тектоническими структурами этих районов. Так, этими гравиметрическими исследованиями в Приараксинской зоне хорошо выделяются Ереванский соленосный бассейн, Нахичеванская мульда, Ленинанканская котловина, а также Джульфинское антиклинальное поднятие, Паракар-Енгиджинское подземное горстовое поднятие и др. крупные тектонические структуры.

Очень интересными являются изгибы южной границы северной гравитационной зоны Армении (5). Они хорошо повторяют контуры антиклинорий и синклинорий Сомхето-Кафанской геотектонической зоны. Можно полагать, что эта волнистая линия отражает скрытую под палеогеновыми и меловыми отложениями границу двух геотектонических комплексов Малого Кавказа — зоны герцинского осадконакопления и Сомхето-Кафанской юрской геосинклинальной зоны.

ИСТОРИЯ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Общие замечания

Среди существующих методов изучения истории тектонического развития структурных элементов земной коры наиболее распространенными и ведущими являются метод структурного анализа, палеогеографический метод, метод фациального анализа и др. За последние годы стал широко применяться и формационный метод, в основе которого лежит выяснение закономерностей локализации формаций горных пород в пространстве и во времени. Следуя Н. С. Шатскому (139), В. В. Белоусову (29), А. В. Пейве (109), В. Е. Хаину (136), Л. Б. Рухину (123) и др., под названием формации мы понимаем естественные комплексы осадочных и вулканических горных пород, отдельные члены которых парагенетически тесно связаны друг с другом в возрастном и пространственном отношениях.

Различные типы формаций образуются в определенных геотектонических условиях и на определенных стадиях развития структурных комплексов. Геосинклинальные области, как известно, характеризуются особым комплексом формаций горных пород — флишевой, молассовой, спилито-кератофировой, яшмовой и др., в то время как на платформах мы имеем формации, существенно отличные от геосинклинальных, а именно: глинисто-глауконитовую, карбонатно-глауконитовую, пестроцветную, трапповую и др.

В краевых прогибах, являющихся переходными между геосинклиналями и платформами, развиты особые типы формаций: угленосная, соленосная и др. Внутри геосинклинальных областей распределение отдельных типов формаций строго зависит от структурных особенностей отдельных участков (геосинклиналь, геоантиклиналь, межгорный прогиб и пр.). Вместе с тем, разные стадии развития структурных комплексов также обуславливают возникновение определенных типов формаций. Так, в начальной стадии развития геосинклинальных зон обычно образуются терригенные и вулканогенные формации, в средней стадии развития, в эпоху максимальной трансгрессии — карбонатная формация, а в конце цикла, в эпоху поднятия и регрессии, последовательно образуются соленосные, красноцветные и молассовые формации. Последние характерны преимущественно для внутренних и краевых впадин. Отсюда вытекает, что формация — это понятие прежде всего геотектоническое, ибо она отражает определенные геотектонические условия времени образования и определенные стадии развития структурных зон. Различные типы формаций характеризуются также своим вещественным составом и литолого-петрографическими особенностями пород, что обусловлено не только геотектоническими условиями, но в значительной степени и комплексом палеогеографических условий (климат, развитие организмов и т. п.). Например, развитие соленосных формаций происходит в условиях аридного, т. е. жаркого, засушливого климата, а для образования красноцветных формаций необходимым условием является чередование пустынных и аридных климатических условий с влажными. Таким образом, формация — это понятие не только геотектоническое, но и палеогеографическое, ибо в различных типах формаций горных пород находят отражение определенные тектонические и палеогеографические условия.

В связи с вышеизложенным возникает вопрос о стратиграфическом объеме формации. Конечно, зачастую формации не соответствуют единицам геохронологической шкалы земной коры — векам, эпохам и т. п., в связи с чем их нельзя рассматривать в качестве стратиграфических единиц, как это справедливо отмечают Б. М. Келлер (73), В. Е. Хаин и др.

Однако их приуроченность к крупным стратиграфическим единицам очевидна. По примеру Армении и прилежащих районов Антикавказа, как будет видно из нижеизложенного, можно видеть, что определенные сообщества горных пород — формаций — чаще укладываются в рамки крупных стратиграфических единиц — отделов, подотделов и реже ярусов. Такое размещение формаций по времени является вполне естественным, ибо геотектонические и палеогеографические условия, определяющие типы формаций горных пород, в большинстве случаев совпадают с естественно-историческими, основанными на биостратиграфическом принципе подразделения толщ, слагающих земную кору. Изучение формаций горных пород, в смысле их закономерного развития в пространстве и во времени, имеет не только большое научное значение, но представляет также существенный практический интерес, ибо в отдельных типах геологических формаций локализованы определенные группы месторождений полезных ископаемых.

Прежде чем перейти к основному вопросу — описанию этапов тектонического развития Армении, считаем необходимым остановиться на вопросе классификации геосинклиналей.

В настоящее время можно считать твердо установленным, что геосинклинальные области являются сложными и вместе с тем очень разнообразными структурными элементами. Те основные признаки, которыми они обычно характеризуются — большая подвижность, интенсивная складчатость, большая амплитуда вертикальных тектонических движений, эффузивный и интрузивный вулканизм, эндогенная минерализация, контрастность рельефа, быстрые и резкие изменения фаций и мощностей отложений и т. п., не во всех геосинклиналях проявляются одинаково. Изучение истории развития геосинклинальных областей СССР и зарубежных стран приводит исследователей к выводу о том, что отдельные, даже соседние геосинклинальные прогибы, как правило, существенно отличаются друг от друга по вышеперечисленным признакам геосинклинального развития. Одни геосинклинали характеризуются интенсивным прогибанием, накоплением больших мощностей отложений, но, вместе с тем, вулканизм проявляется в них очень слабо. В других типах геосинклина-

лей, напротив, интрузивный и эффузивный вулканизм проявляется очень интенсивно, при накоплении сравнительно небольших мощностей осадков. Геосинклинали значительно отличаются и по типам слагающих их формаций горных пород и по стадиям развития.

Поэтому часто бывает трудно распространять закономерности, основанные на изучении развития одной геосинклинальной области на другую, по своему строению и истории развития отличающуюся от первой.

Из вышеизложенного становится совершенно очевидной необходимость классификации геосинклинальных областей. Подразделение геосинклиналей по типу развития, разумеется, имеет и важное практическое значение, ибо с различными типами геосинклинального развития генетически тесно связаны те или иные группы месторождений полезных ископаемых. Однако до сих пор как у нас в СССР, так и в зарубежной литературе еще нет общепринятой схемы классификации геосинклиналей, хотя сделано немало попыток в этом направлении. Так, М. В. Муратов (100, 101), учитывая особенности строения геосинклиналей и состава формировавшихся в них толщ, выделяет пять категорий геосинклиналей.

К первой категории, по указанному исследователю, относятся геосинклинали с мощным накоплением осадочных и эффузивных толщ, при этом в процессе их развития намечается смена сланцевых и эффузивных формаций флишевыми и часто карбонатными.

Вторая категория геосинклиналей характеризуется относительно небольшими мощностями заполняющих отложений, среди которых доминирующую роль играют карбонатные породы, а эффузивные образования, напротив, имеют совершенно подчиненное значение. Этот тип геосинклиналей ближе к парагеосинклиналям В. В. Белоусова.

Третий тип — «зеленокаменная» геосинклиналь возникает, по М. В. Муратову, путем наложения на более древние геосинклинали при их раскалывании и характеризуется мощным развитием вулканогенных образований.

К следующему типу геосинклиналей он относит те прогибы, которые образовались на месте древних геосинклинальных

ных поднятий, путем их плавного прогибания и характеризуются маломощными толщами карбонатных и песчано-глинистых пород, с подчиненным количеством эффузивных масс.

Наконец, в особую категорию — «узловые и материнские геосинклинали» — М. В. Муратов выделяет области огромных размеров, с максимальным и длительным прогибанием.

В. Е. Хаин (136) выделяет следующие типы геосинклинального развития:

1) **Нормальный тип** — те геосинклинали, которые в своем развитии проходят все основные стадии геосинклинального развития.

2) **Геосинклинали типа неполного развития**, в которых процесс обращения в течение данного этапа развития не доходит до конца и не завершается перестройкой геотектонического режима.

3) **Геосинклинали унаследованного развития** — когда основные структурные элементы — антиклинальные поднятия и синклинальные прогибы унаследованы от предыдущего этапа.

4) **Остаточные геосинклинали**, выделяемые В. Е. Хаином вслед за А. В. Пейве и В. М. Сеницыным.

5) **Возрожденные или неогосинклинали** — которые после складчатости, поднятия и консолидации вновь приобретают свойства геосинклинали.

6) **Побочные геосинклинали**, являющиеся переходными между типичными геосинклиналями и платформами.

А. В. Пейве и В. М. Сеницын (110) в истории развития геосинклинальных областей выделяют три стадии, характеризующиеся особым парагенезисом осадочных, магматических и рудных формаций, особой складчатостью и др. Эти стадии следующие:

а) **Первичные геосинклинальные системы**, которые возникают в поясах глубинных разломов и характеризуются граувакковой, сланцевой, яшмовой и спилито-кератофировой формациями. К ним обычно бывают приурочены линейно расположенные массивы основных и ультраосновных интрузий (офиолитовые пояса).

б) **Вторичные геосинклинальные системы**, представляющие широкие геосинклинальные мульды, в которых наиболее

типичны известняковая, красноцветно-лагунная, угленосная, молассовая и порфировая формации. Взамен сжатых линейных складок, характерных для первичных геосинклинальных областей, здесь преобладающими становятся брахискладки.

в) **Остаточная геосинклинальная система**, являющаяся завершающей стадией развития геосинклинали. Это крупные и плоские впадины и поднятия, напоминающие синеклизы и антеклизы платформ.

Преобладающими типами формаций являются лагунно-континентальная и наземно-вулканогенная. Широко развиты флексуры, моноклинали и рубцовые антиклинали, генетически связанные с разломами субстрата.

Оригинальную схему классификации геосинклиналей предлагает американский тектонист М. Кей (72). Он подразделяет геосинклинали на три категории.

К первой категории — **ортогеосинклиналям**, он относит линейно вытянутые, узкие и длинные пояса прогибов, которые окаймляют и разделяют кратоны — относительно устойчивые области земной коры. Ортогеосинклинали, по М. Кею, бывают двух типов:

1) **эвгеосинклинали**, лежащие в поясах активного вулканизма, сопровождающегося сравнительно быстрым прогибанием и

2) **миогеосинклинали**,* характеризующиеся отсутствием или редкими проявлениями вулканизма.

Геосинклинали второй категории, по М. Кею, расположены внутри кратона (это парагеосинклинали в понимании Г. Штилле) и подразделяются на три типа:

а) **Экзогеосинклинали** — прогибы, развивающиеся по краям кратона и выполненные осадками, являющимися продуктами размыва окраинных складчатых сооружений.

б) **Автогеосинклинали** — типичные внутренние прогибы кратонов.

в) **Зевгогеосинклинали** — прогибы, окруженные поднятиями, однако, в отличие от автогеосинклиналей, здесь выполняющие ее осадки образованы путем размыва дополнительных поднятий (нагорий) внутри кратона.

* Термин миогеосинклиналь раньше употреблялся Г. Штилле.

К третьей категории М. Кей относит подвижные области, которые образуются в ортогеосинклинальных поясах, после их орогенической и плутонической консолидации. В этой категории он также выделяет три типа:

1) **Эпиэвгеосинклинали** — глубоко опущенные, удлиненные впадины с огромным развитием вулканизма.

2) **Тафрогеосинклинали** — грабенообразные (рифтовые) блоки, образовавшиеся после полной консолидации ортогеосинклинали.

3) **Паралиагеосинклинали** — глубоко погруженные, удлиненные прогибы, лежащие между континентами и океаническими впадинами.

Из приведенного краткого обзора существующих схем классификации геосинклиналей видно, что принципы, на которых базируются исследователи для выделения типов геосинклинального развития, очень близки, хотя названия типов геосинклиналей самые различные.

У всех авторов большое значение приобретают формации осадочных и магматических горных пород, отражающие типы структур и определенные стадии развития геосинклинальных областей. Вместе с тем некоторые наименования типов геосинклинального развития, как наложенный, унаследованный остаточный, возрожденный, экзогеосинклиналь, эпиэвгеосинклиналь и др., подчеркивают другие, не менее важные особенности развития геосинклинальных областей. Поэтому нам представляется, что при классификации типов геосинклинального развития целесообразно скомбинировать вышеуказанные признаки, подчеркивая, в отдельных случаях, те названия, которые наиболее полно отражают тип развития рассматриваемой области. В дальнейшем изложении мы будем выделять стадии геосинклинального развития, основываясь именно на этом принципе.

Автору, конечно, трудно предложить свою схему классификации геосинклиналей, основываясь на материалах небольшой территории Малого Кавказа. Для этого необходимо иметь данные исследований по гораздо большим площадям геосинклинальных областей. Только детальное сравнение истории развития и формационных рядов различных геосинклинальных структур позволит выделить типы геосин-

Классификация геосинклиналей по разным авторам

М. В. Муратов	В. Е. Хаин	А. В. Пейве и В. М. Синицын	М. Кей
<ol style="list-style-type: none"> 1. Узловые геосинклинали 2. Флишевые геосинклинали 3. Известняковые геосинклинали первого рода 4. Зеленокаменные геосинклинали 5. Известняковые геосинклинали второго рода 	<ol style="list-style-type: none"> 1. Нормальный тип развития геосинклиналей 2. Геосинклинали неполного развития 3. Геосинклинали унаследованного развития 4. Остаточные геосинклинали 5. Возрожденные геосинклинали (неогеосинклинали) 	<ol style="list-style-type: none"> 1. Первичная геосинклинальная система 2. Вторичная геосинклинальная система 3. Остаточная геосинклинальная система 	<ol style="list-style-type: none"> A. Ортогеосинклинали <ol style="list-style-type: none"> 1. Эвгеосинклинали 2. Миогеосинклинали B. Образуются в зонах ортогеосинклиналей после их орогенической и плутоической консолидации <ol style="list-style-type: none"> 3. Эпизеогосинклинали 4. Тафрогеосинклинали 5. Паралиагеосинклинали В. Внутрикратонные геосинклинали <ol style="list-style-type: none"> 6. Экзогеосинклинали 7. Автогеосинклинали 8. Зевгогеосинклинали

клинального развития. Однако важнейшие тектонические структуры, формационные ряды и другие элементы геосинклинального развития на Малом Кавказе настолько быстро меняются во времени, что выделение отдельных стадий геосинклинального развития и их краткая характеристика, с нашей точки зрения, представляет значительный научный интерес.

ЭТАПЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

История тектонического развития Армении и Антикавказа в целом делится на три естественных этапа, в течение которых произошли существенные изменения в пространственном размещении глубинных структур, качественные изменения структур и обусловленное ими изменение различных типов формаций. Эти этапы: а) докембрийский-каледонский, б) герцинский (D—T), в) альпийский (J—Q).

ДОКЕМБРИЙСКИЙ — КАЛЕДОНСКИЙ ЭТАП

Наши представления о докембрийском-каледонском этапе развития Армении крайне ограничены ввиду малой обнаженности пород соответствующего возраста. Последние фрагментарно выступают на дневную поверхность в Арзаканском кристаллическом массиве, в Зангезуре, на Ераносском хребте (к юго-востоку от Еревана) и обнаружены буровыми скважинами в Араратском межгорном прогибе на глубине 600—700 м. В прилегающих к Армении частях Антикавказа они обнажаются в Локском и Храмском массивах и в бассейнах рр. Ахум (Гасан-су) и Асрик-чай. В Южном Зангезуре, по данным С. С. Мкртчяна (96), к докембрийскому-нижнепалеозойскому возрасту относится мощная (свыше 2 км) толща разнообразных метаморфизованных пород, представленных слюдяно-кварцитовыми сланцами, с пачками и линзами мраморов, а также эпидотизированными порфиритами с подчиненными слоями метаморфизованных туфоконгломератов и туфобрекчий, обнажающимися по левобережью р. Аракс и

вдоль Хуступ-Гиратахского разлома. Толща эта интродуцирована диоритами и габбро-диоритами, тоже рассланцованными. В сходных фациях метаморфические породы догерцинского возраста обнажаются и в северной части Зангезура, в бассейне р. Воротан, где они, как и в Южном Зангезуре, несогласно перекрываются девоном. Сравнительно более широко обнажается рассматриваемый комплекс отложений в Арзаканском кристаллическом массиве, представляющем в тектоническом отношении крупную брахиантиклинальную складку субмеридионального простирания. В сложном комплексе метаморфических пород здесь, по А. Е. Назаряну и по нашим наблюдениям, можно выделить три свиты, по-видимому, несогласно налегающие друг на друга.

1) Нижняя, **арзаканская свита**, представлена разнообразными глубоко метаморфизованными породами — лейкократовыми, ясно полосчатыми, средне- и мелкозернистыми, иногда с очковой структурой, серыми ортогнейсами и кварц-сланцевыми и кварц-полевошпатовыми сланцами северо-восточного простирания.

2) Средняя, **бжнийская свита**, состоит из мигматитов, мраморов и хлоритово-сланцевых и графитистых сланцев, мощностью до 1 км.

3) Верхняя свита, **агверанская**, сложена разнообразными, сравнительно слабо метаморфизованными вулканогенными образованиями, в основном диабазовыми порфиритами и их пирокластами, переслаивающимися с различными сланцами и мраморами.

На разных горизонтах описанного метаморфического комплекса трансгрессивно и с резким угловым несогласием залегают фаунистически охарактеризованные отложения верхнего мела. Возраст метаморфических пород Арзаканского массива, как и других районов Антикавказа, определяется путем региональных сопоставлений с докембрийскими и нижнепалеозойскими породами Дзирульского массива и Главного Кавказского хребта. Р. А. Аракелян бжнийскую (бжниялскую) свиту сопоставляет со свитой «филлитов» Дзирульского кристаллического массива, в которых, как известно, были найдены археоциаты, и на этом основании относит ее к нижнему кембрию.

Арзаканскую свиту, залегающую стратиграфически ниже бжнийской, он относит к нижнему кембрию — верхнему протерозою. Агверанская же свита, по его мнению, может быть отнесена к верхнему кембрию или же ордовику.

Метаморфические породы Арзаканского массива прорваны мелкими интрузиями основного (габбро) и гранитоидного состава. При этом, габбровые интрузии считаются В. Н. Котляром протерозойскими, а гранитоидам приписывается герциевский (карбоновый) возраст, хотя для обоснования такого заключения веских данных нет.

Согласно нашим наблюдениям, наиболее древним является развитый в районе с. Бжни комплекс глубоко метаморфизованных, превращенных в гнейсы полосчатых гранитов, которому условно можно приписать докембрийский возраст. Более молодыми, вероятно каледонскими, являются габбровые интрузии, а затем лейкократовые граниты Агверана, прорывающие агверанскую свиту.

К нижнепалеозойскому — протерозойскому возрасту следует отнести также кварц-сланцевые и графитовые сланцы и мраморизованные известняки в виде отдельных, изолированных, небольших останцев, выступающих в районе Карахачского перевала, на северо-восточном склоне Базумского хребта и в водораздельной части Севанского хребта.

О нижнепалеозойском возрасте этих метаморфизованных пород писали еще К. Н. Паффенгольц, В. П. Ренгартен и другие 15 лет тому назад. Однако в последующем некоторые геологи стали относить эти отложения к верхнему мелу. Летом 1957 г. нами, совместно с С. А. Абовяном и О. А. Саркисяном, были собраны факты, которые противоречат их верхнемеловому возрасту и позволяют считать эти метаморфизованные породы более древними.

В водораздельной части Севанского хребта, к северо-западу от горы Бура-тапа, во внутриформационных конгломератах терригенной толщи нижнего сенона, трансгрессивно покрывающегося фаунистически охарактеризованным верхним сеноном, нами были обнаружены многочисленные окатанные гальки, состоящие из обломков вышеуказанных метаморфических сланцев. Любопытно отметить, что вместе с последними были встречены также многочисленные гальки плотных,

массивных, темно-серых, несоизмеримо слабее метаморфизованных известняков с фауной четырехлучевых кораллов и брахиопод (продуктусы), несомненно средне-верхнепалеозойского возраста. Кроме того, в этой же вулканогенно-терригенной свите нижнего сенона встречаются и гораздо более крупные по размерам экзотические угловатые глыбы массивных, более светлых желтовато-белых известняков, видимо, средне-верхнепалеозойского или верхнеюрского возраста.

На основании приведенных фактов можно заключить, что указанные метаморфические сланцы Севанского хребта, безусловно, древнее верхнего мела, а также и верхнего палеозоя и относятся к эопалеозою. В других местах Севанского хребта эти же метаморфизованные породы встречаются вокруг отдельных интрузивных тел ультраосновных пород и по форме залегания являются крупными ксенолитами, оторванными от субстрата и захваченными ультраосновной магмой при ее поднятии к поверхности. Эти метаморфические породы Севанского хребта настолько близки, по минералогическому составу и степени метаморфизации, к метаморфическим сланцам Базумского хребта, что вряд ли можно сомневаться в их синхронности. Они обнаруживают большое сходство и с метаморфическими породами района крепости Давид-Бек в Южном Зангезуре.

Имеющиеся данные по истории догерцинского этапа Армении и других районов Антикавказа указывают на то, что этот тип развития принципиально отличается от следующих — герцинского и альпийского этапов. Отличительной особенностью рассматриваемого этапа развития является общее фациальное сходство пород данного возраста, обнажающихся в разных районах и в самых различных геотектонических условиях. Общим для всех районов их выходов является однообразный региональный метаморфизм и чрезвычайно сильная складчатость пород. Эти показатели приводят к мысли, что в догерцинское время на территории Антикавказа существовал более или менее однообразный геосинклинальный — ультрагеосинклинальный (по В. Е. Хаину) или пангеосинклинальный режим, характеризующийся исключительной подвижностью и проницаемостью земной коры и региональным метаморфизмом. В конце этапа, в результате складча-

тости и поднятия, оформилась консолидированная жесткая платформенная оболочка, которая в последующем служила субстратом герцинских и альпийских глубинных структур.

ГЕРЦИНСКИЙ ЭТАП (D—T)

Герцинский тектонический этап охватывает время от девона до триаса включительно. На Малом Кавказе, как и в докембрийских и эпигерцинских платформенных областях СССР, отложения триаса тесно связаны с пермскими и, вместе с тем, резким перерывом и крупным несогласием отделяются от отложений юрского времени.

Поэтому граница между герцинским и альпийским тектоническими этапами проводится по подошве юры. История герцинского этапа тектонического развития Антикавказа в настоящее время освещена гораздо более детально и обстоятельно, чем догерцинского. Для данного этапа на территории Антикавказа можно выделить две области, резко различающиеся по истории геологического развития. Первая охватывает северную и северо-восточную части Антикавказа и характеризуется почти полным отсутствием отложений среднего и верхнего палеозоя. Только в районе Храмского массива известны континентальные и вулканогенные образования среднего—верхнего карбона или перми. Другая область, расположенная к югу и юго-западу от первой, т. е. приуроченная к южному склону Антикавказа, наоборот, характеризуется мощным развитием отложений от среднего девона до верхнего триаса включительно. Граница указанных областей проходит примерно по линии Ленинакан — озеро Севан — Центральный Зангезур. Первая из указанных областей в средне- и верхнепалеозойское время, несомненно, являлась областью размыва. Об этом свидетельствует полное отсутствие здесь отложений среднего и верхнего палеозоя*, а также уменьшение мощностей палеозойских отложений второй области в северо-восточном направлении и фациально-прибрежный ха-

* Здесь, в ряде мест—Локский массив, бассейн р. Ахум, СВ побережье оз. Севан—юрские и верхнемеловые отложения непосредственно ложатся на догерцинский субстрат.

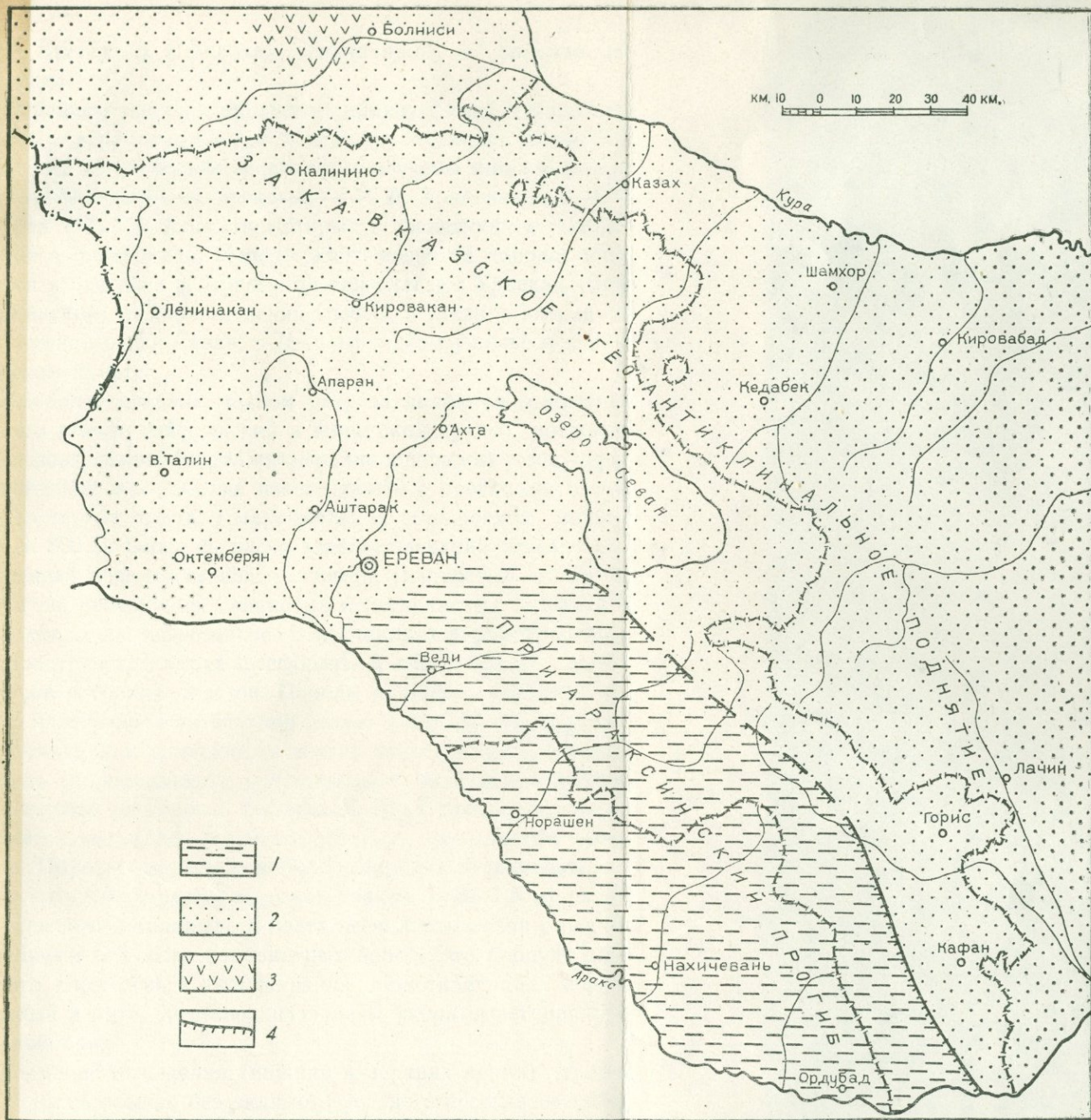


Рис. 1. Палеогеологическая схема Армении и прилегающих частей Малого Кавказа: верхний палеозой—триас.
 1. Средне-верхнепалеозойские морские отложения: сланцы, песчаники, известняки, кварциты. 2. Область размыва, сложенная породами нижнего палеозоя—докембрия. 3. Вулканогенно-континентальные образования пермо-карбона.
 4. Предполагаемый глубинный разлом, ограничивающий Приараксинский герцинский прогиб с востока.

раक्टर последних в районах, граничащих с описываемой областью.

Перейдем теперь к краткому анализу фаций и формаций средне- и верхнепалеозойских отложений южной зоны. Эти отложения за последние десятилетия изучены многими исследователями и особенно детально — Р. А. Аракелян и М. С. Абрамян (10, 11), данными которых в последующем изложении мы и пользуемся. Породы этого возраста хорошо обнажаются в бассейне р. Аракс, где они слагают Урцский (Зинджирлинский) и Даралагезский хребты, а также в южной части бассейна озера Севан, в Джульфинском ущелье и в Зангезурском хребте.

Наиболее древним членом разреза являются отложения среднего девона (эйфельский и живетский ярусы), представленные зоогенными (кораллово-брахиоподовыми) темно-серыми плотными массивными известняками с прослоями песчано-мергелистых пород, с максимальной обнаженной мощностью до 800 м. Выше согласно залегает верхний девон, представленный перемежающейся свитой, мощностью до 650 м, кварцитов, песчаников, глинистых и песчанистых сланцев и подчиненных им известняков. В песчаниках верхнефаменского возраста встречаются фосфориты в виде мелких зерен, желваков и тонких пластов. Породы нижнего карбона, согласно налегающие на верхний девон, в нижней части разреза сложены, как и верхнедевонские, терригенными песчано-сланцевыми породами, с подчиненными пластами известняков, в верхах же разреза (визейский ярус) преобладающими становятся кораллово-фораминиферовые мергелистые известняки. Породы среднего и верхнего карбона регионально отсутствуют. Этот перерыв выражен тонким (0,3—1,5 м) слоем ярко-красного и оранжевого цвета песчанистых глин с редкими мелкими гальками карбонатных пород. Это продукт длительного химического выветривания подстилающих пород, известный в литературе под названием «кора выветривания» или «лойпон».

Пермские отложения (нижняя и верхняя пермь) трансгрессивно, но обычно без видимого углового несогласия налегают на известняки визейского возраста и выражены исключительно в фации кораллово-фузулиновых карбонатных по-

род — известняков, мергелистых известняков, максимальной мощностью в 650 м. Породы нижнего и среднего триаса согласно пластуется с отложениями верхней перми и представлены почти исключительно известняками мощностью до 200—600 м. Верхним членом разреза герцинского комплекса являются верхнетриасовые отложения, представленные угленосными песчаниково-аргиллитовыми породами с богатой флорой. Таким образом, в комплексе отложений среднего и верхнего палеозоя и триаса можно выделить следующие естественные литолого-тектонические группы пород — формации, генетически тесно связанные с историей колебательных движений области: а) известняковая формация среднего девона, б) терригенно-фосфоритовая формация верхнего девона — нижнего карбона, в) известняковая формация перми — среднего триаса и г) угленосная формация верхнего триаса.

В истории герцинского этапа совершенно определенно выделяются два подэтапа развития. Первый из них охватывает время от среднего девона и до нижнего карбона включительно, а второй — от нижней перми до верхнего триаса. Каждый из этих подэтапов начинается опусканием и трансгрессией и завершается поднятием и регрессией. Они разделены регионально выраженным перерывом, соответствующим среднему и верхнему карбону.

Начало первого подэтапа вероятно относится еще к нижнему девону, о чем могут свидетельствовать вскрытые буровыми скважинами отложения нижнего девона в терригенной фации (район сел. Садарак). В этом подэтапе намечаются три стадии развития и соответственно им образование трех формаций: нижняя терригенная формация нижнего девона, соответствующая начальной стадии развития — стадии трансгрессии, известняковая формация (D_2), образовавшаяся в эпоху стабилизации колебательных движений, и верхняя терригенная формация (D_3-C_1), которая соответствует стадии поднятия и регрессии. Если считать маломощный слой песчано-глинистых пород, образовавшихся в течение средневерхнекарбонного перерыва (кора выветривания), продуктом самостоятельной стадии развития, то изложенная нами схема развития для первого подэтапа будет полностью соответствовать четырем «осадочным ритмам или динз-

мическим комплексам осадочных пород», выделенным Н. М. Страховым (126). При этом важно отметить, что по Н. М. Страхову эти основные динамические комплексы осадочных пород соответствуют не главным тектоническим циклам (например герцинскому или альпийскому), а более мелким циклам, или подциклам, как это имеет место у нас в описываемой области Антикавказа.

Во втором подэтапе отмечаются две стадии развития. Первой, трансгрессивной стадии, соответствует карбонатная (известняковая) формация пермо-триаса, а второй стадии, стадии регрессии — угленосная формация верхнего триаса. Естественно, возникает вопрос, в каких геотектонических условиях происходило осадконакопление в средне- и верхнепалеозойское время на южном склоне Антикавказа — в геосинклинальных или платформенных? Ответ на этот вопрос представляет большой интерес в смысле установления начала геосинклинального режима развития Антикавказа, входящего в состав альпийской геосинклинальной системы юга СССР. Взгляды исследователей по данному вопросу расходятся.

В. В. Белоусов (29), В. Е. Хаин (136), В. Е. Хаин и Л. Н. Леонтьев (132), средне- и верхнепалеозойскую историю Антикавказа (как и Большого Кавказа) рассматривают как историю геосинклинального режима. При этом северную из указанных нами областей Антикавказа, где палеозойские отложения отсутствуют, они называют Закавказской геоантиклиналью, а южную область накопления осадков, — Армянской геосинклиналью (интрагеосинклиналь, по В. В. Белоусову).

Совершенно противоположное решение вопроса мы находим у А. В. Пейве и В. М. Сеницына (110). Учитывая типы горных пород, а также характер дислокации и степень метаморфизма, указанные исследователи приходят к выводу, что «Армянская геосинклиналь и Закавказская геоантиклиналь выделены без достаточных оснований» и что «первая из них является типичной синеклизой, а вторая — антеклизой герцинского времени».

Наши соображения по данному вопросу заключаются в следующем (51). Если иметь в виду типичные геосинклинали со всем комплексом характерных для них признаков, то мож-

но прийти к выводу, что герцинский этап развития Антикавказя не похож на историю геосинклинального режима. В этом отношении средне- и верхнепалеозойская история Антикавказя несравнима с историей развития типичных герцинских геосинклинальных областей, например, Урала, южного Тянь-Шаня и др. В пользу такого заключения говорят следующие факты:

1. Формации горных пород — карбонатная (битуминозная), терригенно-фосфоритовая, угленосная — по своему характеру скорее платформенные, чем геосинклинальные.

2. Породы указанных выше формаций характеризуются устойчивостью и однородностью фаций; не наблюдается обычных для геосинклинальных областей резких (в данном случае даже заметных) фациальных изменений.

3. Как область накопления осадков, так и область размыва характеризуются чрезвычайной устойчивостью, что тоже свойственно платформенному режиму. Занимаемая ими площадь и конфигурация указанных двух областей почти неизменно сохранялись в течение всего герцинского цикла, начиная от среднего девона и до триаса включительно. Устойчивостью характеризуются также области больших и меньших мощностей, разница которых и без того незначительна. Это свидетельствует об отсутствии дифференциального характера тектонических движений, свойственных геосинклинальным областям.

4. Отсутствие грубообломочных компонентов пород (конгломератов) в терригенных формациях может свидетельствовать о выровненном характере рельефа суши. Примечательно, что даже после регионально выраженного перерыва, имевшего место в среднем и верхнем карбоне, новый трансгрессивный цикл перми начинается с органогенно-известняковой формации, без заметного присутствия терригенного материала в основании.

5. Мощность отложений также сравнительно невелика. Средняя суммарная мощность пород среднего и верхнего палеозоя (D—P) составляет около 2500 м, что несравнимо с мощностями отложений альпийского этапа развития той же области. Для наглядности отметим, что мощность юры Антикавказя равна около 10 км, а эоцена — около 5 км.

Мощность отложений герцинского этапа рассматриваемой области лишь незначительно превосходит мощности пород того же цикла платформенных областей, например Русской платформы.

6. Слабое проявление складчатых движений в герцинское время. Породы перми согласно пластуются с триасовыми отложениями, а девонские отложения — с нижнекарбовыми. В районе Джульфинского ущелья даже юра ложится на триас без видимого углового несогласия. Регионально выраженный перерыв среднего и верхнего карбона фиксируется, в основном, стратиграфическим (параллельным) несогласием, и только в сводовых частях крупных антиклинальных структур отмечается угловое несогласие между пермью и более древними отложениями. Но важно отметить, что указанное несогласие отделяет две формации друг от друга, которые литологически очень сходны. Это может свидетельствовать о том, что движения, обусловившие несогласие, не привели к переработке общей структуры и не вызывали существенных изменений физико-географических условий района, как в области осадконакопления, так и на суше.

7. Отсутствие эффузивного вулканизма в области распространения средне- и верхнепалеозойских отложений. С. С. Мкртчян (94) эффузивной фацией нижнего девона считает условно мощную (до 1 км) вулканогенную толщу (порфириды, их туфы и туфобрекчии) южного Зангезура, возраст которой, однако, нельзя считать установленным. Она трансгрессивно налегает на метаморфическую толщу кембрия-докембрия и трансгрессивно же перекрывается осадочной толщей верхнего девона. В более поздней своей работе (96) указанный исследователь эту вулканогенную толщу относит к нижнему палеозою.

Р. А. Аракелян к девонскому возрасту относил метаморфизованную вулканогенную толщу (агверанскую свиту) Арзаканского массива. Однако стратиграфическое положение этой свиты совершенно не противоречит также выводу о ее принадлежности к нижнему палеозою. В настоящее время Р. А. Аракелян изменил свою первоначальную точку зрения по данному вопросу и относит агверанскую вулканогенную свиту к верхнему кембрию — ордовику (12). До-

стоверным можно считать наличие продуктов эффузивного вулканизма (порфириты и их пирокластиты) в осадочной свите верхнего девона в Зангезуре, что, вероятно, связано с формированием Зангезурского глубинного разлома, который более отчетливо вырисовывается только с начала альпийского тектонического этапа.

8. Почти полностью отсутствует и интрузивный вулканизм, что, по-видимому, связано со слабым проявлением складчатых движений. Незначительно развитые интрузивные породы, связанные с отложениями рассматриваемого этапа, представлены небольшими дайками преимущественно основного состава (андезиты, габбро-диабазы, порфириты), при полном отсутствии крупных интрузивных тел — батолитов, лакколитов, пластовых залежей и т. п. Указанные дайковые породы прорывают отложения до нижнего карбона включительно, но ничем не перекрываются, что затрудняет определение их верхнего возрастного предела. По Р. А. Аракеляну, имеется основание некоторые из этих даек считать более молодыми. Отнесение некоторыми исследователями (84) к герцинскому циклу (карбону) кислых интрузий Арзаканского кристаллического массива нельзя считать доказанным, так как эти интрузивные породы секут только агверанскую свиту, о вероятном нижепалеозойском возрасте которой говорилось выше. По нашим соображениям, они скорее всего каледонские.

9. С вышеизложенным хорошо согласуется и полное отсутствие металлических полезных ископаемых эндогенного происхождения в толще средне- и верхнепалеозойских отложений.

Как известно, в типичных герцинских складчатых областях, как, например, в западноевропейских герцинидах и в Урало-Тяньшаньской геосинклинальной области, в конце герцинского этапа развития произошли мощные складкообразовательные движения и поднятия; последние, как правило, всегда сопровождалась внедрениями мощных интрузивных тел — синорогенных и посторогенных, с которыми генетически связано огромное количество различных типов крупнейших месторождений металлических полезных ископаемых.

Все эти данные приводят нас к мысли, что герцинский этап развития Антикавказа, по условиям геотектонического развития, несколько напоминает «парагеосинклиналь» В. В. Белоусова, «геосинклинали неполного развития» В. Е. Хаина (136), «известняковые геосинклинали первого рода» М. В. Муратова (100, 101) и миогеосинклинали М. Кея (преобладание карбонатитов и ортокварцитов), но не тождественны с ними. Отсутствие в нашей геологической литературе общепризнанной схемы деления геосинклинальных и платформенных областей по типу их развития не позволяет нам в настоящее время более конкретно высказаться по поводу поставленного вопроса. Но мы все же склонны присоединиться к мнению А. В. Пейве и В. М. Сеницына и считать герцинский этап развития Антикавказа более близким к платформенному типу. В таком случае, можно говорить об «Армянской синеклизе» для области накопления осадков и «Закавказской антеклизе» (область размыва), как это предлагают А. В. Пейве и В. М. Сеницын. Однако по некоторым признакам — степени дислокации пород, метаморфизму и др. — данный этап развития Антикавказа все же неполностью соответствует типичному платформенному режиму; это, видимо, особый тип платформенного развития, который можно назвать «субплатформенным» или «платформонидным».

Примерно к такому же выводу пришел и Е. Е. Милановский (91). По его представлениям, «Закавказское поднятие в герцинском этапе представляло собой обширный срединный массив геосинклинальной области, а Приараксинский бассейн — внутренний прогиб, развившийся на теле этого срединного массива» (91).

АЛЬПИЙСКИЙ ЭТАП (J—Q)

История альпийского этапа Антикавказа гораздо более сложная, чем герцинского. Она делится на несколько самостоятельных подэтапов или циклов, каждый из которых, так же как и подэтапы предыдущего цикла, начинается прогибанием земной коры, трансгрессией и завершается складчатостью, поднятием и регрессией. Этими циклами являются:

1) юра-неоком, 2) альб-верхний мел, 3) эоцен-нижний миоцен, 4) средний миоцен — средний плиоцен, 5) верхний плиоцен — постплиоцен (антропоген).

Юра — неоком. С нижней юры начинается новый этап геологической истории Антикавказа, отличающийся тем, что после субплатформенного режима герцинского времени он вновь вступает в стадию настоящего геосинклинального развития.

Начало рассматриваемого этапа знаменуется образованием крупного Анкавано-Зангезурского глубинного разлома, по которому территория Антикавказа делится на две резко отличные части: северо-восточную и юго-западную. Последние территориально почти полностью совпадают с выделенными выше двумя структурными зонами герцинского этапа, от которых, однако, они отличаются историей своего развития. В первой из указанных областей, т. е. на месте Закавказской антеклизы, устанавливается геосинклинальный режим — **Антикавказская геосинклиналь**, а вторая область — Армянская синеклиза, приобретает геоантиклинальный характер — **Армянская геоантиклиналь**. Указанному глубинному разлому мы придаем очень важное значение, так как в течение всей последующей истории альпийского этапа им определяются структурные и формационные особенности вышеотмеченных двух различно построенных геотектонических блоков Антикавказа.

Юрские образования, пользующиеся чрезвычайно широким и мощным развитием в Антикавказской геосинклинали, изучены многими исследователями, однако общая схема стратиграфического расчленения их установлена, главным образом, работами А. Т. Асланяна (13), Л. Н. Леонтьева (83) и Э. Ш. Шихалибейли (142). В последние годы новые, весьма интересные материалы получены Н. Р. Азаряном и В. Т. Акоюном. Общий разрез юрских образований на северном склоне Малого Кавказа, по указанным исследователям, представляется в следующем виде. Разрез юры начинается средним лейасом, отложения которого трансгрессивно налегают на метаморфические сланцы нижнего палеозоя (Локский массив, бассейны р. Асрик-чай, Ахум) и выражены в терригенной фации. В основании разреза лейаса залегает мощ-

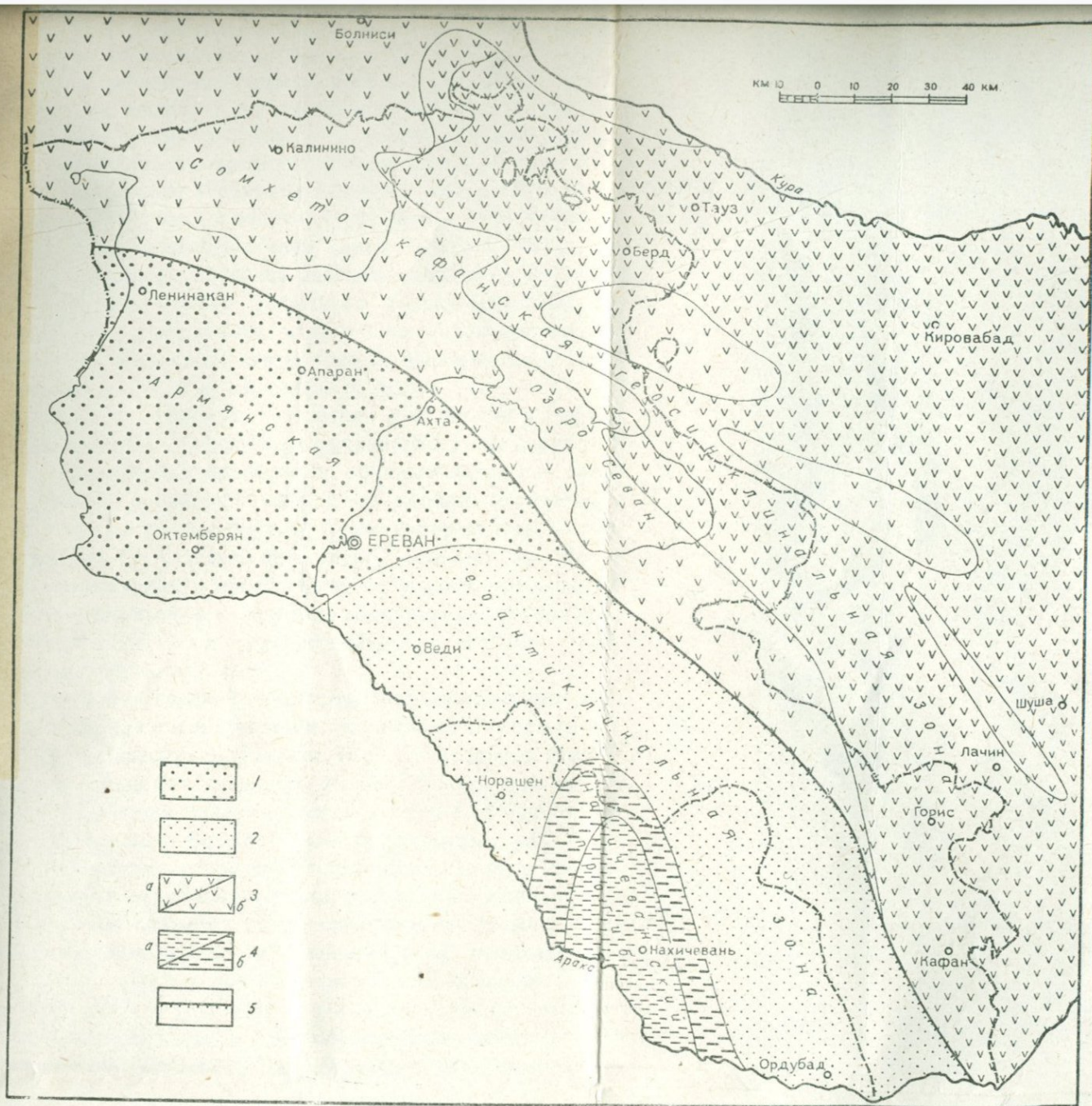


Рис. 2. Палеогеологическая схема Армении и прилегающих частей Малого Кавказа: юра—нижний мел.
Суша, область размыва;

1. Сложенная породами нижнего палеозоя. 2. Сложенная породами герцинского комплекса,
Море, область накопления осадков;

3. Вулканогенные и вулканогенно-осадочные фации: а) большие мощности, б) малые мощности. 4. Песчано-глинистые отложения: а) большие мощности, б) малые мощности. 5. Глубинные разломы.

ный (до 200 м) горизонт базальных конгломератов, аркозовых и слюдисто-кварцевых песчаников, которые выше сменяются толщей песчано-глинистых сланцев, с редкими прослоями кварцевых порфиров, их туфов и туфобрекчий, относящимися уже к верхнему лейасу. На северном склоне хребта Мургуз максимальная мощность лейаса достигает 1000 м.

А. Т. Асланяном условно к нижнему лейасу относится свита так называемых «нижних порфиритов» и их пирокластолитов, а также вышележащие свиты зеленовато-серых и голубовато-серых туфобрекчий андезито-дацитового и порфиритового состава, кислых эффузивов (кератофиры, кварцевые порфиры, альбитофиры и др.) и их пирокластических производных. Указанные свиты хорошо обнажаются в среднем течении р. Дебед и в бассейне р. Агстев.

К среднему лейасу А. Т. Асланян относит свиту туффитов, вулканических туфов, туфопесчаников с аммонитовой фауной и диоритовых порфиритов, обнажающихся на склонах г. Лалвар, в районе Алавердского медного месторождения. В этом же районе верхний лейас (тоар-аален) трансгрессивно, но без углового несогласия, залегает на более древних отложениях и представлен, по указанному исследователю, порфиритовыми туфоконгломератами, туффитами, кварцевыми порфирами, туфопесчаниками и другими туфоосадочными образованиями.

Образования средней юры пользуются наибольшим развитием в площадном и объемном отношениях и выражены, в основном, в вулканогенной фации. По А. Т. Асланяну, фаунистически доказан бат, средний и верхний байос, при региональном отсутствии нижнего байоса. Средний байос представлен плагиоклаз-пироксеновыми порфиритами, их туфобрекчиями, туфами и другими пирокластолитами, с прослоями нормально-осадочных морских отложений с аммонитовой фауной (13). К верхнему байосу относятся известный в литературе «горизонт кварцевых порфиров» и их пирокластолитов, а также вышележащие плагиоклазовые порфириты, агломератовые туфы и другие их пирокластические производные.

Батские отложения в Северной Армении имеют ограниченное распространение (в Алавердском районе) и представ-

лены крупно- и среднезернистыми желтоватыми песчаниками небольшой мощности.

По данным Л. Н. Леонтьева (83), в районе Муровдагского хребта батские образования достигают максимальной мощности и сложены разнообразными эффузивами, их пирокластолитами и терригенными осадками.

Несколько иную схему стратиграфического расчленения юрских вулканогенных образований Алавердского района дает Н. Р. Азарян. По его данным, нижняя юра в вулканогенной фации в Алавердском районе отсутствует. Так называемая нижняя вулканогенная толща — «нижние» или «эпидотизированные» порфириды, их пирокластолиты и вышележащие вулканогенно-обломочные породы и кислые эффузивы, которые, по А. Т. Асланяну, обнажаются в среднем течении р. Дебет, в бассейне р. Акстев, и относятся, условно, к нижнему и среднему лейасу, в Алавердском районе (в районе Ахталских рудников), были обнаружены буровой скважиной на глубине около 500 м, под толщей кварцевых порфиров. Эта «нижняя вулканогенная» толща, по Т. А. Гасанову, в верхнем течении бассейна р. Асрик-чай трансгрессивно налегает на отложения фаунистически охарактеризованного среднего аалена и перекрывается средним байосом. На этом основании указанный исследователь эту вулканогенную толщу относит к нижнему — среднему байосу. Стратиграфически вышележащую свиту кварцевых порфиров и их пирокластолитов, которая трансгрессивно налегает на описанную вулканогенную толщу, Н. Р. Азарян, основываясь на данных Т. А. Гасанова, относит к среднему — верхнему байосу. В Алавердском районе, по Н. Р. Азаряну, над кварц-порфирами непосредственно налегает мощная порфириновая толща, перекрываемая фаунистически охарактеризованными слоями верхнего байоса. На этом основании Н. Р. Азарян верхнюю возрастную границу кварц-порфириновой свиты определяет как низы верхнего байоса. Основная же часть свиты кварцевых порфиров, по его мнению, в Алавердском районе относится к среднему байосу. Выше свиты кварцевых порфиров и их пирокластов следует верхняя вулканогенная свита, состоящая из порфиритов, туфобрекчий, туфов и туфо-осадочных пород.

Поверх этой вулканогенной свиты залегает туфогенно-осадочная свита, с обильной верхнебайосской фауной.

В Зангезуре нижняя юра фаунистически не доказана. К этому возрасту условно относят нижнюю часть мощной вулканогенной толщи, относящейся, в основном, к средней юре (байос). Последняя начинается горизонтом эпидотизированных порфиритов, их туфов и туфобрекчий (нижний и средний байос), которые выше по разрезу сменяются свитой кварцевых порфиров и их пирокластолитов (верхний байос). По Л. Н. Леонтьеву (83), батские отложения здесь отсутствуют.

Верхнеюрские отложения, по А. Т. Асланяну, в Северной Армении имеют весьма широкое распространение и выражены всеми ее ярусами. Келловей залегает везде трансгрессивно на подстилающих вулканогенных породах средней юры и представлен, в основном, песчаниково-сланцевыми породами с небольшими прослоями вулканических пород в основании разреза. Оксфорд выражен в вулканогенной фации — порфириты, кварцевые порфиры, туфы, туфобрекчии. В виде прослоев встречаются также нормально-осадочные породы — рифовые известняки, глинистые сланцы и др. Лузитанский ярус выражен в карбонатной фации — доломиты, переслаивающиеся с известняками. Выше доломитовой свиты в Иджеванском районе залегает свита песчаных известняков, относящаяся к кимериджу. Разрез верхней юры венчается известняковой толщей титона, залегающей трансгрессивно на кимериджских и более древних отложениях юры. Это оолитовые, коралловые, мшанковые, доломитизированные известняки, отлагавшиеся, по А. Т. Асланяну, в эпиконтинентальных условиях. В южном Зангезуре, по данным А. Т. Асланяна, С. С. Мкртчяна (94) и П. Л. Епремяна, верхняя юра слагает оба крыла Кафанской брахиантиклинальной складки и налегает трансгрессивно, с незначительным угловым несогласием на отложения более древних свит. Нижняя часть разреза верхней юры (оксфорд-кимеридж) сложена преимущественно вулканогенными образованиями (порфириты, туфы, туфобрекчии) с линзами и прослоями осадочных пород, а верхняя — карбонатными породами титона.

Согласно новым данным В. Т. Акопяна (8), в южном Зангезуре отложения келловей и оксфорда отсутствуют, и на

свиту кварцевых порфиров и их пирокластов трансгрессивно ложится вулканогенная свита лузитана. Последняя выше по разрезу сменяется вулканогенной же толщей титона, с огромными линзами и мощными прослоями плотных и массивных известняков.

В конце юры, в результате тектонических движений, происходивших в нижнем мелу, описываемая область северного и северо-восточного склонов Антикавказа испытывает сильное эпейрогеническое поднятие, чем обусловлено чрезвычайно ограниченное распространение отложений неокома. К неокомскому возрасту В. П. Ренгартен относит так называемую артаминскую свиту обломочно-вулканогенных образований, развитую в меридиональном прогибе, охватывающем бассейны рек Акстев и Тауз-чай (118, 119). Эта свита мощностью до 350 м, по В. П. Ренгартену, согласно залегает на титонских известняках и сложена туфопесчаниками (в низах разреза), туфобрекчиями, туфами и потоками порфиритов. Верхний предел возраста артаминской свиты, по указанному исследователю, определяется тем, что в Ноемберянском районе Северной Армении, в песчано-глинистых отложениях, налегающих на артаминскую свиту, была встречена фауна верхнебарремского-нижнеаптского возраста.

Фаунистически охарактеризованные отложения неокома известны в Кафанском районе южного Зангезура, где они представлены известняками, песчаниками и конгломератами мощностью до 200 м и относятся к баррему. Здесь эти отложения подстилаются свитой вулканогенных пород (порфириты и туфобрекчии), относящейся В. П. Ренгартеном, А. Т. Асланяном и П. Л. Епремяном к валанжину и готериву.

Очень интересные данные получены В. Т. Акопяном по геологии Северного Зангезура. По указанному исследователю, Тапасарская вулканогенная толща в своей нижней части фациально замещается и прослаивается фаунистически охарактеризованными известняками титона; на этом основании, он относит эту вулканогенную толщу к титону, и лишь самой верхней части последней указанный исследователь считает возможным приписывать нижневаланжинский возраст. На основании обработки собранной им богатой ископаемой фауны, В. Т. Акопян пришел к выводу, что свита рифовых изве-

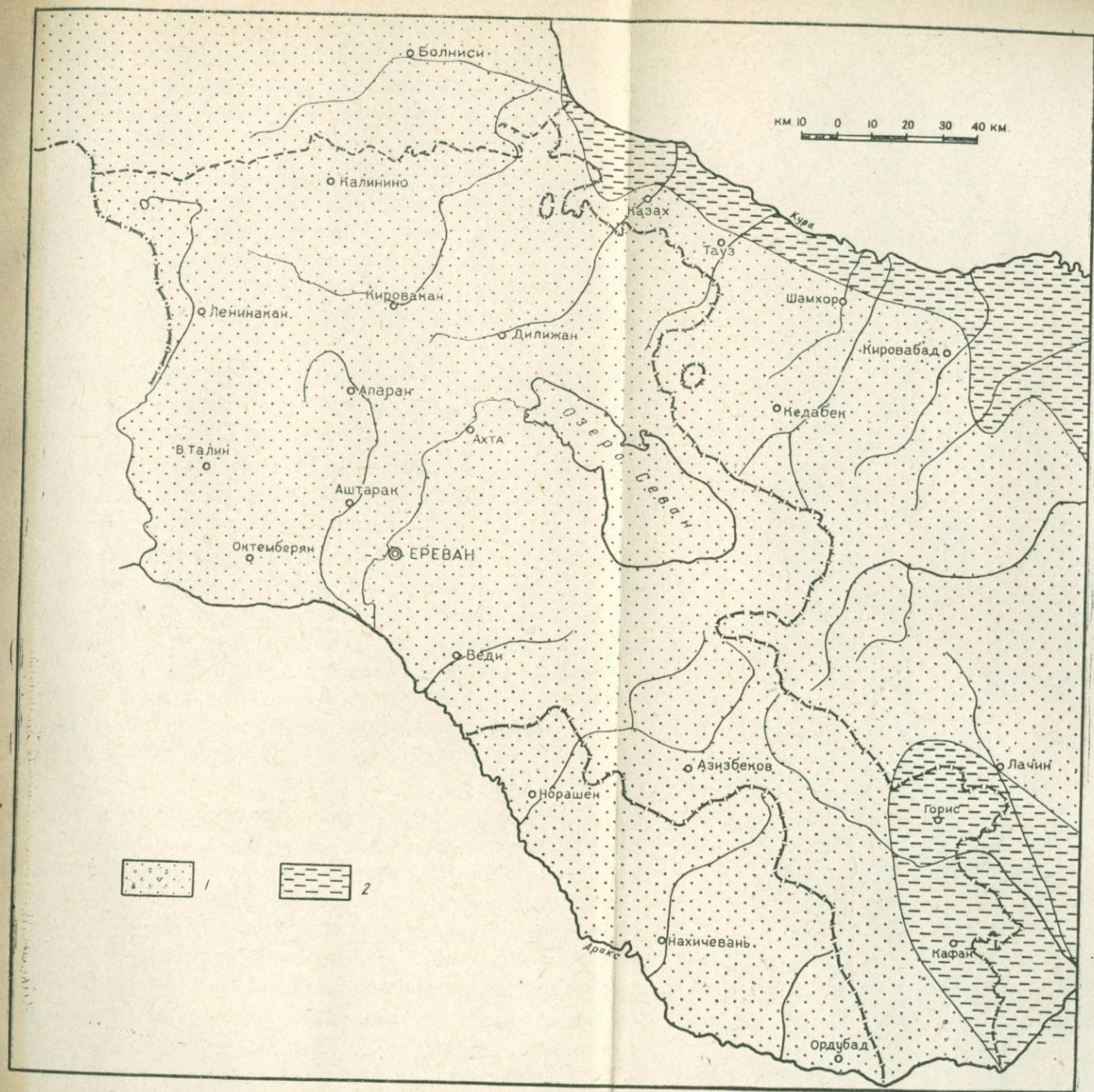


Рис. 3. Палеогеологическая схема Армении и прилегающих частей Малого Кавказа: неоком.
 1. Суша, область размыва. 2. Терригенные и карбонатные отложения неокома.

стняков, песчаников и глин (ургонская фация), относившаяся раньше к баррему, в действительности обнимает по времени образования валанжинский, готеривский и барремский ярусы нижнего мела, т. е. охватывает весь неоком. К неокомскому же возрасту он относит известняки г. Хуступ.

Анализ распространения мощностей отложений показывает, что, начиная с верхней юры (даже с бата), на общем фоне опускания уже намечаются участки с тенденцией к поднятию, т. е. зарождаются ячейки тех крупных антиклинальных структур, которые еще более отчетливо вырисовываются в неокоме, а затем полностью оформляются в конце верхнего мела.

Таким образом, в цикле отложений юры — неокома в Антикавказской геосинклинали можно выделить следующие формации осадочных и эффузивных пород.

1. Нижняя терригенная (граувакковая) формация лейаса, мощностью до нескольких сотен метров, трансгрессивно залегающая на каледонском субстрате.

2. Кератофиристо-порфиристовая формация доггера. Это комплекс разнообразных вулканических пород, среди которых наиболее характерными являются диабазы, андезитовые порфириты, кератофиры, альбитофиры, кварцевые порфиры, туфы, туфобрекчии; отдельные горизонты их характеризуются быстрой фациальной изменчивостью. Резко подчиненное значение имеют прослои нормально-осадочных пород. Суммарная мощность пород этого комплекса огромная, свыше 4 км.

Раньше мы ее называли спилито-кератофиристовой формацией (51). Однако дальнейшее более детальное изучение петрографического состава пород этого комплекса, произведенное Э. Г. Малхасяном, показывает, что спилиты, яшмы, силициты и др. кислые породы играют незначительную роль, а порфириты резко преобладают. На этом основании эту формацию мы переименовали в кератофиристо-порфиристовую.

3. Терригенно-вулканогенная (вулканогенно-осадочная) формация нижнего мальма (келловей-оксфорд), мощностью до 1 км, трансгрессивно залегающая на подстилающих породах.

4. Известняковая формация верхнего мальма (лузитан — титон), мощностью до 600 м, представленная в Зангезуре вулканогенно-обломочной формацией.

5. Терригенно-карбонатная (верхняя терригенная) формация неокома.

По типу осадочных и эффузивных формаций в рассматриваемом подэтапе определенно выделяются две стадии развития: первая стадия охватывает нижнюю и среднюю юру, а вторая — верхнюю юру и неоком. Они разделены регионально выраженной предкелловейской регрессией.

Из интрузивных формаций для первой стадии развития характерны мелкие штоки и дайки кварцевых порфиров и альбитофиров субвулканического типа.

Некоторые исследователи отрицают наличие в Алавердском районе интрузивных тел кварцевых порфиров и считают их исключительно эффузивными образованиями, доказывая это тем, что кварцевые порфиры переслаиваются с туфами и туфобрекчиями. Совершенно не возражая против такого заключения, мы, однако, не можем считать, что на других участках кварцевые порфиры не могут иметь интрузивного характера. По примеру других геосинклинальных областей (Урал, Казахстан и др.), где также мощным развитием пользуется спилито-кератофировая формация, можно допустить, что и здесь, в Северной Армении, кварцевые порфиры, кварцевые альбитофиры, диорит-порфириты и др. могут образовывать мелкие, близповерхностные, уплощенные лакколиты, дайки и силлы. Последние генетически и пространственно тесно связаны с эффузивными породами и являются продуктами той же самой магмы, не достигшей поверхности и застывшей на некоторой глубине.

Для второй стадии характерны крупные и мелкие массивы гранитоидов, кварцевые диориты, плагиограниты и др. Возраст указанных гранитоидов, широко развитых в Северной Армении (Шнох-Кохбская группа интрузий), А. Т. Асланяном (13), И. Г. Магакьяном (85) и др. определяется как досеноманский на основании того, что они прорывают вулканогенно-осадочную толщу оксфорда, а гальки их встречаются в базальном конгломерате сеномана. Однако, учитывая, что альбская история Антикавказа тесно связана с верхним

мелом и что обширная верхнемеловая трансгрессия здесь начинается с альба, можно предполагать, что указанный интрузивный комплекс является доальбским, т. е. неокомским.

Очень интересным является установление дотуронского и скорее неокомского возраста крупной гранитоидной интрузии района Спитакского перевала. Этот факт хорошо согласуется с нашей концепцией относительно юго-западной границы Антикавказской геосинклинали юрского времени. Эту границу мы проводим по Анкаванскому разлому, на западном продолжении которого и расположена Спитакская интрузия.

Примечательно, что отмеченные две стадии развития довольно четко выделяются и по металлогеническим признакам. По И. Г. Магакьяну (85), для первой стадии характерны медно-колчеданные месторождения (Алаверди, Кафан), а для второй — небольшие концентрации меди, полиметаллов и скарновые месторождения железа. Примеры генетической связи колчеданной минерализации с малыми интрузивными телами кварцевых порфиров и альбитофиров имеются и в других геосинклинальных областях — например, в Салаире, в Центральном Казахстане, на Урале и др. Приведенные данные указывают на то, что по типу развития (формация горных пород, металлогения) первая из указанных стадий соответствует **первичным геосинклинальным системам**, а вторая стадия — **вторичным геосинклинальным системам**, по схеме А. В. Пейве и В. М. Синицына.

По терминологии других исследователей, юра-неокомская стадия развития северного и северо-восточного склона Малого Кавказа соответствует **зеленокаменному** типу геосинклинали (по М. В. Муратову, 100), геосинклинали **нормального типа развития** (по В. Е. Хаину, 136) и **эвгеосинклинали** (по М. Кею, 72).

Совершенно противоположную картину развития мы наблюдаем в Армянской геоантиклинальной зоне. Большая часть этой зоны в юрское и нижнемеловое время представляла собой область размыва. Осадконакопление в указанное время происходило только в небольшом, унаследованном от герцинского этапа прогибе, вытянутом в северо-западном направлении от района Джульфинского ущелья и до Даралагезского хребта.

Здесь, в разрезе Джульфинского ущелья нижняя юра без углового несогласия залегает на известняках триаса и представлена порфиритами, сменяющимися выше по разрезу песчаниками ааленского яруса. Выше следует свита известняков, мергелей, песчаников и глинистых сланцев средней юры, переходящая по разрезу в маломощные мергели келловея (142). Максимальная мощность разреза юры в Джульфинском районе не превышает 300 м. К северо-западу от Нахичевани, в районе с. Азнабюрт, и в Даралагезском хребте средняя юра представлена фациями известковистых песчаников, известняков и мергелей небольшой (100—200 м) мощности.

В районе с. Хндзурт эти среднеюрские отложения трансгрессивно и несогласно налегают на известняки триаса, согласно пластуемые с подстилающими отложениями перми. Этим фактом фиксируется первая фаза складчатости альпийского тектонического этапа на юге Малого Кавказа.

Мощность юрских отложений Армянской геоантиклинали, а также их формационные типы, не оставляют сомнения в том, что они отлагались в условиях геоантиклинального режима.

Альб-верхний мел. Начиная с верхнего мела (точнее с альба), Антикавказ вступает в новую стадию геологического развития, существенно отличающуюся от прежних этапов. В верхнемеловое время происходит повсеместное погружение территории Антикавказа, обусловившее обширную трансгрессию моря, самую крупную среди всех трансгрессий на Кавказе. В результате большая часть территории его покрывается морем, и только отдельные небольшие участки, соответствующие геоантиклинальным поднятиям, в виде островков выступают над уровнем моря. Однако это погружение происходило неравномерно: отдельные участки испытывали более сильное прогибание и превратились в геосинклинальные зоны, а другие опускались меньше и приобрели характер геоантиклинальных зон. Первые из указанных зон характеризуются сравнительной полнотой разреза верхнемеловых отложений, большими мощностями, а вторые — геоантиклинали, наоборот, отличаются меньшей мощностью отложений и более частыми перерывами в разрезах.

В. П. Ренгартен (116) выделяет на Антикавказе три геосинклинальные зоны — Прикуринскую, Присеванскую и Приараксинскую и соответственно им две геоантиклинальные зоны — Мровдаг-Мургузскую (Сомхето-Карабахскую), расположенную между Прикуринской и Присеванской геосинклинальными зонами, и Агмагано-Кафанскую (Мисхано-Зангезурскую), отделяющую Присеванскую геосинклинальную зону от Приараксинской. Таким образом, если в герцинском этапе и в начальной стадии альпийского этапа (юра-неоком) на Антикавказе мы имели две глубинные структурные зоны (Армянская синеклиза, Закавказская антеклиза в герцинское время и Армянская геоантиклиналь, Антикавказская геосинклиналь в юре-неокоме), то в верхнем мелу число их увеличивается. Отсюда можно заключить, что верхнемеловая стадия развития знаменуется новым раскалыванием области и расчленением ее на большее число глубинных структурных комплексов, чем это было в прежних этапах развития. При этом важно отметить, что некоторые из вышеуказанных геосинклинальных прогибов верхнемелового времени (например Приараксинский) зародились и развились на тех участках, которые до этого обнаруживали геоантиклинальный или платформенный режим. Это говорит о том, что в верхнем мелу мы имеем дело с существенной перестройкой режима геотектонического развития Антикавказа. Подобная перестройка плана структурного развития не могла не сопровождаться глубинными разломами субстрата.

В это время формируется Севано-Акеринский глубинный разлом, ограничивающий Севанский геосинклинальный прогиб с севера. Продолжает развиваться Анкавано-Зангезурский (Севано-Зангезурский) разлом, который обрамляет Севано-Ширакский и Кельбаджарский геосинклинальные прогибы с юга. На южном склоне Малого Кавказа возникает Араксинский (Паракар-Азнабюртский) глубинный разлом, протягивающийся вдоль северо-восточного борта Приараксинского верхнемелового прогиба. Образованием Акеринского мелового прогиба Алаверди-Кафанская единая зона юрского времени разделяется на две части — Кафанскую и Сомхето-Карабахскую, которые в последующих стадиях альпийского этапа развития вырисовываются как самостоя-

тельные геосинклинальные поднятия. В теле Сомхето-Карабахского поднятия также формируются поперечные, но небольшие прогибы (заливы и проливы) — Иджеванский, Мардакертский, Мартунинский, которые указанную зону расчленяют на отдельные поднятия второго порядка (Алавердское, Шамхорское, Мровдагское, Карабахское и др.).

Показательно, что вышеуказанные основные структурные элементы верхнемелового времени со сравнительно небольшими изменениями продолжают развиваться в палеогене и, в особенности, в эоцене, в значительной степени отражая современные структурные комплексы Антикавказа. Отсюда следует, что рассматриваемую стадию развития альпийского этапа можно считать началом формирования современных тектонических комплексов Антикавказа.

С этого времени (альб-сеноман) происходит заложение трех крупных геосинклинальных прогибов, продолжающих свое интенсивное развитие в палеогене и отчасти в неогене. На севере Малого Кавказа, в теле Закавказской жесткой плиты, поперек юрской зоны, образуется Аджаро-Триалетская геосинклинальная зона широтного простираения. Во внутренней части Малого Кавказа формируется Севано-Ширакский и Кельбаджарский геосинклинальные прогибы, которые по типу складчатости, формации горных пород и общей истории геотектонического развития чрезвычайно напоминают Аджаро-Триалетскую складчатую систему.

Началом заложения Севано-Ширакского геосинклинального прогиба считался коньякский век, на том основании, что в районе Арзаканского кристаллического массива самые древние отложения, которые трансгрессивно залегают на породах метаморфического комплекса докембрия-эопалеозоя, относятся к коньякскому ярусу. Однако в последние годы обнаружены новые факты, позволяющие уточнить наши представления по данному вопросу. На северном подножье Базумского хребта (Степанаванский район) в темных мергелях геологом П. Л. Епремяном обнаружена фауна аммонитов, среди которой А. А. Атабекином определены типичные среднеальбские представители. По Э. Ш. Шихалибеги (143), средне- и верхнеальбские отложения выполняют почти все частные прогибы Акеринского синклинория и характеризуют

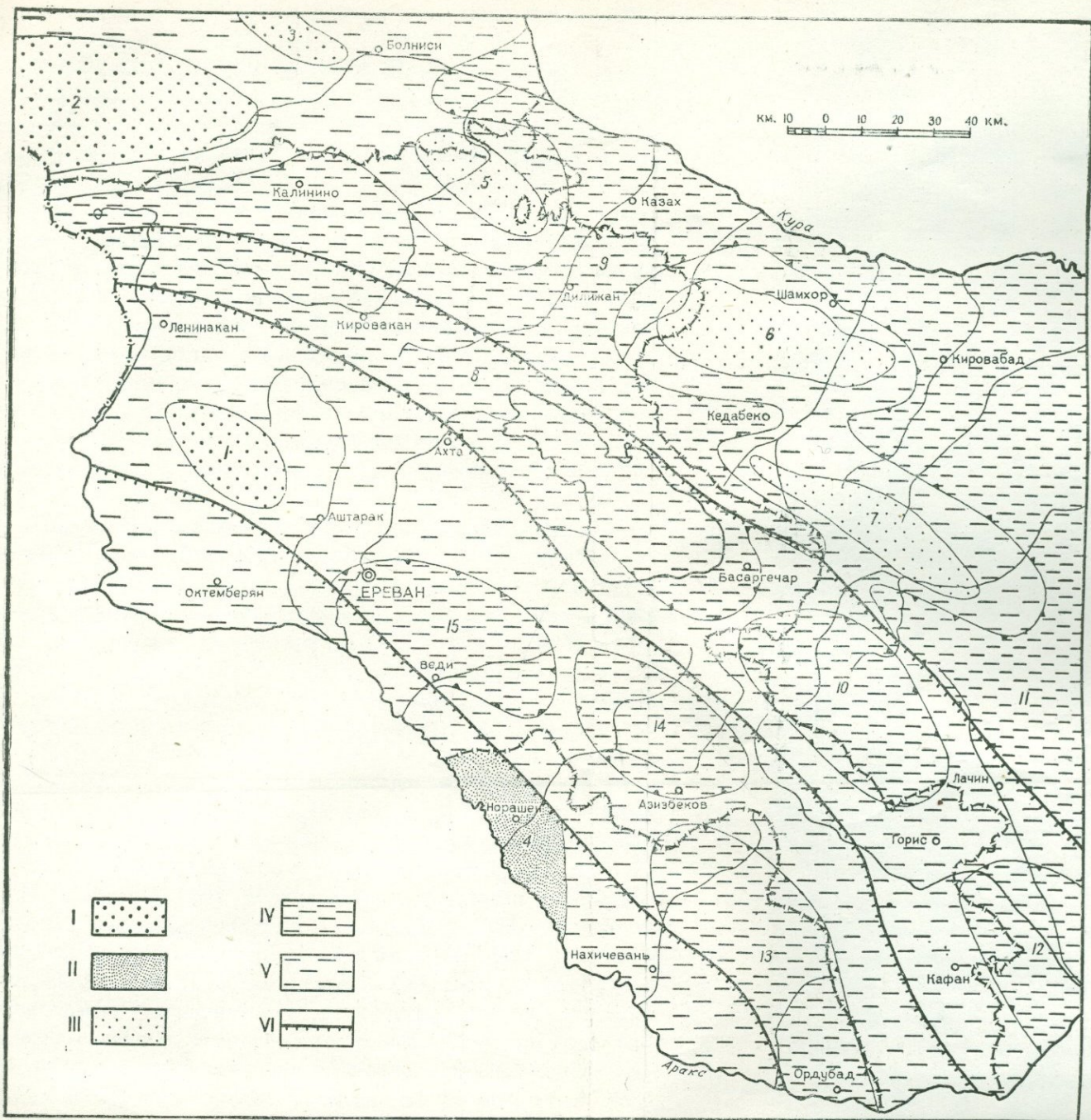


Рис. 4. Геотектонический режим Армении и прилегающих частей Малого Кавказа: альб—верхний мел+палеоцен—эоцен
Суша, область размыва:

1. Сложная породами нижнего палеозоя: 1. Арагатское поднятие, 2. Ахалкалакское поднятие, 3. Храмский массив, II. Сложная породами герцинского комплекса: 4. Арагатское поднятие, III. Сложная породами юры: 5. Алавердское поднятие, 6. Шамхорское поднятие, 7. Мровдагское поднятие.

Область накопления вулканогенных, вулканогенно-осадочных и осадочных образований:

- IV. Гемисинклинальные прогибы с большими мощностями осадков: 8. Севано-Ширакский, 9. Иджеганский (Агтевский), 10. Кельбаджарский, 11. Степанакертский, 12. Нижнеакерский, 13. Ордубадский, 14. Даралагезский, 15. Еревано-Ведийский. V. Малые мощности: преимущественно осадочные фации поперечных поднятий и их склонов. VI. Глубинные разломы.

ся терригенными песчано-глинистыми фациями и большими мощностями.

В верховьях р. Шамхор-чай Р. Н. Абдуллаевым также установлены альбские отложения. Эти данные свидетельствуют о том, что заложение Севано-Акеринской геосинклинальной зоны происходило, как и заложение Аджаро-Триалетской зоны, с альба.

Более того, юго-восточная часть Севано-Акеринского прогиба образовалась еще в неокоме, что подтверждается наличием непрерывного разреза отложений от титона до альба включительно. Несколько позже, вероятно с сеномана (или турона), образуется Еревано-Ордубадская геосинклинальная зона, расположенная в южной части Малого Кавказа.

Альб-сеноманская трансгрессия на северном склоне Малого Кавказа (Сомхето-Карабахская зона), несомненно, связана с образованием ограничивающих его с севера и с юга геосинклинальных зон — Аджаро-Триалетской и Севано-Акеринской.

Перейдем к краткому обзору фаций верхнемеловых отложений. Стратиграфия меловых отложений Антикавказа в настоящее время достаточно хорошо разработана благодаря коллективному труду кавказских геологов. Мы имеем в виду сводные работы В. П. Ренгартена (116, 118, 119), В. В. Тихомирова (130), М. М. Алиева по Азербайджану, В. Е. Хаина и Л. Н. Леонтьева, а также новые исследования А. А. Атабекина (20, 21) и В. Л. Егояна (64, 65, 67) по мелу Армении.

Наиболее полно представлены меловые отложения в Прикуринской зоне. Здесь нижним членом разреза являются отложения среднего и верхнего альба, имеющие ограниченное распространение (Иджеванский хребет и бассейн р. Джогас) и залегающие трансгрессивно. Представлены они, по А. А. Атабекину (20), мелководными песчаными туфогенными и мергельными породами, в которых выделяются два горизонта: нижний — туфогенные и глауконитовые песчаники и верхний — песчаные мергели. Сеноманские отложения также имеют ограниченное распространение и залегают трансгрессивно на различных горизонтах более древних свит. Это туффиты, туфопесчаники, песчаные известняки и мергели, мощностью до 600 м. По новейшим данным (А. А. Ата-

бежан), отложения нижнего турона отсутствуют и следующий комплекс верхнемеловых отложений начинается с трансгрессивного верхнего турона, пользующегося гораздо более широким распространением, чем более древние ярусы верхнего мела. Верхний турон, коньяк и сантон представлены более или менее единым комплексом терригенно-вулканогенных образований, в котором, однако, вулканогенные материалы преобладают. А. А. Атабекином здесь выделяются три свиты, соответствующие верхнему турону — нижнему коньяку, верхнему коньяку — нижнему сантону и верхнему сантону. Первая из указанных свит состоит из туфогенных и полимиктовых песчаников с базальным конгломератом в основании, а вторая — из туфов, туфобрекчий, порфиритов и туфопесчаников. Верхняя свита представлена терригенными образованиями (главным образом песчаниками), с отдельными горизонтами вулканогенных образований — мандельштейнов, агломератовых туфов, андезитовых порфиритов и др.

Следующий комплекс отложений обнимает кампанский и маастрихтский ярусы. Этот комплекс начинается трансгрессивным кампаном, представленным свитой слоистых известняков с прослоями мергелей. В отдельных местах в нижней части свиты появляются горизонты агломератовых туфов и туфобрекчий. Маастрихтские отложения, в основном, постепенными переходами связаны с кампанскими, но в отдельных местах залегают трансгрессивно. Последние представлены свитой пелитоморфных, слегка песчаных известняков и мергелей.

Отложения датского яруса пользуются весьма ограниченным развитием, что обусловлено интенсивными тектоническими движениями этого времени, вызвавшими крупное и регионально выраженное поднятие всего Антикавказа.

К датскому возрасту, по В. П. Ренгартену, В. Е. Хаину и В. В. Тихомирову, относится маломощная (до 50 м) свита плотных мергелей с линзами конгломератов в основании и песчаных известняков, обнажающаяся на междуречье Ганджачая и Инджачая.

На основании вышеизложенного, в верхнемеловом цикле развития Прикуринской зоны можно выделить три основные

формации осадочных и эффузивных пород, соответствующие трем крупным трансгрессиям.

1. Терригенно-глауконитовая формация альб-сеномана, мощностью до 500 м.

2. Терригенно-вулканогенная формация верхнего турона — нижнего сенона (верхний турон — верхний сантон) максимальной мощностью до 1500 м.

3. Известняковая формация кампана — маастрихта мощностью до 500 м.

Эти формации отделены друг от друга перерывами, соответствующими нижнему турону и границе сантона и кампана. Внутри каждой формации тоже имеются перерывы, например, между кампаном и маастрихтом, между коньяком и сантоном, но они второстепенные, локальные и поэтому не нарушают общего хода развития в рамках выделенных выше формационных групп отложений.

В Зангезуре, по данным В. Т. Акопяна (9), наблюдается следующий непрерывный разрез от титона до альба:

а) Титон-нижний валанжин — тапасарская вулканогенная свита.

б) Верхний валанжин — готерив — баррем — карбонатная свита (ургонская фация).

в) Верхний апт — альб — вулканогенная свита, с прослоями осадочных пород (районы сс. Татев, Тандзатап).

Другая область мощного развития верхнемеловых отложений — Севано-Ширакская зона (Присеванская — по В. П. Ренгартену). Она протягивается с северо-запада на юго-восток от района Ширакского хребта вдоль Памбакского и Севанского хребтов к бассейну р. Тертер, где, по В. П. Ренгартену, разветвляется тремя прогибами-заливами: Мардакертским, Мартунинским и Акеринским. Последние разделяются геодомантиклинальными выступами — Хачинчай-Агдамским и Карабахским. Время заложения самого Севано-Ширакского прогиба, по В. П. Ренгартену, относится к коньякскому веку, что доказывается, по его мнению, трансгрессивным налеганием в ряде мест коньякских отложений на метаморфические породы древнего палеозоя. В связи с этим разрез меловых отложений здесь начинается с коньяка, при полном отсутствии нижней формации (альб-сеномана) Прику-

ринской зоны. Восточные же ветви указанного прогиба — Мартунинский, Мардакертский и Акеринский прогибы, зародились раньше (в альб-сеномане), о чем свидетельствует мощное развитие отложений соответствующего возраста.

Однако, как указывалось выше, открытие альбских отложений в Базумском хребте позволяет считать, что западная часть описываемого прогиба (Севано-Ширакский прогиб) образовалась также в альбе.

В Севано-Ширакской зоне в толще верхнемеловых отложений можно выделить две формации, соответствующие двум верхним формациям Прикуринской зоны:

1) терригенно-вулканогенная формация коньяк-сантона, мощностью до 1000 м. Это песчаники, аргиллиты, сланцеватые глины, конгломераты с подчиненными пачками известняков и мергелей. В бассейне р. Тертер развита настоящая вулканогенная толща — порфириты, их туфы, туфобрекчии и др.;

2) известняковая формация флишоидного характера кампан-маастрихта, мощностью от 400 до 1000 м.

В Приараксинской зоне лучший разрез меловых отложений, детально изученный В. Л. Егояном, имеется в бассейне р. Веди. Пользуясь данными В. П. Ренгартена и В. Л. Егояна, здесь можно выделить следующие формационные группы отложений:

а) терригенно-карбонатная формация сеномана — грубослоистые органогенные известняки, конгломераты мощностью до 200 м (вединская свита по В. Л. Егояну);

б) терригенно-вулканогенная формация турон-коньяка — конгломераты, песчаники, известняки (ераносская свита), фациально замещающиеся хосровской вулканогенной свитой — порфириты, туфобрекчии и др., мощностью около 300 м;

в) известняковая формация сантон-маастрихта (бозбунская свита), представленная известняками, мергелями и отчасти известковистыми песчаниками мощностью 600 м;

г) терригенная формация (верхнетерригенная) датского яруса* — (подкетузская свита по В. Л. Егояну) — песчаники, глины и обломочные известняки, мощностью до 300 м, поль-

* Датский возраст этих отложений в последние годы доказан А. Т. Асланяном и Ю. А. Мартиросян на основе микропалеонтологических исследований.

зующиеся весьма ограниченным распространением. Наличие датского яруса примерно в аналогичной фации (песчано-аргиллитовой) предполагается и в Ордубадском районе Нахичеванской АССР. Из более древних горизонтов меловых отложений в Приараксинской зоне известен только альб (?) в песчано-мергельной фации в Даралагезе. Разрезы меловых отложений геосинклинальных зон характеризуются уменьшенными мощностями, частыми перерывами, а также слабым вулканизмом. Приведенные данные показывают, что формационные комплексы отложений альб-верхнемелового подэтапа развития наиболее полно представлены в Прикуринской и Приараксинской зонах и сравнительно менее полно развиты в Севано-Ширакской зоне.

Таким образом, в комплексе отложений альб — верхнемелового подэтапа развития для Антикавказа в целом достаточно отчетливо выделяются следующие четыре формации осадочных и эффузивных пород.

1. Терригенно-глауконитовая формация (альб-сенонан).
- 2) Терригенно-вулканогенная формация (верхний турон — нижний сенон).
- 3) Известняковая формация (верхний сенон).
- 4) Верхняя терригенная формация (датский ярус).

Более выдержаны, по стратиграфическому объему, нижняя и верхняя терригенные формации и менее устойчивы вторая и третья формации, границы которых в отдельных зонах колеблются, что обусловлено спецификой истории их тектонического развития.

Нижняя терригенная формация соответствует начальной стадии общего погружения Антикавказа, вторая — стадии наиболее сильного погружения, с чем связывается и подводный вулканизм, а третья — эпохе некоторой стабилизации режима колебательных движений и максимального развития трансгрессии. Четвертая — верхняя терригенная формация соответствует эпохе регионально выраженной регрессии.

Составленный В. П. Ренгартемом (120) стратиграфический профиль, пересекающий все основные зоны поднятий и прогибов Малого Кавказа, дает наглядное представление о характере и амплитуде эпейрогенических тектонических дви-

жений, имевших место в меловом периоде. Наиболее сильно прогибалась Прикуринская зона, мощность верхнемеловых отложений которой достигает 3000 м; минимум, порядка 1000—1500 м, располагается в Севанском и Еревано-Орду-бадском прогибах.

Среди интрузивных формаций рассматриваемого цикла наибольшее значение имеют ультраосновные породы — пироксениты, перидотиты, дуниты, отчасти и габбровые породы, выходы которых, в виде отдельных небольших вытянутых тел, приурочены к вышеописанному Севано-Акеринскому глубинному разлому (офиолитовый пояс Антикавказа). Возраст этих гипербазитов в настоящее время большинством исследователей определяется как предверхнесантонский (80), и внедрение их связывается со временем образования мощной нижнесантонской вулканогенной толщи. Таким образом, формация гипербазитов в общем эквивалентна терригенно-вулканогенной формации верхнего турона — нижнего сенона и соответствует, по времени внедрения, эпохе наиболее сильного погружения Антикавказа, совпадающей с эпохой заложения Севано-Акеринского прогиба. Однако исследованиями С. Б. Абовяна, Г. А. Акопяна и автора настоящей работы установлено, что значительная часть интрузивных тел Севанского офиолитового пояса отчетливо прорывает нуммулитовые слои нижнего — среднего эоцена (к северо-востоку от с. Арданиш) и вулканогенную толщу среднего эоцена (к северо-западу от с. Шоржа). На этом основании можно считать, что имеются гипербазиты и габбровые интрузии, несомненно более молодого, верхнесенонского и среднеэоценового возраста. Габбровые интрузии в бассейне оз. Севан, в бассейне р. Веди, а также гипербазиты Ширакского хребта (к северу от Ленинкана), размещены среди верхнесенонских карбонатных пород.

Суммируя вышеизложенное по альб — верхнемеловому подэтапу геологической истории Антикавказа, приходим к выводу, что это совершенно другой тип структурного развития, который мы предлагаем назвать **наложенным** типом геосинклинального развития. Он характеризуется тем, что земная кора расчленяется на гораздо большее число геосинклинальных прогибов и геантиклинальных поднятий, чем в

предыдущих этапах развития, и при этом геосинклинальные прогибы развиваются по новому плану, секущему структурные зоны предыдущих этапов.

Палеоген — нижний миоцен. Следующая стадия альпийского этапа развития охватывает время от палеоцена до нижнего миоцена включительно, стратиграфическая последовательность отложений которых, в смысле фациального изменения, в общем, составляет один крупный ритм. Этот ритм так же, как и вышеописанные, начинается трансгрессивной серией отложений и завершается регрессивным комплексом пород.

Следует отметить, что рассматриваемая стадия развития несколько более сложная, по сравнению с предыдущими, и достаточно четко делится на две подстадии или подцикла — а) палеоцен — эоценовый и б) олигоцен — нижнемиоценовый. Эти два подцикла разделены регионально выраженным перерывом и отличаются различием плана распространения соответствующих отложений. Однако нам представляется, что второй из указанных подциклов все же завершает геологические процессы, начавшиеся в первом подцикле. На этом основании мы их объединяем в единый цикл развития.

После крупного регионального поднятия и регрессии, имевших место в датском веке и палеоцене, новое прогибание и соответственно ему — трансгрессия начинается в нижнем эоцене и достигает максимума развития в лютете. В связи с преодолигоценными тектоническими движениями и обусловленными ими поднятиями в нижнем и среднем олигоцене область осадконакопления, по сравнению с эоценом, резко сокращается, а в верхнем олигоцене и нижнем миоцене происходит накопление только континентальных образований молассового типа в краевых и межгорных прогибах.

Общий план структурного развития рассматриваемой стадии, заложенный в верхнемеловое время, не претерпевает крупных изменений. Те основные геосинклинальные прогибы и геодантиклинальные выступы, которые так отчетливо сказывались в верхнем мелу, продолжают существовать в палеоген-нижнемиоценовую стадию и особенно в эоцене. Однако эти структурные зоны все же подвергаются некоторой перестройке. Последняя заключается в том, что геосинклиналь-

ные зоны верхнемелового времени в эоцене расчленяются на более мелкие чашеобразные прогибы — «брахигеосинклинали», между которыми формируются соответствующие им зоны поперечных поднятий. Так, в Приараксинской геосинклинальной зоне (Еревано-Ордубадская зона по Л. Н. Леонтьеву) в эоцене формируются Ереванский, Даралагезский и Нахичеванский прогибы, которые были разделены участками поперечных поднятий, соответственно — Карахач-Зовашенским и Даралагезским.

Указанные прогибы характеризуются сравнительно полным разрезом палеогена с большими мощностями отложений, в то время как в зонах поперечных поднятий мы имеем резко сокращенные мощности отложений, частое выпадение из разреза отдельных горизонтов и трансгрессивное залегание отдельных ярусов. Показательно, что аналогичные изменения мощностей на этих участках наблюдаются и в средне-верхнепалеозойских отложениях (10). Следовательно можно заключить, что указанные зоны поднятий не являются новообразованиями эоценового времени, а были заложены еще со среднего палеозоя.

В Севано-Акеринской геосинклинальной зоне поперечное поднятие формируется в районе Лачина (Лачинское поперечное поднятие), которое делит указанную зону на два самостоятельных прогиба — Нижнеакеринский и Кельбаджарский. Другая зона поперечного поднятия намечается в районе Зодского перевала и отделяет Севано-Ширакский прогиб от Кельбаджарского. Аналогичные преобразования происходят и в Прикуринской геосинклинальной зоне.

Геоантиклинали, расположенные между геосинклинальными зонами, также не являются цельными в структурном отношении. Каждая из них слагалась из отдельных крупных антиклинорий, чередовавшихся с синклинальными седловинами, по которым сообщались друг с другом морские водоемы соседних геосинклинальных чаш. Эти синклинальные седловины на геоантиклинальных зонах располагались по линии, совпадающей с наиболее глубоко прогнутыми частями соседних геосинклинальных зон.

Отложения палеоцена — нижнего эоцена пользуются ограниченным распространением, что обусловлено поднятием

и регрессией, имевшими место в конце верхнего мела. Наиболее полный разрез их имеется в Ереванском прогибе, в бассейне рек Гарни и Веди, где они представлены мощной (до 1500 м) свитой туфогенно-терригенного флиша. Эта свита, названная нами **гарнийской**, залегает на терригенных отложениях датского яруса и покрывается нуммулитовыми отложениями среднего эоцена. Представлена она разнообразными полимиктовыми песчаниками, часто туфогенными, алевролитами, аргиллитами, туффитами и, редко, порфиритами и конгломератами.

Характерной особенностью этой свиты является закономерное переслаивание различных типов пород и ритмичное чередование их, что свойственно, как известно, формациям флишевого типа. Кроме того, в гарнийской свите изобилуют различные типы фукоидов и иероглифов (биоглифы, механоглифы и др.), особенно хорошо развитых на нижних поверхностях пластов. В Севано-Ширакском синклиории к палеоцену — нижнему эоцену, условно, относится терригенная флишеидная свита, развитая по северному склону Ширакского хребта, и вулканогенная свита района Спитакского перевала. Обе указанные свиты налегают на известняки верхнего сенона и трансгрессивно перекрываются средним эоценом. К нижнему эоцену, вероятно, относятся также слои известняков и известковистых песчаников Севанского хребта и Цахкуняцкого хребта (район с. Н. Ахта) с мелкими нуммулитами.

Начавшееся в нижнем эоцене прогибание геосинклинальных зон достигает в среднем эоцене максимума развития и обуславливает обширную лютетскую трансгрессию — самую крупную из третичных трансгрессий на Антикавказе. В результате этого не только геосинклинальные прогибы, но и значительные части геоантиклиналей покрываются морем и только наиболее приподнятые участки последних выступают над ним в виде небольших островков.

В Севано-Ширакском геосинклинальном прогибе средний эоцен представлен мощной (до 4 км) толщей разнообразных вулканогенных образований — порфиритов, андезитовых и порфиритовых туфобрекчий, туфоконгломератов, туфов, туффигов, туфосланцев, переслаивающихся различными осадоч-

ными породами (песчаниками, глинами, известняками) с богатой фауной нуммулитов, пелеципод, гастропод, кораллов и морских ежей.

Нижние горизонты среднего эоцена здесь представлены регионально выраженными пластами плотных массивных песчаных нуммулитовых известняков (бассейн оз. Севан) и известковистых песчаников в районе Ширакского хребта. К верхнему эоцену в Севано-Ширакском синклинории можно отнести довольно мощную и сравнительно однообразную вулканогенную свиту (диабазовые порфириды, их пирокластиты и др.), слагающую водораздельную часть Памбакского, Арегунийского, Базумского и Ширакского хребтов. Эта вулканогенная свита верхнего эоцена, по данным О. А. Саркисяна, П. Л. Епремяна и по нашим наблюдениям, несогласно перекрывает различные горизонты среднего эоцена, что свидетельствует о проявившихся предверхнеэоценовых тектонических движениях, соответствующих по времени «триалетской фазе» складчатости, установленной П. Д. Гамкрелидзе в Аджаро-Триалетской складчатой системе.

Вообще же, по истории тектонических движений и по типу пликативных структур и слагающих последние геологических формаций Севано-Ширакский синклинорий очень напоминает Аджаро-Триалетскую складчатую систему.

В Ереванском бассейне средний, а также и верхний эоцен представлены формацией глинисто-песчаного туфогенного флиша мощностью до 1000 м. В Даралагезском прогибе, как и в Нахичеванском, средний и верхний эоцен выражены в фации разнообразных вулканогенных и туфогенно-обломочных пород, переслаивающихся нормально-осадочными породами.

Совершенно иными фациями представлены отложения средне- и верхнеэоценового возраста в зонах геоантиклинальных поднятий, например в Даралагезском хребте, в бассейне р. Шагап и др. В этих местах вулканогенные фации отсутствуют или почти отсутствуют и их замещают нормально-осадочные морские отложения. Так, например, в бассейне р. Шагап в отложениях среднего и верхнего эоцена выделяются две свиты: нижняя, нуммулитовая — известняковая, с базальным конгломератом в основании и верхняя — песчано-глинистая.

с характерным, регионально выраженным, приуроченным к низам свиты горизонтом глауконитовых песчаников. Максимальная мощность указанных двух свит здесь не превышает 700—800 м.

Геотектонический режим Антикавказа существенно меняется в конце эоцена, в связи с проявившимися в это время преолигоценными движениями (40, 51, 108). Однако эти движения в отдельных геотектонических зонах имели разную интенсивность и носили различный характер. Наиболее интенсивно проявились они в Севано-Ширакской геосинклинальной зоне и в прилегающих к ней частях соседних геоантиклиналей.

В результате складчатости и поднятия Севано-Ширакская геосинклиналь воссоединяется с соседними геоантиклиналями и тем самым в центральной части Антикавказа формируется огромная **Антикавказская геоантиклиналь**.

В центральной части Севано-Ширакского синклинория в олигоцене и нижнем миоцене образуется обширное пресноводное озеро, в котором происходит накопление песчано-глинистой свиты майкопского типа (нижний—средний олигоцен), а затем лигнитовой (угленосно-сланценосной) свиты верхнего олигодена — нижнего миоцена, в которой значительную роль играют и вулканогенные образования (туфы, туффиты и пр.).

В соответствии с геоантиклинальным воздыманием Антикавказа в олигоцене и нижнем миоцене произошло смещение геосинклинальных прогибов к югу — в Приараксинскую зону и к северу — в Куринскую депрессию. Таким образом, олигоденовую эпоху можно рассматривать как начало возникновения современных крупных геотектонических и орографических комплексов Антикавказа — Куринского и Среднеараксинского межгорных прогибов и разделяющего их Антикавказского поднятия. В этих межгорных прогибах и происходило осадконакопление в олигоцене и нижнем миоцене.

В Ереванском бассейне мы имеем следующую картину стратиграфической последовательности отложений рассматриваемых эпох. Нижний и средний олигоцен представлены мощной (до 1 км) толщей серых, коричневых слабо гипсоносных глин и желтовато-серых и желтовато-бурых, средне- и

мелкозернистых полимиктовых, туфогенных песчаников характерной шаровой и матрацевидной отдельностью. В толще встречаются также коралловые и нуммулитовые известняки в виде отдельных, сравнительно небольших линз и банок. В центральных частях бассейна эти отложения постепенными переходами связаны с верхним эоценом, а по южному борту они трансгрессивно залегают на различных горизонтах эоцена.

Трансгрессивное налегание олигоцена здесь обусловлено смещением осевой части прогиба к югу, в связи с поднятием его северного крыла, примыкавшего к растущей Антикавказской геоантиклинали. Таким образом, здесь мы имеем дело с явлением «несогласного (миграционного) смещения» (по М. В. Муратову, 101), широко распространенного в межгорных и краевых прогибах. Аналогичными песчано-глинистыми терригенными фациями (майкопская фация) представлены нижне- и среднеолигоценовые отложения в Даралагезе, в Ахалцихском бассейне Грузии, Кировабадском районе (Куринская депрессия) и в Нижнеакеринском прогибе (район Кубатлы). Вообще же отложения рассматриваемой эпохи характеризуются устойчивостью и выдержанностью фаций, что свойственно всей Крымско-Кавказской области.

В Ереванском бассейне поверх песчано-глинистых отложений нижнего и среднего олигоцена, с перерывом и несогласием залегают толща отложений молассового типа, относящаяся к верхнему олигоцену — нижнему миоцену (45, 46). Это толща озерно-континентального происхождения пестроцветных (с преобладанием красного цвета) гипсоносных глин и рыхлых косослоистых песчаников и галечников, мощностью до 700 м. Эта молассовая свита имеет почти повсеместное распространение в Среднеараксинской депрессии и хорошо обнажается вдоль ее северо-восточного борта.

В Нахичеванском бассейне к олигоцену относится туфогенная свита Абракуниса и, вероятно, также вышележащая красноцветная песчано-глинистая свита, залегающая в основании миоценовой соленосной толщи (6, 7). Условно к олигоцену относится нами также вулканогенная толща (андезиты, порфириды и их пирокластиты) восточного Даралагеза (амулсарская толща), нижняя свита серии вулканогенных

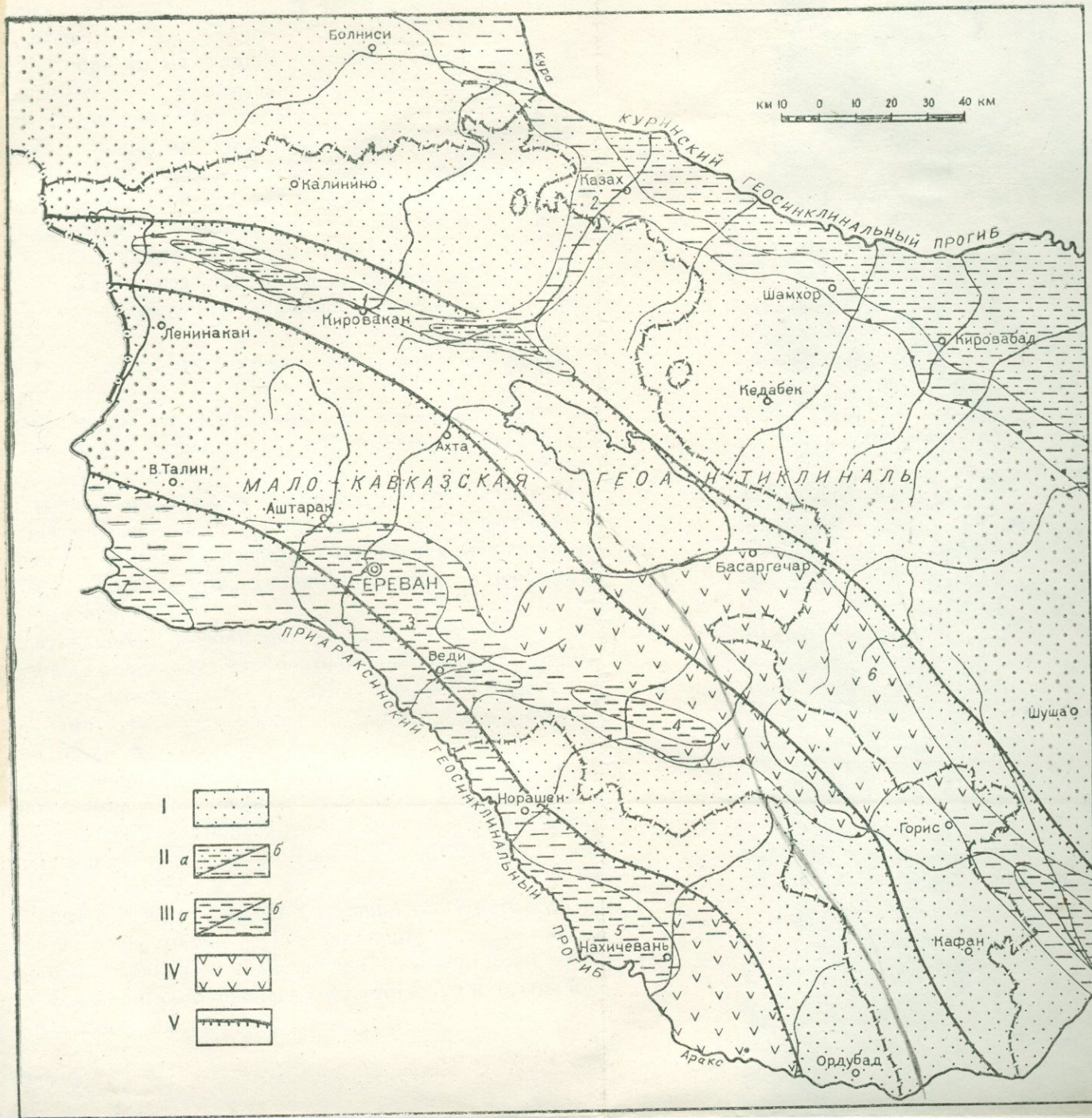


Рис. 5. Геотектонический Режим Армении и прилегающих частей Малого Кавказа: олигоцен.

Суша:

I. Область размыва. II. Пресноводные лигнитоносные отложения: а) большие мощности, б) малые мощности.

Область накопления морских осадков:

III. Песчано-глинистые отложения мейкопского типа, а) большие мощности, б) малые мощности. IV. Вулканогенные фации. 1. Дилижано-Гукасянский синклиниальный прогиб. 2. Иджеванский прогиб. 3. Еревано-Вединский бассейн. 4. Даралагезский прогиб. 5. Нахичеванский прогиб. 6. Акеринский прогиб. 7. Нижнеахурянский (Кульпинский) бассейн. V. Глубинные разломы.

образований Элпинского района и гидротермально измененная вулканогенная свита северной части Зангезура и бассейна р. Тертер.

Таким образом, на границе среднего и верхнего олигоцена происходит новое воздымание Антикавказской геоантиклинали и смещение Среднеараксинской депрессии к югу. В это время в Араратской котловине устанавливается озерно-континентальный режим с пустынными, аридными климатическими условиями, благоприятствующими накоплению мощных красноцветных молассов вдоль южных подножий интенсивно воздымающихся горных хребтов.

Суммируя вышеизложенное, в рассматриваемой стадии развития можно выделить следующие основные типы формаций:

а) **терригенно-флишевая** формация датского яруса — нижнего эоцена;

б) **известняковая** формация нижнего эоцена, замещающаяся в Южном Зангезуре и в районе Спитакского перевала **вулканогенной** формацией;

в) **туфогенно-осадочная** формация среднего эоцена, которая в зонах поперечных поднятий замещается **известняковой** формацией в основании разреза и **терригенно-глауконитовой** в верхней части, а в приразломных участках — **порфиритовой** формацией;

г) **вулканогенная** формация верхнего эоцена, переходящая в зонах поднятий в **карбонатно-терригенную** формацию;

д) **верхняя терригенная** формация нижнего-среднего олигоцена, замещающаяся в восточном Даралагезе и в Нахичеванской АССР **вулканогенно-обломочной** формацией;

е) **красноцветная молассовая** (посторогенная) формация верхнего олигоцена — нижнего миоцена, образовавшаяся за счет размыва воздымавшихся горных хребтов. В Севано-Ширакском синклинии она замещается **лигнитовой** формацией.

Первые две из указанных формаций соответствуют началу погружения, третья группа формаций — эпохе максимального прогибания — трансгрессии, а четвертая, пятая и шестая формации образовались соответственно в начале поднятия и к концу цикла развития.

Интрузивные формации рассматриваемого времени представлены двумя разновозрастными комплексами: эоценовым и миоценовым.

1) Эоценовый комплекс интрузивов выражен в трех генетически различных группах, образовавшихся в различных стадиях развития геосинклинальных зон:

а) К предорогенной (доскладчатой) или синэпейрогенной группе относятся массивы ультраосновных пород, расположенные вдоль Севано-Акеринского глубинного разлома, а также формация габбровых пород, которые в виде пластовых залежей согласно пластуются с вмещающими туфо-осадочными отложениями и вместе с последними участвуют в складчатости (Севанский и Ширакский хребты).

б) Синорогенные (складчатые) интрузии — представлены сравнительно мелкими гранитоидными массивами в Севано-Ширакском синклинии и в) посторогенные (постскладчатые) группы интрузивных пород, представленные крупными массивами гранитоидов, щелочных пород (сиениты, нефелиновые сиениты и реже габбро) крупнейшего в Закавказье Мегринского плутона и Памбакского хребта. Эти интрузивные массивы прорывают пликативные структуры вмещающих эоценовых образований и имеют с последними активный контакт, что свидетельствует об их внедрении после складчатости.

Щелочные интрузии Памбакского хребта и, вероятно, также Мегринского плутона являются более молодыми, чем гранитоиды и основные интрузии. Они послескладчатые и по времени их внедрения соответствуют эпохе постэоценового поднятия и растрескивания земной коры. Эти щелочные интрузии приурочены к древним разломам и расположены по швам геосинклинальных прогибов (Севано-Ширакского и Даралагезско-Ордубадского) и древних устойчивых геоантиклинальных поднятий (Арзаканское, Южно-Зангезурское).

2) К миоценовому возрасту условно можно отнести гранитоидные интрузии северного Зангезура (Сисианского района) и восточного Даралагеза, которые прорывают вулканогенный олигоцен (?) и перекрываются вулканогенной же толщей мио-плиоцена.

Переходя к общей характеристике эоцен—нижнемиоцено-

вой стадии развития, можно отметить следующее. Хотя основные глубинные структуры (геосинклинальные прогибы и геоантиклинали), заложенные еще в верхнемеловую эпоху, с незначительными изменениями продолжают развиваться и в рассматриваемую эпоху, однако по типам формаций горных пород и по характеру эпейрогенических движений глубинные структурные элементы эоцен-нижнемиоценового времени довольно существенно отличаются от таковых альб—верхнемеловой эпохи. Так, Севано-Акеринская и Еревано-Ордубадская геосинклинальные зоны, которые в верхнем мелу прогибались сравнительно слабо (мощность осадков 1300—1500 м), в палеогене и нижнем миоцене, напротив, становятся областями наибольших прогибаний, в которых мощность отложений в указанное время составляет соответственно 5 и 3,5 км. Прикуринская зона, характеризующаяся большими мощностями верхнемеловых отложений, в палеогене значительно смещается к северу и прогибается сравнительно слабо. Кроме того, при переходе от верхнего мела к палеогену наблюдается и чрезвычайно быстрое изменение формаций горных пород. Взамен карбонатной формации кампан-маастрихта, имеющей почти повсеместное распространение на Малом Кавказе, в эоцене широко развитые получают флишевая, вулканогенно-осадочная и порфириновая формации. В этом отношении история рассматриваемого подэтапа развития и в особенности первой стадии последнего (палеоцен-эоцен) очень напоминает историю юрско-неокомского подэтапа, характеризовавшегося, как уже отмечалось, первичным геосинклинальным режимом. Таким образом, после складчатости и орогенеза, последовавших в конце верхнего мела, консолидация страны не завершается и последняя в палеогене вновь переходит в геосинклинальное состояние, по типам формаций и истории тектонических движений значительно напоминающее первичный геосинклинальный режим юрско-неокомского времени. Более резкие изменения в структурном плане происходят лишь во вторую стадию рассматриваемого подэтапа — в олигоцене — нижнем миоцене, что соответствует концу цикла развития.

Таким образом, в эоцен—нижнемиоценовом отрезке тектонической эволюции Малого Кавказа происходит, по терми-

нологии Г. Штилле, ремобилизация (регенерация) области.

Исходя из этих соображений, данную стадию развития можно рассматривать как тип **регенерированной** геосинклинали.

Средний миоцен — средний плиоцен. В среднем миоцене продолжается поднятие и рост Антикавказской геоантиклинали, в связи с чем площадь накопления осадков еще более сокращается. Вместе с тем, Ереванская и Нахичеванская брахи-геосинклинали испытывают дальнейшее прогибание и обособляются более отчетливо, чем раньше. В них устанавливается лагунный режим и происходит накопление мощных толщ гипсоносно-соленосных образований. В сармате намечается тенденция общего погружения южной половины Антикавказа, что вызывает новую ингрессию моря, обуславливающую расширение площадей соленосных бассейнов и их опреснение.

Ереванский миоценовый соленосный бассейн через Рзданский поперечный прогиб простирался далеко на север, до бассейна оз. Севан, о чем свидетельствует нахождение сарматских отложений в Севанской котловине (88, 47, 17). Значительно расширяется также Нахичеванский соленосный бассейн, верхнемиоценовые отложения которого по краям депрессии трансгрессивно перекрывают самые различные горизонты более древних отложений вплоть до среднего палеозоя. По всей вероятности, Ереванский и Нахичеванский бассейны в это время сообщались друг с другом через узкий и неглубокий пролив, протягивавшийся в северо-западном направлении по осевой части Урцского палеозойского антиклинория. Об этом свидетельствует открытие миоценовых соленосных отложений вдоль северного борта Араратской котловины на участке ст. Арарат — сел. Норашен (НахАССР), расположенном между указанными двумя бассейнами. Можно предполагать также связь Севанского бассейна с Куринской депрессией через Акеринский прогиб, с одной стороны, и Дилижан-Иджеванский — с другой.

В указанных бассейнах сарматские отложения представлены свитой разнообразных гипсоносно-соленосных песчано-глинистых отложений с прослоями известняков-ракушечников с богатой мактровой фауной. За пределами депрессии гипсоносно-соленосные отложения сармата, а также, воз-

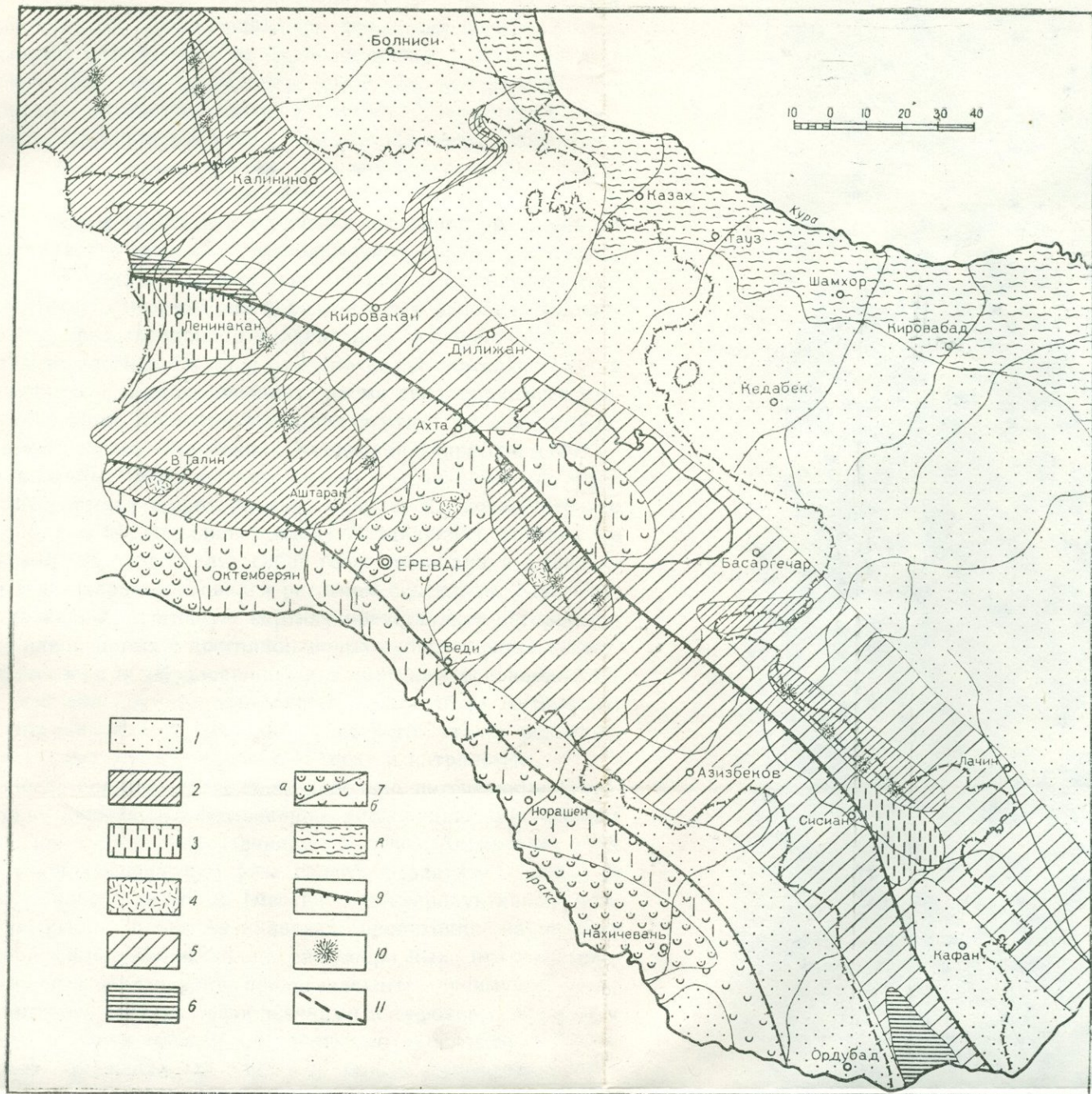


Рис. 6. Палеогеологическая схема Армении и прилегающих частей Малого Кавказа: миоцен—плиоцен.

1. Суша, область размыва.

Область накопления осадков:

2. Преимущественно основные лавы верхнего плиоцена. 3. Пресноводно-озерные отложения верхнего плиоцена. 4. Экструзии кислых лав верхнего плиоцена. 5. Вулканогенно-обломочные образования мио-плиоцена. 6. Лигнитоносные фации нижнего плиоцена (мэотис понт). 7. Соленосные фации миоцена: а) большие мощности, б) малые мощности. 8. Мелководные песчано-глинистые отложения миоцена Курьинской депрессии. 9. Глубинные разломы. 10. Центры вулканических излияний. 11. Тектонические трещины.

можно, частично и среднего миоцена, фациально замещаются вулканогенными образованиями, представленными разнообразными эффузиями и их пирокластолитами. Это, главным образом, эффузивы трахилипаритового состава, их туфы, туфобрекчии, туфопесчаники и др. породы, которые среди других верхнетретичных вулканогенных образований легко выделяются своим светлым цветом и кислым составом. Они широко распространены в Даралагезе, в бассейне оз. Севан, на Цахкуняцском хребте и в верховьях бассейнов рр. Гарни и Веди. Характер вулканогенно-обломочных пород (слоистость, отсортированность, местами хорошая окатанность и др.) свидетельствует о том, что они образовались в условиях водного бассейна, представлявшего мелководное пресное озеро.

Об эксплозионном типе вулканической деятельности на Антикавказе в верхнемиоценовое время свидетельствует также нахождение пепловых материалов вулканических выбросов в сарматских отложениях Куринской депрессии (124).

Указанные нормально-осадочные и вулканогенные образования сармата территориально приурочены исключительно к южному и юго-западному блоку Антикавказа, который в юрское время представлял собой геоантиклиналь, а в герцинском этапе характеризовался режимом синеклизы. Как увидим дальше, аналогичную картину представляет распространение плиоценовых и постплиоценовых вулканогенных и пресноводно-озерных образований. Это дает нам основание считать, что два крупных тектонических комплекса Антикавказа, оформившиеся с начала герцинского этапа развития, вновь сказываются в верхнем миоцене и антропогене.

После сармата происходят довольно интенсивные тектонические движения, обусловившие дислокацию миоценовых отложений и регрессию. Начиная с мэотиса, Антикавказ вступает в континентальную фазу своего развития. В нижне- и среднелиоценовое время (меотис — век продуктивной толщи) на южном блоке Антикавказа происходит накопление мощной, свыше 500 м, толщи разнообразных вулканогенно-обломочных образований, представленных преимущественно андезитового состава туфобрекчиями и туфоконгломератами, агломератовыми туфами, с отдельными прослоями туфопесчаников, вулканических пеплов и песков, андезитовых пото-

ков и изредка глин и мергелей. Последние отлагались преимущественно в условиях мелководного пресного озерного режима. Толща эта хорошо обнажается в Приереванском районе, где она известна под названием «вохчабердской толщи», в Даралагезе, в Гегамском и Варденисском хребтах, на Мисханском массиве и по периферии Ширакской котловины. Она же широко развита в районе Аджаро-Имеретинского хребта (преимущественно к югу от последнего) — «годерзская свита». В северо-западной части Араратской котловины ей соответствует молассовая серия отложений, залегающих поверх сармата. Возраст этих молассовых образований (конгломераты, песчаники, глины и др.) А. Т. Асланяном определяется как мэотис—понт (16).

Во многих районах (периферия Ширакской котловины, Мегринский район и др.) в основании этой вулканогенной толщи залегает горизонт угленосных и сланцевых образований, соответствующий по возрасту, вероятно, мэотису.

В Приереванском районе эти вулканогенно-обломочные образования (вохчабердская толща) с угловым и эрозионным несогласием залегают на различных горизонтах более древних отложений, от верхнего сармата до эоцена включительно (45, 46).

Указанная толща ниже- и среднеплиоценового возраста, имеющая широкое площадное распространение по всей центральной диагональной части Антикавказа, обнаруживает в общем слабую дислоцированность и в разных частях области залегает приблизительно в одинаковых геоморфологических условиях. Это обстоятельство свидетельствует о слабых проявлениях складчатых движений послесарматского времени. Эквивалентные образования в Куринской депрессии представлены пресноводно-озерными континентальными отложениями (ширакская и душетская свиты, мэотические и понтические слои), в которых в виде линз и прослоев встречаются пирокласты.

Таким образом, в истории рассматриваемого подэтапа отчетливо выделяются две стадии развития. Первая стадия охватывает средний и верхний миоцен и характеризуется общим опусканием страны. Наиболее сильно прогибается Приараксинская зона, которая после поднятия и установления

континентального режима в верхнем олигоцене — нижнем миоцене, начиная со среднего миоцена, вновь превращается в область накопления сначала лагунных, а затем (в сармате) и морских отложений. В Нахичеванской мульде морской режим устанавливается несколько раньше — начиная с караганского века. При этом, учитывая то обстоятельство, что средне- и в особенности верхнемиоценовые отложения имеют значительно более широкое площадное распространение, чем подстилающая молассовая формация верхнего олигодена — нижнего миоцена, и часто несогласно перекрывают различные горизонты отложений более древнего возраста, вплоть до палеозоя, можно допустить, что Среднеараксинская зона прогибания, образовавшаяся в среднем — верхнем миоцене, представляет типичную наложенную впадину. Можно предполагать также образование в средне-верхнемиоценовое время Ширакской (Ленинканской) котловины, миоценовые отложения которой ныне скрыты под мощными покровами плиоценовых эффузивных образований и плио-плейстоценовых озерно-речных отложений.

Область размыва в это время, вероятно, характеризовалась сглаженным, мало расчлененным рельефом, лишь незначительно возвышающимся над уровнем моря. Об этом могут свидетельствовать отсутствие конгломератов и других видов грубообломочных кластических пород в разрезах среднего — верхнего миоцена, огромное распространение мощных соленосных формаций и проникновение бассейна в виде отдельных заливов до водораздельных частей Антикавказской геантиклинали. Все это подтверждает высказанную нами мысль о том, что в среднем и верхнем миоцене в общем опускание вовлекалась не только Приараксинская зона, превратившаяся в глубоко прогнутую геосинклинальную чашу, но и область размыва. Некоторое возобновление поднятия Антикавказской геантиклинали намечается в среднем и верхнем сармате, что подтверждается увеличением терригенного материала в разрезах верхнесарматских отложений Среднеараксинской и Куринской депрессий.

В верхнем сармате имело место некоторое обмеление морского бассейна, что благоприятствовало образованию прослоев оолитовых и пизолитовых известняков.

Климат в среднемиоценовое время характеризовался резкой континентальностью и засушливостью, что подтверждается не только общим составом отложений (гипсо-соленосные фации), но и преобладанием таких сингенетических минералов, как ангидрит, целестин и др.

В сарматское время климат был достаточно влажным, о чем свидетельствуют ископаемые растительные остатки, а также преобладающий серый и зеленовато-серый цвет терригенных отложений.

Вторая стадия, охватывающая время от мэотиса до среднего плиоцена включительно, напротив, отличается региональным поднятием страны, сопровождавшимся интенсивным эффузивным вулканизмом.

В результате морской режим, существовавший в сармате, ликвидируется и только местами (Севанский бассейн) устанавливается пресноводно-озерный режим и происходит накопление диатомовых отложений с дрейссензиевой фауной (47, 88). Это сводообразное поднятие Малого Кавказа, начавшееся в конце миоцена, достигает максимума в среднем плиоцене, что доказывается следующими фактами.

1. Мощная вулканогенно-обломочная свита, относящаяся, в основном, к мэотису—понтю и частично к среднему плиоцену, накапливалась на очень слабо расчлененном, почти выровненном рельефе, о чем свидетельствует тот факт, что уцелевшие от последующего размыва останцы этой свиты, слагающие, в основном, водораздельные части высоко приподнятых горных хребтов, имеют почти одинаковые отметки. Если построить профиль по подошве этой вулканогенной свиты, то последний будет представлять лишь слабо волнистую поверхность.

2) Верхнеплиоценовые озерно-речные отложения и фациально с ними связанные вулканогенные и вулканогенно-обломочные образования заполняют тектонические впадины и крупные речные долины, врезанные в вулканогенную свиту верхнего миоцена и нижнего плиоцена. Глубина врезания этих долин в ряде мест — бассейны рр. Воротан, Разда, Дзорагет-Дебед, превышает несколько сот метров.

3) Огромная (свыше 3 км) мощность терригенной продуктивной толщи Апшеронского полуострова и прилегающих районов Куринской впадины, значительная часть которой образовалась за счет размыва Малого Кавказа, несомненно, также свидетельствует об интенсивном поднятии областей размыва.

К такому же выводу о движениях среднеплиоценового времени пришел Е. Е. Милановский (89, 91, 92).

Приведенные факты не оставляют сомнения в том, что среднеплиоценовое время для Малого Кавказа является этапом мощного эпейрогенического поднятия. В связи с этим вполне можно согласиться с точкой зрения Е. Е. Милановского (89, 91) о том, что в среднем плиоцене не мог развиваться процесс выравнивания рельефа и образования широких, регионально выраженных пенепленов, как это считают некоторые исследователи (16, 17). Напротив, по нашему мнению, средний плиоцен является, после нижнего олигоцена, вторым переломным этапом развития рельефа Малого Кавказа. В это время формируется ряд крупнейших речных долин Малого Кавказа — долины рр. Арпа, Воротан, Дзорагет-Дебет, Раздан и др.

Слабая дислоцированность верхнемиоценовой — нижнеплиоценовой вулканогенной свиты, а также незначительность в разнице гипсометрических отметок останцев этой свиты в различных районах Малого Кавказа может свидетельствовать о том, что среднеплиоценовые движения имели, в основном, эпейрогенический и при этом — недифференцированный или слабо дифференцированный характер. Поднятие, происходившее в среднем плиоцене, как известно, охватывало весь Кавказ и обусловило разделение единого понтического бассейна на Черноморский и Каспийский. Некоторое ослабление вулканической деятельности в среднем плиоцене, по сравнению с нижним плиоценом, о чем может свидетельствовать также ограниченное распространение пеплов в продуктивной толще Апшеронского п-ва, вероятно, следует поставить в прямую связь с менее дифференциальным характером указанных тектонических движений. Движения, имевшие место в конце миоцена и в нижнем плиоцене, напротив, имели резко дифференциальный характер, что способствовало возникновению

новых крупных тектонических расколов и оживлению древних разломов, которые и служили путями для выбрасывания огромного количества пирокластолитов.

Суммируя вышесказанное, в отложениях среднего миоцена — среднего плиоцена достаточно четко можно выделить следующие формации, в соответствии с историей тектонического развития области.

а) В Среднеараксинской депрессии, в остаточных геосинклинальных прогибах: 1) **лагунная соленосно-гипсоносная** формация среднего и верхнего миоцена, 2) **молассовая** формация мэотиса-понта.

б) В зонах поднятий им соответствует формация **вулканогенно-обломочных пород** — наземная вулканогенная формация по В. Е. Хаину. В некоторых местах, главным образом в древних эоценовых синклиориях (Севано-Ширакский) и в грабенообразных трогах (Мегринский район южного Зангезура) выделяется также свита угленосно-сланцевых отложений — **лигнитовая** формация, залегающая под вулканогенно-обломочной формацией. Интрузивные формации развиты очень слабо. В Приереванском районе последние выражены силловой залежью базальта в соленосной толще, а в других районах — дайками преимущественно основного состава.

По типу развития рассматриваемая стадия соответствует **остаточным геосинклиналям**, характеризующимся, по А. В. Пейве и В. М. Сеницыну, признаками угасания геосинклинального режима.

Антропоген (верхний плиоцен-плейстоцен). Верхнеплиоценовые образования фациально, тектонически и пространственно настолько близки к плейстоценовым образованиям, что очень часто граница между ними проводится совершенно условно. Отложения указанных эпох составляют единый формационный комплекс, поэтому история их тектонического развития рассматривается как история единого подэтапа развития. В верхнем плиоцене и плейстоцене Антикавказ испытывает новые эпейрогенические движения. В плиоцене и (особенно в первой половине его) происходит общее опускание, соответствующее обширной акчагыльской трансгрессии, приведшей к планации рельефа Малого Кавказа. В

результате этого в тектонических впадинах и крупных речных долинах формируются многочисленные обширные озерные водоемы, отметки которых, по всем данным, лишь незначительно превышали уровень акчагыльского моря.

В конце плиоцена, точнее, начиная с верхнего апшерона, эти нисходящие движения снова сменяются поднятием, обусловившим регрессию апшеронского моря и создание горного рельефа на Малом Кавказе. Однако на фоне этих общих эпейрогенических нисходящих движений и последующего сводообразного воздымания области происходят движения дифференциального характера. Последние приводят к расчленению страны на приподнятые жесткие консолидированные участки (Гегамский, Арзаканский, Арагацский, Варденисский и др. массивы), а также синклиналильные и грабен-синклиналильные прогибы (Арагатская, Ширакская, Севанская и др. котловины). Указанные дифференциальные движения, естественно, сопровождалось оживлением древних, глубинных разломов и образованием новых крупных тектонических разрывов, которые приурочивались преимущественно к швам указанных растущих геодантиклиналильных поднятий и синклиналильных чаш, а местами и к сводовым частям первых. К этим линиям глубоких тектонических расколов и были приурочены центры и трещины мощных излияний базальтовых лав (платобазальты) верхнеплиоценового и постплиоценового времени. Показательно, что эти молодые разломы, в отличие от более древних, глубинных разломов, по простиранию не совпадают с планом складчатости, а вытянуты в направлении, поперечном к складчатости.

Можно наметить следующие линии разломов:

- 1) Ряд радиальных расколов на массиве горы Арагац.
- 2) По западному склону Гегамского хребта в субмеридиональном направлении.
- 3) По верхнему и среднему течению р. Раздан.
- 4) Ряд параллельных, ступенчатых разломов по юго-западному и северо-западному побережью оз. Севан.
- 5) По Кечутскому и Абул-Самсарскому хребтам.
- 6) Бассейн реки Воротан — район Джермука (Воротанский разлом).
- 7) По Ишхансарскому хребту.

8) По реке Маман, ограничивающей Арзаканский массив с севера.

9) Ряд разломов с северо-западным простиранием отмечается в Южном Загезуре, в районе Мегринского плутона.

10) Крупнейший разлом северо-западного простирания отмечается также в районе Араратской котловины, по линии Веди — Агамзалу — Тазагюх — Паракар — Арагац (Амберг — Манташ). Разлом этот, вероятно, является древним, по крайней мере доверхнемеловым, о чем свидетельствуют данные буровых скважин (резкое сокращение мощностей третичных и верхнемеловых отложений и выклинивание отдельных их горизонтов к разлому). Однако, несомненно, что он продолжает «жить» и в антропогене, доказательством чего может служить строгая приуроченность к этому разлому полей травертинов и месторождений арагонитов, генетически тесно связанных с деятельностью минеральных источников. Можно допустить также, что группа постплиоценовых вулканических аппаратов южного подножья массива г. Арагац генетически тесно связана с описываемым разломом и расположена на северо-западном продолжении последнего.

В результате такого раскалывания страны (юго-западного блока Антикавказа) структура ее приобретает складчато-глыбовый характер, о чем справедливо писал еще Ф. Освальд (106). Развитие формаций горных пород в антропогене строго соответствует структурным комплексам этого времени. Выделяются два типа глубинных структур: а) наложенные мульды — Араратская, Нахичеванская, Ширакская котловины, впадина оз. Севан, Воротанский, Памбакский и Акеринский прогибы и б) горст-антиклинальные поднятия, которые разделяют вышеуказанные прогибы.

В структурах первого типа, в верхнем плиоцене — постплиоцене устанавливается озерный режим и происходит накопление различных пресноводных отложений — диатомиты, диатомовые глины, туфодиатомиты (смесь вулканического стекла и диатомитов), пески, песчаники, зачастую переслаивающиеся с продуктами рыхлых вулканических выбросов (диатомовые свиты Сисиана, бассейна оз. Севан, Араратской и Ширакской котловин и др.).

Эти озерные водоемы через узкие проливы сообщались друг с другом, о чем свидетельствует большое фациальное сходство отложений указанных мульд и, в особенности, однотипность фауны и флоры.

Указанные проливы, соединяющие озерные бассейны (синклинальные чаши) и представляющие в структурном отношении синклинальные прогибы на крупных антиклинальных структурах, ныне в рельефе Армянского нагорья выражены в виде перевальных долин. Любопытно отметить, что все эти перевальные долины — Карахачская, Севанская, Джанджурская, Айоцзорская, Зодская, Воротанская и др. — расположены примерно на одинаковых гипсометрических отметках (2200—2400 м), что может свидетельствовать об общности их происхождения и одинаковом темпе эпейрогенических поднятий крупных антиклинальных массивов, происходивших в антропогене.

Этот комплекс отложений, очень характерный для антропогена Антикавказа, можно назвать **диатомовой** формацией, которая генетически тесно связана с определенными физико-географическими и тектоническими условиями, создавшимися в указанное время. Главными из этих условий являются:

а) мелководный характер бассейна, способствующий пышному развитию диатомовых водорослей;

б) вулканическая деятельность, продукты которой служат источником кремнезема, необходимого для обильного развития организмов с кремнистым скелетом — диатомей. Разложение и выщелачивание продуктов вулканических извержений, в особенности кислых эффузивов, и последующее извлечение и осаждение кремнезема диатомеями привели к образованию диатомитов и других диатомовых осадков.

Тесная генетическая связь отложений диатомитов с процессом эффузивного вулканизма наблюдается не только в Закавказье, но и в многочисленных месторождениях диатомитов других стран (Калифорнии, Японии, Австралии, Франции, Новой Зеландии и др.). Показательно в этом отношении, что эти месторождения диатомитов приурочены, главным образом, к Альпийской геосинклинальной области и по возрасту

относятся к третичному и четвертичному периодам — эпохам интенсивной вулканической деятельности;

в) большое значение в образовании диатомовой формации имел, очевидно, и климатический фактор, о чем может свидетельствовать зональное распространение диатомовых отложений кайнозойского возраста на поверхности земного шара.

Сопряженной с диатомовой формацией в пространстве и по генезису является **наземно-вулканогенная** формация (по В. Е. Хаину), породы которой распространены в областях поднятий, вокруг центров извержений и излияний.

Вулканическая деятельность верхнего плиоцена-пост-плиоцена проявилась в виде ареально-трещинных излияний (Мокрые горы, Гегамский и Ишхансарский хребты и др.), а также в виде крупных стратовулканов — Арагац, Араилер и др.

Основными породами этой формации являются долеритовые базальты, андезито-базальты, андезиты, слагающие обширные лавовые плато — Канакерское, Егвартское, Ахалкалакское, Лорийское, Ераблурское, массив горы Арагац, Гегамский и Варденисский хребты и др., — стратиграфически выше следуют кислые эффузии — липариты, дациты, трахиты и вулканогенно-обломочные породы — агломератовые и витрокластические туфы, туфобрекчии, туфоконгломераты и др. (горисская толща, акеринская свита и др.).

Таким образом, здесь мы имеем дело с **финальным** вулканизмом кайнозойской истории Малого Кавказа, который, обычно, не сопровождается оруденением.

Указанные две формации — диатомовая и наземно-вулканогенная — составляют в пространстве естественный ряд и почти во всех районах их распространения фациальными взаимопереходами связаны друг с другом. Возраст этих формаций определяется как верхний плиоцен (акчагыл-апшерон) на основании палеоботанических и регионально-геологических данных. Последние заключаются в следующем:

1) В Приереванском районе и в бассейнах рр. Воротан и Ахурян породы указанных формаций налегают на размытую поверхность сармата и вулканогенной свиты нижнего и сред-

него плиоцена. Этим определяется их нижний возрастной предел.

2) В Приереванском районе в диатомовых отложениях, залегающих на долеритовых базальтах, найдены остатки ископаемых млекопитающих верхнеплиоценового возраста (42, 46).

3) В Араратской котловине и в Ширакской мульде долеритовые базальты подстилают озерные отложения с фауной ископаемых млекопитающих миндель — миндель-рисского возраста.

4) В диатомовых отложениях встречается ископаемая фауна дрейссенид верхнеплиоценового возраста (Ширакская котловина, Севанская впадина), а также ископаемая флора (бассейн р. Воротан) того же возраста.

5) На юго-западном склоне горы Арагац, у горы Артени найдены многочисленные орудия шель-ашельского возраста, изготовленные первобытным человеком из пород кислой фации (липарит-обсидиановых пород) описываемой вулканогенной толщи.

6) В районе Цалкинского лавового плато базальтовые и андезитобазальтовые потоки переслаиваются с озерно-речными отложениями, в которых найдены остатки позвоночной фауны верхнеплиоценового возраста (45, 46).

Другим формационным типом пород являются покровные галечники молассового типа, которые в виде пролювиального шлейфа окаймляют горные хребты, сложенные вышеописанными вулканогенно-обломочными образованиями мио-плиоцена. К этому типу пород относятся покровные галечники Советашенского плато (Приереванский район), Айнадзорской наклонной равнины (Даралагез) и бассейнов рек Воротан, Акера, Памбак и предгорий Араратской котловины.

Нами уже было высказано предположение о флювиогляциальном происхождении части этих галечников, что не противоречит палеогеографическим условиям этого времени. Окончательное выяснение этого вопроса имеет важное значение в отношении уточнения хронологии ледниковых эпох на Малом Кавказе, а также установления границы между плиоценом и постплиоценом.

По возрасту они соответствуют, вероятно, верхнему апшерону — эпохе поднятия — и являются продуктом размыва вулканогенных образований миоплиоцена, слагающих области интенсивно растущих геобантиклинальных зон.

Образования собственно четвертичного возраста на Антикавказе фациально и территориально тесно связаны с вышеописанными верхнеплиоценовыми формациями и слагают верхи разреза последних.

Интрузивный магматизм выражен очень слабо. К этому времени относятся различные дайки андезитового и андезитобазальтового состава и экструзивные купола кислых пород (дациты, трахиты, обсидианы, липариты и их переходные разновидности). К числу последних относятся массивы Артени, Атис, Спитак-сар, Илан-даг (Нахичеванская АССР), Ишхан-сар и др. Возраст их достаточно точно определяется как верхний плиоцен на том основании, что они прорывают вулканогенно-обломочную толщу миоплиоцена, а породы их служили материалом для изготовления орудий первобытным человеком (шель-ашель)*.

Переходя к общей характеристике структурного развития верхнего плиоцена-антропогена, следует отметить, что эта стадия развития существенно отличается от всех предыдущих стадий и по своим качественным признакам не подходит к тем типам геосинклинального развития, которые выделяются разными исследователями.

Отличительными свойствами рассматриваемой стадии развития Антикавказа являются континентальный режим, резко дифференциальный характер тектонических движений и обусловленная ими сейсмичность, интенсивный эффузивный вулканизм и сильно расчлененный тип рельефа. Таким образом, как бы завершается геосинклинальный режим развития, что позволяет эту стадию также охарактеризовать как стадию **остаточного** геосинклинального развития. Рассматриваемый этап в некоторой мере характеризует также эпизвгеосинклиналь Кея.

* С. Сардарян, Палеолит в Армении. Изд. АН Армянской ССР, 1954.

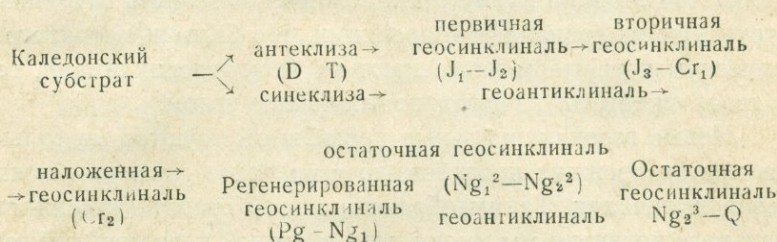
ЭТАПЫ И ТИПЫ СТРУКТУРНОГО РАЗВИТИЯ АРМЕНИИ И СООТВЕТСТВУЮЩИХ ФОРМАЦИЙ ГОРНЫХ ПОРОД

Типы и стадии структурного развития	Тектонические этапы (циклы)	Подэтапы (подциклы)	Эпохи прогибания и трансгрессии Поднятия и регрессии Главные фазы складчатости	Осадочные и эффузивные формации	Интрузивные формации	Складчатость	Метаморфизм	Характерные типы месторождений	
Остаточный геосинклинальный	Альпийский (юра-антропоген)	Антропоген (верх. плиоцен-постплиоцен)	Q Ng ₂ ³	Молассовая Наземно-вулканогенная	Диазомитовая	Дайки и экструзивные купола кислых пород	Слабая	Отсутствует	Месторождение реальгара (Нах. АССР)
Остаточный геосинклинальный		Средний миоцен-ср. плиоцен	Ng ₂ ² Ng ₂ ¹ Ng ₁ ²⁻³	Молассовая, лигнитовая, лагунная гилсо-соленосная	Вулканогенно-обломочная	Силли и дайки основных пород	Слабая, крупные пологие структуры, брахиструктуры, рубцовые или флектурные складки	Отсутствует	Сурмяно-мышьяковая и свинцово-цинковая формации Нах. АССР, каменная соль, уголь, сланцы
Регенерированный геосинклинальный		Палеоген нижний - миоцен	Pg ₃ ³ -Ng ₁ ¹	Красноцветная молассовая	Туфо-лигнитовая	Гранитоиды	Изоклиная складчатость (Ширакско-Ордубадская зона), асимметричные брахиструктуры (Еревано-Вединский бассейн)	Очень слабый, местами контактовый метаморфизм	Горючие сланцы, бурый уголь, проявление мышьяково-сурмяно-ртутной группы месторождений, золото, медно-молибденовые, (Памбак-Зангазурский рудный пояс), медно-колчеданные (Танзут, Чибуклы), железо и др.
			Pg ₃ ¹⁻²	Верхняя терригенная	Вулканогенно-обломочная	Щелочные интрузии, гранитоиды, гипербазиты, пластовые залежи габбро			
			Pg ₂ ³	Вулканогенная	Карбонатно-терригенная				
			Pg ₂ ¹⁻²	Туфогенно-осадочная, местами порфирировая	Терригенно-глауконитовая, известняковая				
Наложенный геосинклинальный		Альб-верхний меловой	Cr ₂ ^{dn}	Верхняя терригенная	Габбровые интрузии, отчасти гипербазиты	Средней интенсивности, крупные брахиструктуры, осложненные мелкой складчатостью, местами изоклиная складчатость (Севано-Ширакско-Ордубадская зона)	Слабый, более сильно развит в зонах глубинных разломов	Хромиты, проявление платины и асбеста (Севано-Амассийский пояс), колчеданное медное оруденение (Болнисский район).	
			Cr ₂ ^{cmr-mf}	Известняковая					
			Cr ₂ ^{fur-snf}	Терригенно-вулканогенная					Гипербазиты?
			Cr ₂ ^{fur}	Терригенно-глауконитовая					
	Cr ₂ ^{alb-sm}		Терригенно-карбонатная	Гранитоиды					
Вторично-геосинклинальный	Юра-неоком	Cr ₁ ^{neoc.}	Терригенно-карбонатная	Вулканогенно-обломочная	Крупные брахиструктуры, осложненные мелкой складчатостью	Слабо выраженный	Небольшие концентрации меди и полиметаллов, скарновые месторождения железа: (Кохбский, Дашкевасанский, Шийкертск рудн. р-ны)		
		J ₃ ^{luz-f.}	Известняковая						
		J ₃ ^{cl-ox.}	Терригенно-вулканогенная						
Первично-геосинклинальный (зелено-каменный)		J ₁ -J ₂	Кератофиро-порфирировая нижняя терригенная (граувакковая)	Кварц-порфиры и альбитофиры субвулканического типа	Медно- и серноколчеданные, полиметаллические существенно баритовые: (Алавердский, Кафанский, Кедабекский, Чиракидзорский рудные районы)				
Субплатформенный	Герцинский (девон-триас)	Верхне-герцинский	T ₃	Углистая	Дайковые породы преим. основные	Средней интенсивности, с преобладанием крупных брахиструктур, осложненных мелкой, изоклиная складчатостью	Дислокационный метаморфизм средней интенсивности	Бурые угли Известняки Фосфориты, кварциты Мраморы	
			P ₁ -T ₂	Известняковая					
		Нижне-герцинский	C ₂ -C ₃	Кора выветривания (лойлон)					
			D ₃ -C ₁	Терригенно-фосфоритовая					
			D ₂	Известняковая					
D ₁	Нижняя терригенная								
Пангеосинклинальный (ультрагеосинклинальный)	Каледонский-докембри-ский		Формации различных метаморфических пород	Лейкократовые граниты, грано-диориты, габбро, гранитоиды	Сильно сжатые, плейчатые, мелкие складки геосинклинального типа	Однородно сильно выраженный региональный метаморфизм			

Суммирование всего вышеизложенного представлено в прилагаемой схеме-таблице, при этом характерные типы месторождений, в особенности рудных, заимствованы из работ И. Г. Магакьяна.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенные выше данные позволяют следующим образом представить схему структурного развития Армении:



Краткая характеристика отдельных типов геосинклинального развития сводится к следующему:

1. Первичные геосинклинали характеризуются большой глубиной заложения, чрезвычайно интенсивным подводным вулканизмом (кератофиро-порфирировая формация), отсутствием или слабым развитием крупных гранитоидных массивов типа батолитов. Из интрузивных комплексов характерны альбитофиры и кварц-порфиры гипабиссального типа. Этот тип геосинклинали образуется на месте антеклизы предыдущего цикла. Процесс превращения платформы в первичную геосинклиналь происходит быстро, путем обрушения определенных платформенных участков по глубинным разломам, ограничивающим геосинклинальные трог. В связи с этим первичные геосинклинали, по морфологическому типу, обычно характеризуются в большей или меньшей степени прямолинейностью и однородностью.

2. Вторичные геосинклинали представляют следующую стадию развития первичных геосинклиналей и территориально совпадают с последними. Они характеризуются мощным развитием крупных гранитоидных интрузий, сравнительно слабым эффузивным вулканизмом и развитием терригенных и карбонатных формаций. Геосинклинальный трог этого ти-

па отличается большой расчлененностью на внутренние прогибы и поднятия, при этом к концу стадии процесс поднятия преобладает над опусканием.

3. Наложённые геосинклинали образуются в результате дальнейшего структурного расчленения страны, как вторичной геосинклинали, так и геоантиклинали. Важнейшая особенность геосинклиналей наложенного типа заключается в большей расчлененности области на геосинклинальные прогибы и геоантиклинальные поднятия, чем в предыдущих стадиях. При этом по плану расположения эти новые глубинные структуры не совпадают с древними, а с большим стратиграфическим перерывом пересекают их (как геосинклинали, так и геоантиклинали), иногда под большим углом.

Новые геосинклинальные прогибы образуются не только на местах прежних прогибов, но и на ранее существовавших геоантиклиналях. Таким образом, в этой стадии геосинклинального развития мы имеем дело с резкой перестройкой геотектонического плана страны.

Наложённый тип геосинклинального развития характеризуется также определенными группами формаций — офиолитовой, известняковой, терригенно-вулканогенной, мощность которых меньше по сравнению с мощностями формаций первичных геосинклиналей.

4. В стадии унаследованного геосинклинального развития, основные структурные элементы — геосинклинальные прогибы и геоантиклинальные поднятия по своим контурам в общем совпадают с таковыми предыдущего этапа.

В структурном плане в этом случае принципиальных изменений не происходит; наоборот, главнейшие структуры унаследуют формы и контуры структур предыдущего этапа.

Комплекс отложений унаследованного типа развития четко отграничивается от более древних пород резкими фациальными различиями, регионально выраженным стратиграфическим перерывом и поверхностью трансгрессии. Таким образом, после общего поднятия, перерыва и регрессии, имевших место в конце наложенной стадии развития, геосинклинальный режим вновь восстанавливается в стадии унаследованного развития в контурах прогибов и поднятий предыдущего цикла.

В стадии регенерированного (или возрожденного) геосинклинального развития восстанавливается режим, очень напоминающий по своим признакам первичную геосинклинальную стадию развития.

5. Остаточный тип геосинклинального развития отличается уменьшенными контурами геосинклинальных прогибов и, вместе с тем, ростом площадей геоантиклинальных поднятий. В этой стадии происходит окончательное замыкание первичных геосинклинальных прогибов, часть которых превращается в межгорные или предгорные впадины. Для этого типа развития очень характерны гипсоносно-соленосные и моласовые формации, с участием пирокластолитов и отдельных лавовых потоков, а также слабый интрузивный вулканизм и складчатость типа брахиструктур.

Приведенная выше схема стадийного развития подвижных зон является лишь сводной и не соответствует последовательности развития отдельных, конкретно взятых геосинклинальных прогибов. Не все перечисленные стадии развития являются обязательными в истории геосинклинальных участков. Каждая геосинклинальная зона имеет свои особенности, не повторяющиеся в других, аналогичных прогибах — в этом и заключается сложность общей классификации подвижных зон. Так, Сомхето-Кафанская зона Малого Кавказа в альпийском этапе прошла две стадии развития; в юре и неокоме она представляла типичную первичную геосинклиналь, а начиная с альба, перешла в стадию вторичного геосинклинального развития.

Другие стадии геосинклинального развития — наложения, возрождения, остаточная и др., — здесь почти не выражены.

В другой — Армянской зоне, достаточно отчетливо выделяются наложенный, возрожденный и остаточный типы развития.

Развитие того или иного типа геосинклинального развития совпадает с крупными этапами прогибания и наложения глубинных структур.

В истории альпийского геотектонического развития Малого Кавказа отчетливо выделяются следующие этапы прогибания и наложения глубинных структур:

а) нижняя-средняя юра, б) турон-сенон, в) средний эоцен, г) средний-верхний миоцен, д) верхний плиоцен.

Этапами крупных структурных поднятий и регрессий, приводившими к завершению отдельных типов и стадий геосинклинального развития, являются нижний мел, дат-палеоцен, верхний олигоцен-нижний миоцен и нижний-средний плиоцен.

Основными фазами складчатости, обусловившими формирование главнейших пликативных структур и интрузивных комплексов, являются:

I. Для Сомхето-Карабахской зоны: а) среднеюрская и предверхнеюрская (подготовительная фаза); б) неокомская (главная фаза); в) предпалеогеновая (завершающая).

II. Для Севано-Ширакской зоны: а) предверхнеэоценовая (предварительная); б) преолигоценовая (главная) и в) предсреднемиоценовая (завершающая).

III. Для Приараксинской зоны: а) преолигоценовая и предсреднемиоценовая (предварительные), б) предмэотическая (главная) и в) послепонтическая (завершающая).

НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ И ПРАКТИЧЕСКИЕ ВЫВОДЫ

1. Изложенный в данной работе материал приводит нас к выводу, что в формировании современных глубинных структур Армении и прилежащих частей Малого Кавказа первенствующую роль играли крупные разрывные нарушения — разломы глубокого заложения. Ими контролируется план расположения глубинных структур — геосинклинальных прогибов и геоантиклинальных поднятий, пространственное размещение интрузивного и эффузивного вулканизма и эндогенная минерализация. Эпицентры землетрясений и выходы многочисленных минеральных источников также приурочены к линиям разломов.

Проявившуюся в отдельных районах Малого Кавказа так называемую «антикавказскую» складчатость следует поставить в прямую связь с разрывными нарушениями субстрата.

В связи с этим, мы считаем, что для истории геосинклинального развития Малого Кавказа наиболее применима точка зрения Н. С. Шатского, А. В. Пейве и других наших ведущих тектонистов, которые, следуя идеям А. П. Карпинского и А. Д. Архангельского, в основу движений земной коры ставят представления о глыбовом строении последней. Вся многоэтапная история геосинклинального развития Малого Кавказа служит наглядным примером того, какое ведущее значение имеют глыбовые движения при заложении глубинных тектонических структур и их развитии.

2. Одной из важнейших и вместе с тем своеобразных особенностей тектоники Малого Кавказа является кулисообраз-

ная форма расположения главнейших структурных единиц — антиклинориев и синклинориев, что было отмечено также и предыдущими исследователями. Наиболее отчетливо она наблюдается в Сомхето-Карабахской зоне и сравнительно слабо, но все же заметно — в Севано-Ширакском и Даралагезско-Ордубадском синклинориях. Даже молодые, неогеновые брахисинклинорные мульды Среднеараксинской депрессии расположены кулисообразно относительно друг друга.

3. Другой, не менее интересной особенностью структурного плана развития Малого Кавказа является взаимное, но кулисообразное проникновение структур одной зоны в другую.

Так, внимательно просматривая тектоническую карту, можно убедиться в том, что отдельные крупные синклинальные структуры Севано-Ширакского синклинория вдаются, как бы проникают в синклинальные структуры Сомхето-Кавказского тектонического комплекса.

Например, Дашкесанский синклинорий, разделяющий Шамхорский и Мровдагский антиклинорные структуры Сомхето-Карабахской зоны, расположен на восточном продолжении Дилижан-Красносельской синклинали Севано-Ширакской зоны, а Мардакертский верхнемеловой пролив первой из указанных зон соответствует Памбакской синклинали второй зоны.

Антиклинальные перемычки, разделяющие крупные синклинорные прогибы Севано-Ширакской зоны, расположены на продолжении крупных антиклинорных структур Сомхето-Карабахской зоны, и являются как бы отражением последних в первой из указанных зон. Это свидетельствует о том, что несмотря на самостоятельность тектонических движений отдельных геотектонических блоков, по-видимому, имеется и другой тип движений, который является общим для разных структурных зон и проявляется в них однозначно, хотя с разной амплитудой. При этом выявляется ведущая роль опускающих над поднятиями, которая и приводит к возникновению глубинных структур — геосинклинальных прогибов и геосинклинальных поднятий.

Аналогичная картина взаимного проникновения структур соседних геотектонических зон наблюдается и в Акеринском синклинории. По данным Э. Ш. Шихалибейли (143), все

крупные антиклинальные структуры Сомхето-Карабахского мегантиклинория на северо-западе продолжают в пределы Акеринского синклинория и участвуют в строении последнего. Однако эти положительные пликативные структуры Сомхето-Кафанской зоны здесь выражены не очень отчетливо, так как они в северо-западном направлении испытывают общее погружение.

Можно думать, что в альбское и верхнемеловое время, когда были заложены основные прогибы Севано-Ширакской зоны, опусканием были охвачены также и синклинальные перегибы Сомхето-Кафанской зоны. Крупные антиклинорные структуры этой зоны оставались областями относительного поднятия и под влиянием последних как будто сформировались антиклинальные перемычки Севано-Ширакской зоны.

4. Не менее характерным для Малого Кавказа и вообще для всего Кавказа является наличие в его строении зон поперечных поднятий и поперечных прогибов. Большая роль этих поперечных зон в строении Кавказа отмечена в работах В. Е. Хаина (131), Л. А. Варданянца (36), М. А. Кашкая и Г. П. Тамразяна (71), Л. Н. Леонтьева (82), Е. Е. Милановского (91), А. А. Габриеляна (48, 50) и др. Можно наметить три крупные, регионально выраженные зоны поперечных поднятий:

а) Самая большая из них протягивается с юга на север по линии гора Арарат — Паракар — Енгиджинское подземное горстовое поднятие Араратской котловины — гора Арагац — Мокрые горы — Храмский массив — Дзирульский массив — докембрийско-палеозойское ядро Главного Кавказского хребта. Далее к северу, по Н. С. Шатскому (140), указанная зона поднятий через Ставропольскую антеклизу переходит в систему поднятий на Русской платформе, ограничивающих Прикаспийскую синеклизу с запада.

б) Вторая зона поднятий намечается по линии Волчьих ворот (выступы герцинского субстрата в Среднеараксинской котловине) — Кадырлинское и Советашенское антиклинальные поднятия — с. Джерманис — палеозойский выступ бассейна р. Айриджа — Шамхорский выступ. По Л. А. Варданянцу, Шамхорский выступ к северу, вероятно, динамически связывается с Дагестанским выступом и обусловлен, по про-

исхождению, вдавливанием на северо-восток северной оконечности Аравийской платформы (36).

в) Наконец, третья зона поднятий вырисовывается по линии Южный Зангезур — Лачин — Агдам.

Все эти зоны поперечных поднятий характеризуются уменьшенными мощностями отложений с выклиниванием отдельных ярусов и горизонтов и преобладанием более мелководных, преимущественно осадочных песчано-глинистых и карбонатных фаций.

Зоны крупных поперечных синклинальных перегибов прослеживаются по линии: а) Ереванский бассейн — Верхнеразданский пролив — Иджеванский прогиб — Куринская депрессия, б) Нахичеванская мульда — Даралагезский синклинорий — Кельбаджарский синклинорий — Шаумяновск — Кировабад.

Последние, в противоположность зонам поднятий, характеризуются сравнительной полнотой стратиграфического разреза, большими мощностями, широким развитием вулканогенных, молассовых и соленосных формаций.

Любопытно отметить, что мощный эффузивный вулканизм плиоценового и антропогенового времени территориально приурочен к областям вышеуказанных зон поперечных поднятий (Мокрые горы, Арагац, Арарат, Гегамский хребет, Северный Зангезур и т. д.). Этот факт свидетельствует о том, что поднятие этих поперечных зон, начавшееся местами с палеозоя, интенсивно продолжалось и в кайнозое, что сопровождалось их раскалыванием, образованием глубоких тектонических трещин, служивших путями проникновения магмы на дневную поверхность.

* * *

Краткое описание основных структурных элементов Армении и смежных районов Малого Кавказа, а также освещение в самых общих чертах истории ее структурно-геологической эволюции позволяют сделать некоторые выводы, которые могут иметь значение для правильного направления дальнейших поисковых работ и составления прогнозных металлогенических карт.

1. Как известно, развитие тектонических структур, интрузивный и эффузивный вулканизм, образование формаций горных пород и процессы эндогенной и экзогенной минерализации тесно взаимосвязаны и представляют различные стороны единого процесса развития земной коры.

Можно считать установленным, что различные типы минеральных месторождений локализованы в определенных формациях осадочных и магматических горных пород, которые образуются в определенной последовательности в процессе исторического развития подвижных поясов земной коры.

Связь оруденения с определенными типами формаций горных пород отчетливо проявляется на примере колчеданных месторождений Малого Кавказа, приуроченных, в основном, к Сомхето-Кафанскому геотектоническому блоку.

Последний представляет наиболее раннюю структурно-металлогеническую зону Малого Кавказа, где колчеданные месторождения — Алавердское, Шамлугское, Кедабекское, Чирагидзорское, Кафанское и др. связаны с субвулканами, пластовыми дайками и малыми интрузиями альбитофиров и кварцевых порфиров, входящих в состав кератофиро-порфировой формации нижней и средней юры. В структурном отношении эти месторождения приурочены к длительно развивавшимся антиклинальным поднятиям — Алавердскому, Шамхорскому, Кафанскому и др.

Алавердский и Кафанский рудные районы, хотя территориально разобщены, однако на основании приведенного в предыдущих главах фактического материала можно не сомневаться в том, что они все же составляют единую структурную, фаціальную и металлогеническую зону.

В этой работе мы вовсе не собираемся вступать в полемику относительно происхождения колчеданных месторождений, ибо эти вопросы выходят за рамки настоящей работы. Независимо от того, как будет решен вопрос о генезисе колчеданных месторождений, несомненной является повсеместная приуроченность их к кератофиро-порфировой формации. Генетическая связь колчеданного оруденения с кератофиро-порфировой формацией на Малом Кавказе является бесспорной. Выразительным доказательством этого является

тот факт, что в общем геологическом разрезе Малого Кавказа, с появлением альбитофиров, кварцевых порфиров и ассоциирующихся с ними пород, появляются и колчеданы.

Из вышеприведенных данных явствует, что по типу структурного развития история ниже-среднеюрского времени Малого Кавказа наиболее напоминает, из последующих этапов развития, историю палеогенового этапа и особенно эоценовый подэтап. В Севано-Ширакском синклинии в разрезах эоцена мощным развитием пользуются вулканогенные формации, чрезвычайно сходные с кератофиро-порфиритовой формацией нижней и средней юры и поэтому не случайно, что при съемочных работах, когда вулканогенные образования указанных двух различных возрастов контактируют, геологи часто затрудняются провести границу между ними. В связи с этим становится понятным и появление колчеданного оруденения в эоценовой вулканогенной толще, в особенности там, где развиты кварцевые порфиры, альбитофиры и другие ассоциирующие с ними породы кератофиро-порфиритовой формации. Мы имеем в виду месторождения Чибухлинское и Тандзутское, локализованные в эоценовой вулканогенной свите. Явно ошибаются те исследователи, которые склонны вулканогенные образования указанных колчеданных месторождений относить к юрскому возрасту. Имеется ряд фактов, бесспорно доказывающих эоценовый возраст вмещающих пород Тандзутского и Чибухлинского колчеданных месторождений.

Детальные исследования, проведенные за последние годы П. Л. Епремяном, Г. М. Акопяном, О. А. Саркисяном и автором настоящей работы, показывают, что вулканогенные образования, заключающие названные месторождения, относятся по возрасту к верхней части среднего эоцена. Однако на Малом Кавказе имеются месторождения медно- и серно-колчеданного типа также верхнемелового возраста, например, Маднеульское месторождение в Грузии.

Общим для всех этих разновозрастных месторождений медного и серного колчедана является: а) все они генетически тесно связаны с кератофиро-порфиритовой формацией и б) все они являются доскладчатыми; образование кератофиро-порфиритовой формации как в юре, так и в верхнем мелу и па-

леогене приурочено к этапу интенсивного прогибания геосинклинальных зон.

Из вышеизложенного вытекает, что возраст медно- и серноколчеданной минерализации можно определить возрастом вмещающей кератофиро-порфиритовой формации. В таком случае нельзя сомневаться, в среднеюрском возрасте колчеданных месторождений Кафана, Алаверди и Шамлуга.

По данным азербайджанских геологов (1) колчеданные месторождения Сомхето-Карабахской зоны (Чирагидзорское, Кедабекское и др.) локализованы в толще кварцевых плагипорфиров верхнего байоса и по возрасту одновозрастны с ними. Появление колчеданных месторождений в верхнем мелу и в эоцене является вполне понятным, если учесть геотектонические условия развития Малого Кавказа в указанные эпохи. В предыдущих разделах данной работы отмечалось, что верхний мел и эоцен являются эпохами резкой перестройки плана геотектонического развития, заложения новых геосинклинальных прогибов и значительного развития кератофиро-порфиритовой формации. Поэтому в эти стадии геосинклинального развития Малого Кавказа, конечно, мог образоваться колчеданный комплекс оруденения, который здесь, как и во всех других геосинклинальных зонах различного возраста, характерен для начальной или ранней стадии развития.

Мы намеренно остановились на колчеданных месторождениях, так как они служат наглядным примером того, как в различных геологических этапах, но в сходных геотектонических условиях проявляется однотипная эндогенная минерализация.

Строгая приуроченность колчеданного типа оруденения к определенной кератофиро-порфиритовой формации, как известно, имеет место и во многих других районах СССР, например в Салаире, в Казахстане, на восточном склоне Урала (зеленокаменный синклиорий) и др.

Отсюда вытекает, что на Малом Кавказе наиболее перспективными в отношении нахождения колчеданного типа месторождений могут считаться те этапы, которые характеризовались первичным геосинклинальным режимом или сходным с последним режимом, благоприятствующим образованию кератофиро-порфиритовой формации. Такими эпохами

являются юрско-неокомская, эоценовая и частично верхнемеловая.

2. Из приведенной схемы-таблицы отчетливо видна приуроченность ряда крупных месторождений — медно-молибденовых, полиметаллических и др. к определенным тектоническим этапам развития. Отсюда вытекает важное значение расчленения области по возрасту складчатости.

Если определенная группа месторождений — колчеданная, хромоникелевая, платиновая — образуется в раннюю стадию развития подвижных зон, т. е. является доскладчатой, то другие, не менее крупные группы их, являются складчатыми и постскладчатыми и формируются в конце цикла геосинклинального развития. К этой, второй, группе относятся на Малом Кавказе медно-молибденовые, полиметаллические, золоторудные, ртутные, сурьмяные и др. месторождения.

Для Малого Кавказа один из самых крупных этапов складчатости и инверсии геотектонического режима имел место на рубеже эоцена и олигоцена, а затем перед средним миоценом. С этими важнейшими этапами складчатости и поднятий связано внедрение крупнейших массивов гранитоидных интрузий, с которыми генетически связаны указанные выше группы месторождений Севано-Ширакского и Даралагезско-Ордубадского синклиналиев (Агаракское, Каджаранское, Да-стакертское, Анкаванское, Зодское месторождения, полиметаллические месторождения Даралагеза и др.).

Таким образом, расчленение изучаемой территории по возрасту складчатости и установление важнейших переломных этапов тектонического развития могут иметь важное значение для составления прогнозных металлогенических карт.

3. При нанесении на тектоническую карту месторождений полезных ископаемых бросается в глаза приуроченность большинства из них, как и вмещающих интрузивных комплексов, к зонам глубинных разломов. Так, медно-молибденовые месторождения Агарака, Айгедзора, Каджарана и Дз-стакерта, железорудные месторождения бассейна р. Воротан, расположены вдоль Зангезурского глубинного разлома. Контролирующую роль разломов в оруденении Южного Зангезура отмечали многие исследователи (С. С. Мкртчян, С. А. Мовсе-

сян и др.). Некоторые исследователи считают, что Дебаклинский и Хуступ-Гиратахский разломы являются пострудными, секут рудные тела и поэтому не могли играть контролируемую роль в процессе эндогенной минерализации. Нам представляется, что Зангезурский глубинный разлом, который разграничивает два различно построенных геотектонических сегмента Малого Кавказа и существует с верхнего палеозоя, несомненно, играл активную роль и служил путем для проникновения рудных растворов. О приуроченности к этому разлому Мегри-Ордубадского плутона говорилось в соответствующей главе. С другой стороны, нами было отмечено, что этот разлом неоднократно возрождался и продолжает «жить» в современную геологическую эпоху. Поэтому естественно, что рудные тела во многих местах могут оказаться смещенными по указанным разломам.

Точно так же Анкаванское месторождение и Памбакский интрузивный комплекс приурочены к одноименному разлому, расположенному по шву Севано-Ширакского синклиория и Арзаканского кристаллического массива. Колчеданные месторождения Чибухлы и Танзута также расположены вдоль крупных разломов. Приуроченность массивов офиолитовых пород Севано-Акеринской зоны и связанного с ними оруденения к глубинному разлому не вызывает сомнения.

Из приведенных данных явствует, какое огромное практическое значение имеет детальное исследование разломов глубокого заложения, их прослеживание и оконтуривание. С этой точки зрения первостепенный интерес представляют поисковые работы вдоль северо-западного продолжения Зангезурского разлома, а также прослеживание на восток и на запад Анкаванского разлома. В тех местах, где эти разломы скрыты под антропогенными лавовыми покровами, следует применять геофизические методы исследований. Изучение глубинных разломов одновременно представляет интерес и в отношении выявления минеральных источников и характеристики сейсмичности.

Анкавано-Зангезурская и Севанская (Дилижан—Кировакан—Степанаван) регионально выраженные и длительно развивающиеся зоны разломов, которые характеризуются выступами древнего консолидированного субстрата, глыбовой тек-

тонику и мощным проявлением интрузивного и эффузивного вулканизма, представляют первостепенный интерес для выявления гидротермальных месторождений редких и рассеянных элементов.

Большой практический интерес представляют также вулканические аппараты, неки и дайки, приуроченные к зонам глубинных разломов.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ КАРТА АРМЕНИИ И ПРИЛЕЖАЩИХ ЧАСТЕЙ МАЛОГО КAVKAZA

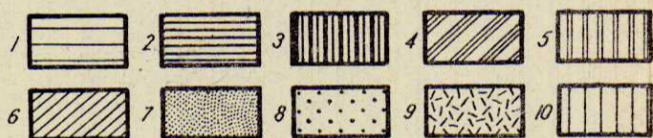
км. 10 0 10 20 30 40 км.

1959 г.

сост. А. А. ГАБРИЕЛЯН

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

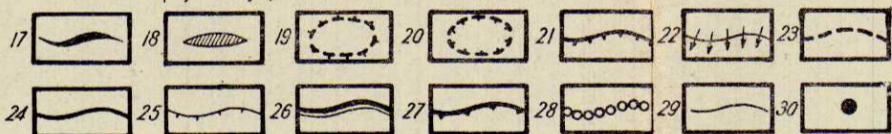
структурные ярусы



Интрузивные комплексы



Структурные обозначения



Объяснение знаков в легенде

Структурные ярусы. 1. Докембрийско-нижнепалеозойский (выступы каледонских фрагментов в ядрах альпийских антиклинальных структур). Выступы герцинского основания в ядрах альпийских антиклинальных структур; 2. Раннегерцинский (девон-нижний карбон). 3. Позднегерцинский (перм-триасовый). 4. Нижнеальпийский (нижне-среднеюрский). Среднеальпийский; 5. Верхнеюрско-меловой (предальпийский и предпалеогеновый подъярус). 6. Верхнемеловой—эоценовый (предолигоценный) подъярус. Верхнеальпийский; 7. Олигоценно-нижнемиоценовый подъярус. 8. Олигоценно-постплиоценовый (неразделенный). 9. Верхнемиоценово-нижнеплиоценовый подъярус. 10. Верхнеплиоценовый—четвертичный (антропогенный) подъярус.

Интрузии. 11. Палеозойские кислые и основные. 12. Юрские и предальпийские (неокомские) гранитоиды. 13. Верхнемеловые—эоценовые основные и ультраосновные (офиолитовый пояс Малого Кавказа). 14. Предверхнеэоценовые, предолигоценные и нижнемиоценовые кислые и щелочные. 15. Нижнеплиоценовые: лаколиты НахАССР, пластовые интрузии, дайки, силлы и др., 16. Верхнеплиоценовые кислые эктрузии.

Складки: 17. Линейно вытянутые с ундулирующими шарнирами антиклинали (прямые и косые). 18. Брахиантиклинали. 19. Сводовые поднятия. 20. Овалы оседания. **Разрывные нарушения:** 21. Наблюдаемые и предполагаемые зоны глубинных разломов (региональные тектонические швы). 22. Глубинные флексуры. 23. Молодые тектонические расколы. 24. Поверхностные тектонические разрывы (сбросы, взбросы, надвиги). 25. Главнейшие простирания и падения свит. **Контуры:** 26. Геотектонических комплексов и зон. 27. Главных тектонических впадин, антиклинорий и синклинорий. 28. Границы гравитационных зон. 29. Изопахиты. 30. Главнейшие центры четвертичных и плиоценовых вулканических извержений и излияний.

Объяснение цифр на карте

А. Область прекекеловейской—предальпийской, предэоценовой и предолигоценной складчатости. Антиклинории: 1 Храмский. 2. Локский. 3. Алавердский. 4. Шамхорский. 5. Гекгельский. 6. Мровдагский. 7. Карабахский. 8. Лачинский. Синклинории: 9. Болнисский. 10. Лалварский. 11. Илжеванский (Агстевский). 12. Дашкесанский. 13. Ахджакендский. 14. Тоурагачайский (Мардакерский). 15. Мартунинский. 16. Сарыбабинский. 17. Гочаский. 18. Кафанский антиклинорий.

Б. Область предверхнеэоценовой, предолигоценной и передередиоценовой складчатости. 19. Аджаро-Триалетский мегасинклинорий. Синклинорий I порядка: 20. Севано-Ширакский. 21. Кельбаджарский. 22. Акеринский. 23. Еревано-Вединский. 24. Даралагезский. 25. Ордубадский. Синклинорий II порядка: 26. Разланский. 27. Джерманисский. 28. Шагапский. 29. Советашенский. Антиклинории: 30. Апарано-Арзакаканский массив. 31. Аргичинский (Южно-Севанский). 32. Кадринский. 33. Ортунский. 34. Урцско-Даралагезский. 35. Джульфинский. 36. Южно-Зангезурский.

В. Область предверхнеэоценовой, предэоценовой и послеплиоценовой складчатости. Альпийские межгорные прогибы: 37. Куринский мегасинклинорий. 38. Нахичеванская мулда. 39. Садарак-кая мулда. 40. Ереванский соленосный бассейн. 41. Севанская впадина. 42. Нижнеахурянский (Кульпинский) прогиб. 43. Ширакская впадина. Поперечные поднятия герцинского субстрата: 44. Водчьи ворота. 45. Араратское. Поперечные поднятия каледонского субстрата: 46. Паракар—Енгиджинское погребенное горстовое поднятие.

Г. Область новейшей тектоники (структуры, образовавшиеся в результате плиоцен—четвертичных тектонических движений и выраженные в рельефе). Наложенные синклинальные впадины: 47. Памбакская. 48. Гамзачиманская. 49. Севанская. 50. Верхнеахурянская. 51. Лорийская. 52. Воротанская. Приподнятые вулканические щиты: 53. Джавахетский. 54. Арагацкий. 55. Гегамский. 56. Варденисский. 57. Ишхансарский.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абдулаев Р. Н., Азизбеков Ш. А., Кашкай М. А. и др. — Основные черты металлогении Азербайджана. «Советская геология», № 4, 1958.
2. Абиx Г. — Геология Армянского нагорья. Западная часть. Орографическое и геологическое описание. «Зап. Кавк. отд. геогр. об-ва», кн. XXI, 1899.
3. Абиx Г. — Геология Армянского нагорья. Восточная часть. Орографическое и геологическое описание. «Зап. Кавк. отд. геогр. об-ва», кн. XXIII, 1902.
4. Адамян А. И. — Некоторые замечания о возрасте интрузий южной Армении. «Изв. АН АрмССР», т. III, № 8, 1950.
5. Аджимамудов Э. Б. — О связи гравитационного поля с тектонической зональностью Малого Кавказа. «ДАН АрмССР», т. XXIV, № 4, 1957.
6. Азизбеков Ш. А. — О возрасте соленосной толщи Азербайджанской части Малого Кавказа. «ДАН АзССР», т. VII, № 6, 1951.
7. Азизбеков Ш. А., Корнев Г. П. — Тектоника Нахичеванской АССР по новым данным. «Тр. совещ. по тект. альп. геос. обл. юга СССР». Изд. АН АзССР, 1956.
8. Акопян В. Т. — О возрасте вулканогенной толщи вершины г. Тапасар. «ДАН АрмССР», т. XXIV, № 4, 1957.
9. Акопян В. Т. — К стратиграфии нижнемеловых отложений юго-восточной Армении. «Изв. АН АрмССР», серия геол. и геогр., № 1, 1958.
10. Аракелян Р. А. — История геологического развития юго-западной части Армении в палеозойскую эру. «Изв. АН АрмССР», серия ФМЕТ наук, т. IV, № 2, 1951.
11. Аракелян Р. А. — Палеозойские отложения Армении. «Тр. конф. по вопр. рег. геол. Закавказья». Изд. АН АзССР, 1952.
12. Аракелян Р. А. — Стратиграфия древнего метаморфического комплекса Армении. «Изв. АН АрмССР», серия геол. и геогр., № 5—6, 1957.
13. Асланян А. Т. — Стратиграфия юрских отложений Северной Армении. Изд. АН АрмССР, 1949.

14. Асланян А. Т. — К истории происхождения Араратской котловины. «ДАН АрмССР», т. XI, № 1, 1949.
15. Асланян А. Т. — О происхождении массива г. Арагац. «ДАН Арм. ССР», т. XII, № 4, 1950.
16. Асланян А. Т. — Новые данные по неогеновой тектонике Армении. «ДАН АрмССР», т. XII, № 2, 1950.
17. Асланян А. Т. — Основные черты послемiocеновой истории тектонического развития Армении. «Сб. научн. труд. Ереванск. политехн. ин-та», № 8, 1954.
18. Асланян А. Т. — Тектонические проблемы металлогении Армении. «Изв. АН АрмССР», сер. геол. и геогр., № 4, 1957.
19. Асланян А. Т. — Рудные формации Армянской ССР в их связи с магматизмом, стратиграфией и тектоникой. «Тр. Арм. геол. упр.», № 1, 1957.
20. Атабекян А. А. — К стратиграфии альбских отложений бассейна р. Агстев. «Изв. АН АрмССР», серия ФМЕТ наук, т. V, № 4, 1952.
21. Атабекян А. А. — К вопросу о сеномане района сел. Иджеван Арм. ССР. «ДАН АрмССР», т. XVII, № 1, 1953.
22. Багдасарян Г. П. — К истории тектонического развития Памбакского хребта. «Изв. АН АрмССР», т. III, № 2, 1950.
23. Балавадзе Б. К. — Гравитационное поле и строение земной коры в Грузии. Изд. АН ГрузССР, 1957.
24. Баласанян С. И. — Характеристика средних химических составов разновозрастных интрузивных комплексов Армянской части Малого Кавказа. «Тезисы докл. научной сессии Ереванск. гос. ун-та», 1957.
25. Бальян С. П. — О происхождении г. Арагац в свете новых морфологических данных. «Изв. АН АрмССР», № 1, 1949.
26. Бальян С. П. — О методах геоморфологического анализа четвертичных движений южной части АрмССР. «Тр. IV. Геоморф. конф. по изуч. Кавк. и Закавказья». Изд. АН АрмССР, 1957.
27. Белоусов В. В. — Большой Кавказ, ч. III. Тр. ЦНИГРИ, вып. 126, 1939.
28. Белоусов В. В., Кириллова И. В., Сорский А. А. — Краткий обзор сейсмичности Кавказа в сопоставлении с его тектоническим строением. «Изв. АН СССР», серия геофиз., № 5, 1952.
29. Белоусов В. В. — Основные вопросы геотектоники. М., 1954.
30. Ван-Беммелен Р. — Горообразование. Изд. И. Л., 1957.
31. Ван-Беммелен Р. — Геология Индонезии. Изд. И. Л., 1957.
32. Варданыц Л. А. — Сейсмотектоника Кавказа. «Тр. сейсм. ин-та АН СССР», № 64, 1935.
33. Варданыц Л. А. — Тектоническая карта Кавказа в масштабе 1 : 1 000 000. «Изв. АН АрмССР», серия естест. наук, № 8, 1947.
34. Варданыц Л. А. — О происхождении оз. Севан. «Изд. АН АрмССР», 1948.
35. Варданыц Л. А. — Постплиоценовая история Кавказско-Черноморско-Каспийской области. Изд. АН АрмССР, 1948.

36. Варданыц Л. А. — Тектоническая карта Кавказа в масштабе 1 : 1 000 000. «Труды ВСЕГЕИ», новая серия, т. X, 1955.
37. Варенцов М. И., Лалиев А. Г. — Геологическое строение центральной части Нахичеванской АССР. БМОИП, отд. геол., т. XVII, вып. 1, 1939.
38. Вассоевич Н. Б. — Проблемы тектоники Восточной Грузии. Азнефтеиздат, 1936.
39. Вассоевич Н. Б. — О тектонических комплексах Грузии. «Изв. геогр. об-ва» вып. 3, 1937.
40. Габриелян А. А. — К истории тектонического развития Армении в третичное время. «ДАН СССР», т. 53, № 2, 1946.
41. Габриелян А. А. — Третичные отложения Котайкского района Арм. ССР. Изд. АН АрмССР, 1947.
42. Габриелян А. А. — О стратиграфическом положении и возрасте долеритовых базальтов Приереванского района. «ДАН АрмССР», № 1, 1948.
43. Габриелян А. А. — К тектонике Арагатской котловины. «ДАН Арм. ССР», № 3, 1948.
44. Габриелян А. А. — Значение неотектоники в формировании современного облика структуры и рельефа Армении. «ДАН СССР», т. 72, № 4, 1950.
45. Габриелян А. А. — Палеоген и неоген Армении. «Тр. конф. по вопр. регион. геол. Закавказья». Изд. АН АзССР, 1952.
46. Габриелян А. А. — О возрасте и стратиграфии важнейших третичных толщ Армении. Научн. тр. Ереванск. гос. ун-та, т. XXXVII, 1952.
47. Габриелян А. А.; Асратян В. П., Назарян А. Е. — К стратиграфии и тектонике Сарыкаинской толщи басс. оз. Севан. «Сб. научн. тр. Ереванск. полит. ин-та», № 8, 1954.
48. Габриелян А. А. — О геотектоническом районировании Армении. «Вопросы геологии и гидрогеологии АрмССР». Изд. АН АрмССР, 1956.
49. Габриелян А. А. — Севано-Зангезурский глубинный разлом и его геологическое значение. «ДАН СССР», т. 106, № 3, 1956.
50. Габриелян А. А. — Тектонические комплексы Армении. «Тр. Совещ. по тект. альп. геос. обл. юга СССР». Изд. АН АзССР, 1956.
51. Габриелян А. А. — Этапы и типы структурного развития Армении и соответствующие формации горных пород. «Изв. АН АрмССР», физ. мат., естеств. и техн. науки, т. IX, № 2, 1956.
52. Габриелян А. А. — Новые данные по тектонике Среднеараксинской котловины. «ДАН АрмССР», т. 26, № 5, 1958.
53. Гамкрелидзе П. Д. — Геологическое строение Аджаро-Триалетской складчатой системы. Изд. АН ГрузССР, 1949.
54. Гамкрелидзе П. Д. — Общие соображения о геотектоническом строении Грузии. «Сб. труд. Ин-та геол. и минер. АН ГрузССР», 1951.
55. Гансер А. — Новые данные о геологии центрального Ирана. IV Междунар. нефт. конгресс, т. I. Геология нефтяных и газовых месторождений, 1956.

56. Геология Азербайджана. Петрография. Изд. АН АзССР, 1952.
57. Горшков Г. П. — Землетрясения на территории Советского Союза, 1949.
58. Гасанов Т. А. — Фауна и стратиграфия нижне- и среднеюрских отложений северо-восточной части М. Кавказа в междуречье Ахынджа-чая и Кюрак-чая. Автореферат канд. диссертаци. АН АзССР, 1954.
59. Гукасов А. О. — Основные черты строения Армянского нагорья. «Зап. Кавк. отд. русск. геогр. об-ва, кн. XII, вып. 1, 1901.
60. Джанелидзе А. И. — К вопросу о геотектоническом расчленении Грузии. «Вопросы петрографии и минералогии», т. I, изд. АН СССР, 1953.
61. Думитрашко Н. В. — О пенебленах Малого Кавказа. «Изв. АН СССР», серия геол., № 2, 1950.
62. Думитрашко Н. В. — Об основных этапах развития рельефа ЮВ части Малого Кавказа. «Тр. IV геоморф. конф. по изуч. Кавказа и Закавказья». Изд. АН АрмССР, 1957.
63. Думитрашко Н. В. — Основные черты рельефа и геоморфологическое районирование Армении. Материалы по геоморфологии и палеогеографии. «Труды И-та Геогр. АН СССР», вып. 18, 1958.
64. Егоян В. Л. — Некоторые новые данные по стратиграфии и структуре меловых отложений Ераносской антиклинали (АрмССР). «Изв. АН АрмССР» (серия ФМЕТ наук), т. V, № I, 1952.
65. Егоян В. Л. — Верхнемеловые отложения юго-западной части Армянской ССР. Изд. АН АрмССР, 1955.
66. Егоян В. Л. — Глубинные разломы на территории Армении и сопредельных стран и геотектоническая зональность альпийского этапа их развития. «Вопросы геологии и гидрогеологии АрмССР». Изд. АН АрмССР, 1956.
67. Егоян В. Л. — Геологическое развитие Армении в верхнемеловое время. «Тр. совещ. по тект. альп. геос. обл. юга СССР». Изд. АН АзССР, 1956.
68. Заридзе Г. М. — Магматизм и металлогения Грузии. «Тр. конф. по вопр. рег. геол. Закавказья». Изд. АН АзССР, 1952.
69. Зограбян Л. Н. — О значении глубинной структуры в формировании морфоструктуры ЮВ части Малого Кавказа. «Тр. IV геоморф. конф. по изучению Кавказа и Закавказья». Изд. АН АрмССР, 1957.
70. Карапетян Н. К. — Изучение землетрясений и строение земной коры Малого Кавказа. Диссерт. библ. Геогр. ин-та АН СССР, М., 1958.
71. Кашкай М. А., Тамразян Г. П. — Об антикавказских дислокациях на Кавказе. «Тр. Совещ. по тект. альп. геос. обл. юга СССР». Изд. АН АзССР, 1956.
72. Кей М. — Геосинклинали Северной Америки. Изд. И. Л., 1955.
73. Келлер Б. М. — Стратиграфические подразделения. «Изв. АН СССР», серия геол., № 6, 1950.
74. Кириллова И. В. — Сейсмичность Ахалкалакского нагорья. «Изв. АН СССР», серия геофиз., № 5, 1952.

75. Кириллова И. В., Сорский А. А. — О тектоническом районировании Кавказа по типу складчатости. «Тр. совещания по тектонике альп. геос. обл. юга СССР». Изд. АН АзССР, 1956.
76. Коллектив авторов, под редакцией П. М. Татаринова, В. Г. Грушевого и Г. С. Лабазина — Общие принципы регионального металлогенического анализа и методика составления металлогенических карт для складчатых областей. Материалы ВСЕГЕИ, новая серия, вып. 22, 1957.
77. Котляр В. Н. — О возрастном расчленении интрузивов Малого Кавказа. «Зап. Всер. минер. об-ва», ч. XIX, № 2—3, 1940.
78. Котляр В. Н. — Интрузивные породы центральной части АрмССР. Интрузивы Закавказья. «Труды Груз. Геол. упр.», вып. II, 1941.
79. Кузнецов С. С. — Схема тектоники Кавказа. «Тр. совещ. по тект. альп. геос. обл. юга СССР». Изд. АН АзССР, 1956.
80. Леонтьев Л. Н., Хаин В. Е. — Верхнемеловые гипербазиты и офиолитовая формация на Малом Кавказе. «ДАН СССР», т. 65, № 1, 1949.
81. Леонтьев Л. Н. — О так называемом «главном надвиге» Малого Кавказа. «ДАН СССР», т. 4, XIX, № 3, 1949.
82. Леонтьев Л. Н. — Тектоническое строение и история геотектонического развития Малого Кавказа. БМОИП, отд. геол., т. XXII, № 4, 1949.
83. Леонтьев Л. Н. — К стратиграфии юрских отложений северо-восточной части Малого Кавказа. «Изв. АН СССР», серия геол., № 2, 1950.
84. Леситьев Л. Н., Хаин В. Е. — К истории складкообразования и интрузивной деятельности на Малом Кавказе, «Изв. АН СССР», серия геол., № 5, 1951.
85. Магакьян И. Г. — Магматизм и металлогения Армении. «Тр. конф. по вопр. регион. геол. Закавказья». Изд. АН АзССР, 1952.
86. Магакьян И. Г., Мкртчян С. С. — Взаимосвязь структуры, магматизма и металлогении на примере Малого Кавказа. «Изв. АН АрмССР», серия геол. и геогр., № 4, 1957.
87. Магакьян И. Г. — Металлогеническая карта мира. «ДАН АрмССР», т. XXVI, № 3, 1958.
88. Милановский Е. Е. — Новые данные о строении неогеновых и четвертичных отложений бассейна озера Севан. «Изв. АН СССР», серия геол., № 4, 1952.
89. Милановский Е. Е. — О соотношении крупных форм рельефа и новейшей тектонической структуры Малого Кавказа. «Уч. зап. Моск. гос. ун-та», вып. 161, геология, т. V, 1952.
90. Милановский Е. Е. — О неогеновом и антропогеновом вулканизме Малого Кавказа. «Изв. АН СССР, серия геол., № 10, 1956.
91. Милановский Е. Е. — Некоторые основные вопросы истории тектонического развития Малого Кавказа. «Тр. совещ. по тект. альп. геос. обл. юга СССР». Изд. АН АзССР, 1956.
92. Милановский Е. Е. — Основные черты развития центральной части Малого Кавказа в плиоцене и антропогене. «Тр. комисс. по изуч. четв. пер.», т. XIII, 1957.

93. Милановский Е. Е. — История формирования Севанской впадины в свете представлений о неотектонике Малого Кавказа. «Тр. IV геоморф. конф. по изуч. Кавказа и Закавказья». Изд. АН АрмССР, 1957.
94. Мкртчян С. С. — Новые данные о геологическом строении южной части Армянской ССР. Изд. АН АрмССР, 1948.
95. Мкртчян С. С. — О геологии и рудоносности Алавердского рудного района. «Изв. АН АрмССР», серия геол. и геогр., № 3, 1957.
96. Мкртчян С. С. — Зангезурская рудоносная область Армянской ССР. Изд. АН АрмССР, 1958.
97. Мкртчян К. А. — К характеристике послевюрмских тектонических движений, бассейна р. Памбак. «Вопросы геологии и гидрогеологии АрмССР». Изд. АН АрмССР, 1956.
98. Мкртчян К. А. — О новейших тектонических движениях в Северной Армении. «Тр. IV геоморф. конф. по изуч. Кавказа и Закавказья». Изд. АН АрмССР, 1957.
99. Муратов М. В. — Основные структурные элементы альпийской геосинклинальной области юга СССР и некоторых сопредельных стран. «Изв. АН СССР», серия геол., № 1, 1946.
100. Муратов М. В. — Основные этапы тектонического развития Причерноморья и генетические типы структурных элементов земной коры. «Изв. АН СССР», серия геол., № 5, 1948.
101. Муратов М. В. — Тектоника и история развития альпийской геосинклинальной области юга Европейской части СССР и сопредельных стран. «Тектоника СССР», т. II. Изд. АН СССР, 1949.
102. Муратов М. В. — Тектоническая структура и история развития северной окраины Крымско-Кавказской геосинклинальной области. «Тр. совещ. по тект. альп. геос. обл. юга СССР». Изд. АН АзССР, 1956.
103. Оганезов Г. Г. — Подземные воды Араратской котловины, т. I. «Энергетические факторы в тектонике Араратской котловины». Изд. АН АрмССР, 1957.
104. Оганисян Ш. С. — О природе региональных аномалий силы тяжести Араратской котловины. «Изв. АН АрмССР», серия геол. и геогр., № 1, 1958.
105. Оганисян Ш. С. — Связь аномалий силы тяжести с сейсмичностью. «ДАН АрмССР», т. XXVI, № 2, 1958.
106. Освальд Ф. — К истории тектонического развития Армянского нагорья. «Зап. Кавк. отд. русск. геогр. общ.», кн. XXIX», вып. 2, 1916.
107. Паффенгольц К. Н. — Геологический очерк Армении и прилежащих частей Малого Кавказа (на армянском языке, резюме русское). Изд. АН АрмССР, 1947.
108. Паффенгольц К. Н. — Сейсмоструктурная тектоника Армении и прилежащих частей Малого Кавказа. Изд. АН АрмССР, 1946.
109. Пейве А. В. — Типы и развитие палеозойских глубинных структур Урало-Тянь-Шанской геосинклинальной области. Изв. АН СССР, серия геол., № 6, 1948.

110. Пейве А. В., Сиицын В. М. — Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналях. Изв. АН СССР, серия геол., № 4, 1950.
111. Пейве А. В. — Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов. Типы глубинных разломов. статья I. «Изв. АН СССР», серия геол., № 1, 1956.
112. Пейве А. В. — Связь осадконакопления, складчатости, магматизма и минеральных месторождений с глубинными разломами. Главнейшие типы глубинных разломов, статья 2. «Изв. АН СССР», серия геол. № 3, 1956.
113. Петрушевский Б. А. — О некоторых текущих задачах сейсмогеологии. БМОИП, т. XXXII (5), 1957.
114. Ренгартен В. П. — Тектоническая характеристика складчатых областей Кавказа. Тр. III всес. съезда геол. Ташкент, 1930.
115. Ренгартен В. П. — Общий очерк тектоники Кавказа. Тр. XVII сессии межд. геол. конгр., т. II, 1939.
116. Ренгартен В. П. — Новые данные по стратиграфии меловых отложений восточного Закавказья. «ДАН СССР», т. XXIX, № 5—6, 1940.
117. Ренгартен В. П. — Тектоника восточной части Закавказской полого-складчатой зоны и тектоника Армянской зоны. «Геология СССР», т. X, ч. I, 1941.
118. Ренгартен В. П. — Задачи изучения стратиграфии меловых отложений Малого Кавказа. «Тр. конф. по вопр. регион. геол. Закавказья». Изд. АН АзССР, 1952.
119. Ренгартен В. П. — К стратиграфии меловых отложений Северной зоны Малого Кавказа. «Тр. Ин-та геол. наук АН СССР», вып. 149, серия геол. (№ 62), 1953.
120. Ренгартен В. П. — Палеогеография мелового периода в Малом Кавказе. «Тр. совещ. по тект. альп. геос. обл. юга СССР». Изд. АН АзССР, 1956.
121. Рубинштейн М. М. — К проблеме геотектонического расчленения Грузии. «Сб. трудов Ин-та геол. и минер. АН ГрузССР, 1951.
122. Рубинштейн М. М. — Некоторые вопросы сеймотектоники Грузии. «Тр. совещ. по тект. альп. геос. обл. юга СССР». Изд. АН АзССР, 1956.
123. Рухин Л. Б. — Основы литологии. М., 1953.
124. Саркисян С. Г., Шаповалова Г. А. — Петрография майкопских и сарматских отложений Восточной Грузии и палеогеография времени их образования. Изд. АН СССР, 1952.
125. Степанян В. А. — Исторический обзор о землетрясениях в Армении и прилегающих районах. «Тр. Зак. конф. по антисейсм. строит». Ереван, 1942.
126. Страхов Н. М. — О периодичности и необратимой эволюции осадкообразования в истории Земли. «Изв. АН СССР», серия геол., № 6, 1949.
127. Страхов Н. М. — К вопросу об общей теории осадочного процесса. «Изв. АН СССР», серия геол., № 4, 1950.

128. Твалчрелидзе Г. А. — Металлогенетические эпохи Кавказа. «Советская геология», сб. № 59, 1957.
129. Тектоническая карта Азербайджанской ССР, масштаба 1 : 500 000, 1956.
130. Тихомиров В. В. — Малый Кавказ в верхнемеловое время (основные типы отложений и условия их образования). «Тр. Ин-та геол. наук АН СССР», вып. 123, серия геол., № 4, 1950.
131. Хаин В. Е. — Главнейшие черты тектонического строения Кавказа. «Сов. геол.», сб. 39, 1949.
132. Хаин В. Е., Леонтьев Л. Н. — Основные этапы геотектонического развития Кавказа, ч. I—II, БМОИП, отд. геол., № 3—4, 1950.
133. Хаин В. Е. — К истории геологического развития Куринской впадины. «Сб. трудов Ин-та геол. и минер. АН ГрузССР, Тбилиси, 1951.
134. Хаин В. Е., Шарданов А. Н. — Геологическая история и строение Куринской впадины. Изд. АН АзССР, 1952.
135. Хаин В. Е. — Тектоническое строение Азербайджана. «Тр. конф. по вопр. регион. геол. Закавказья». Изд. АН АзССР, 1952.
136. Хаин В. Е. — Геотектонические основы поисков нефти. Азнефтегиздат, 1954.
137. Хаин В. Е., Агабеков М. Г., Шарданов А. Н. — Методика, применяемая при составлении тектонической карты Азербайджанской ССР в масштабе 1 : 500 000. «Тр. совещ. по тект. альп. геос. обл. юга СССР». Изд. АН АзССР, 1956.
138. Херасков Н. П. — О принципах составления тектонических карт на примере Южного Урала. «Изв. АН СССР», серия геол., № 4, 1948.
139. Шатский Н. С. — О некоторых насущных задачах геотектоники. «Сов. геол.», сб. 16, 1945.
140. Шатский Н. С. — О глубоких дислокациях, охватывающих и платформы, и складчатые области (Поволжье и Кавказ). «Изв. АН СССР», серия геол., № 5, 1948.
141. Шатский Н. С., Косыгин Ю. А. и др. — К вопросу о периодичности осадкообразования и о методе актуализма в геологии. «К вопросу о сост. науки об осад. породах». Изд. АН СССР, 1951.
142. Шихалибейли Э. Ш. — Юрские отложения Азербайджана. «Тр. конф. по вопр. регион. геол. Закавказья». Изд. АН АзССР, 1952.
143. Шихалибейли Э. Ш. — Тектоника Севано-Акеринского синклиория в пределах Азербайджана. «Тр. совещ. по тект. альп. геос. обл. юга СССР». Изд. АН АзССР, 1956.
144. Фюрон Р. — Введение в геологию и гидрогеологию Турции. Пер. с француз. Изд. ИЛ 1955.
145. Arni P. — Tektonische grundzüge Anatoliens und benachbarter Gebiete, Maden Tektik ve Arama. ser. B., 4, 1939.
146. Parejas Ed. — La tectonique transversale de la Turquie. Publ. Inst. geol. de L'Univ. d'Istanbul, 8, 1940.
147. Tromp. S. W. — A tentative classification of the main structural units of the Anatolian orogenic belt. Journ. geol., v. L V., 4, 1947.

148. **Schroeder Y. W.**—Essai sur la structure de l'Iran. *Ecl. geol., Helv.*, v. 37, 1, 1944.
149. **Clapp F. G.**—Geology of eastern Iran. *Bull. geol. soc. Am.*, vol. 51, 1, 1940.
150. **Furon R.**—Geologie du Plateau Iranien. *Mem. mus. Hist. Nat.* N. s., 7, 1941.

О Г Л А В Л Е Н И Е

	Стр.
Предисловие	5
Часть первая	
<i>Основные черты тектонического строения Армении</i>	
Краткий обзор воззрений	7
К вопросу о методах геотектонического районирования	12
Описание главных тектонических структур	18
Сомхето-кафанский тектонический комплекс	23
а) Сомхето-Карабахский мегаантиклинорий	—
б) Кафанский сегмент	25
Армянский тектонический комплекс	27
а) Область предверхне эоценовой, предолигоценовой и пред- среднемиоценовой складчатости	28
б) Область предэотической и послепоитической складча- тости	36
в) Структуры, созданные новейшей тектоникой	45
Типы и простираие пликативных структур и их генезис	50
Роль разломов в геологическом строении Армении	59
Связь сейсмичности с тектоникой (сеймотектоника)	72
Интрузивный магматизм и тектоника	77
Докембрийский—каледонский интрузивный комплекс	81
Герцинский интрузивный комплекс	82
Юрско-неокомский (нижнеальпийский) интрузивный комплекс	83
Верхнемеловой-палеогеновый интрузивный комплекс	85
Нижнеплиоценовый (миоплиоценовый) интрузивный комплекс	91
Верхнеплиоценовый интрузивный комплекс	93
О глубинном геологическом строении Армении (интерпретация геофизических данных)	96

Часть вторая

История геотектонического развития

Общие замечания	101
Этапы тектонического развития	110
Докембрийский-каледонский этап	—
Герцинский этап	114
Альпийский этап	121
Юра-неоком	122
Альб-верхний мел	130
Палеоген—нижний миоцен	139
Средний миоцен—средний плиоцен	148
Антропоген (верхний плиоцен-плейстоцен)	154
Заключение	161
Некоторые общие и практические выводы	165
Литература	175

АРШАЛУЙС АМБАРЦУМОВИЧ
ГАБРИЕЛЯН

ОСНОВНЫЕ ВОПРОСЫ
ТЕКТОНИКИ АРМЕНИИ

Отв. редактор И. Г. МАГАКЬЯН.
Редактор Изд-ва Р. А. ШТИБЕН
Художественное оформление
А. ГАСПАРЯН
Техн. редактор Л. А. АЗИЗБЕКЯН
Корректор О. И. СААК

ВФ 04501, РИСО 501, Зак. 157, Изд. 1679

Поступило в производство 26/III - 1959.

Подписано к печати 30/VI 1959 г.

Печ. листов 11,63, уч.-изд. листов 1,68 + 8 вкл.

формат 60×92¹/₁₆ Тираж 1000.

Цена с пер. 9 р. 50 к.

Типография Изд-ва АН Армянской ССР,
Ереван, ул. Абовяна, 124

ЗАМЕЧЕННЫЕ ОПЕЧАТКИ

Стр.	Строка	Напечатано	Следует читать
10	10 снизу	(Понтийско-Эльбурского)	(Понтийско-Эльбурского)
70	21 сверху	Азатекский	Азатский
103	11—12 сверху	принципе подразделения толщ,	принципе, подразделениями толщ,
154	12 снизу	плиоцен-плейстоцен	плиоцен-постплиоцен
Тектоническая карта	16 сверху	Предкелловейской-предальбской	Предкелловейской предальбской

9 2 50 12

12140