

Э. Ш. ШИХАЛИБЕЙЛИ

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ
СТРОЕНИЕ
И ИСТОРИЯ ТЕКТО-
НИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ
ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ
МАЛОГО КАВКАЗА

2

АКАДЕМИЯ НАУК АЗЕРБАЙДЖАНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ им. акад. И. М. ГУБКИНА

Э. Ш. ШИХАЛИБЕЙЛИ

551.24
552 Магм.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ
СТРОЕНИЕ И ИСТОРИЯ
ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ
ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ МАЛОГО
КАВКАЗА
(В ПРЕДЕЛАХ АЗЕРБАЙДЖАНА)

(ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА И МАГМАТИЗМ)

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК АЗЕРБАЙДЖАНСКОЙ ССР

БАК — 1966



18358
15267

*Печатается по постановлению
Редакционно-издательского Совета
Академии наук Азербайджанской ССР*

Редактор *В. Е. ХАИН*

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА

ВВЕДЕНИЕ

Малый Кавказ, являясь внешней дугой внутренней эвгеосинклинальной зоны альпийской складчатой системы, характеризуется всеми основными чертами, присущими молодым подвижным областям мира. Эта территория, начиная с древнейших геологических времен и кончая современной эпохой, составляет часть обширного геосинклинального пояса, в пределах которого в разные геологические времена, в различной интенсивности проявлялись тектонические движения, обуславливающие ее сложное строение. На геологическое строение складчатой системы Малого Кавказа существенное влияние оказали ограничивающие ее внутренние впадины (Черное и Каспийское моря) альпийской геосинклинальной области, а также наложенная меридиональная Баренцово-Каспийская депрессия.

Все эти особенности предопределили сложность геологического развития Малого Кавказа, чередование долготных и широтных зон поднятий и опусканий, многократное повторение фаз складкообразования, разрывообразования и связанных с ними явлений магматизма, рудообразования и непрекращающихся землетрясений.

ИСТОРИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Выяснением тектонического строения Малого Кавказа интересовались первые же его исследователи—Г. В. Абих (1873) и Ф. Освальд (1915), давшие первые тектонические схемы для обширных территорий, охватывающих части Турции, Ирана и Закавказья. Схема тектоники Кавказа, в том числе и Малого Кавказа, предложенная Ф. Освальдом (1915), заключается в выделении здесь системы «глыб» — горстов и грабенов, разделенных сбросовыми нарушениями. Эта схема в свое время была раскритикована как несоответствующая действительно-

сти и примитивно освещающая тектонику. При всей несостоятельности этой схемы, в ней проглядывает, хотя в очень завуалированном или, вернее, искаженном виде, некоторая истина, которая выявляется при детальном и объективном исследовании. Исходя из этих соображений, мы бегло изложим основные стороны этой схемы, охватывающей интересующие нас части Малого Кавказа, тем более, что она была гораздо позже повторена и В. В. Богачевым (1926).

По схеме Ф. Освальда и В. В. Богачева, Малый Кавказ разбит дизъюнктивными дислокациями на большое число «глыб», которые неравномерно опустились или поднялись, образовав депрессии — грабены, хорошо ограниченные сбросовыми трещинами. Севернее Малого Кавказа располагается грабен Куры, который, помимо продольных трещин, осложнен еще поперечными трещинами. К югу от Куринского грабена располагается Гокчинский обломок. Грабен Тертера отделяет Гокчинский обломок от его естественного и хорошо различаемого продолжения — Восточно-Карабахского обломка. Последний на северо-востоке срезан грабеном Куры, на юго-востоке — поперечной долиной Аракса, на юго-западе — сбросом и вулканической зоной Центрального Карабахского плато и т. д. В этой схеме, начиная с территории Грузии, в восточном направлении до р. Инччай, вдоль северной окраины Малого Кавказа проведен сброс.

Грабен Тертера с севера ограничен сбросом, протягивающимся примерно с вершины г. Мровдаг, вдоль юго-западного склона его до г. Гиналдаг, имея запад—юго-западное простирание, а с запада — меридиональным сбросом, проходящим вдоль Восточно-Гокчинского хребта, и, наконец, с юго-востока — северо-восточным сбросом, проходящим примерно по р. Хачинчай — через минеральный источник Котурлу к верховьям р. Тертер. Восточно-Карабахский хребет с юга параллельно р. Акера срезан сбросом, проходящим через вершину г. Кирс и южнее сел. Джебраил, а с севера — сбросом, проходящим через Агдам и сел. Карягино (Физули). Некоторые сбросы, проведенные Ф. Освальдом, хотя отсутствуют, но, возможно, являются флексурными изгибами, либо затрагивают древние отложения (юрские), не проявляясь в молодых, и либо, наконец, имеют место, но не совпадают с указанными простираньями и т. д.

Ф. Освальд, придавая исключительное внимание разрывным нарушениям и глыбовой тектонике области, совершенно не обратил внимания на складчатые структуры или же считал их второстепенными. Как известно, последующие исследова-

тели, наоборот, придавая исключительное значение последним, совершенно игнорировали роль разрывных нарушений в тектонике Малого Кавказа. Впоследствии, после опубликования известной тектонической схемы Кавказа (в том числе Малого Кавказа) В. П. Ренгартена (1926) и новой, несколько переработанной им схемы тектоники (1930), появились схемы Л. А. Варданянца (1934), К. Н. Паффенгольца (1948) и М. М. Тетяева (1938).

В. П. Ренгартен (1930) в пределах Малого Кавказа выделяет зону Армении, Азербайджанскую плиту, а севернее и Куринскую плиту. Позже эта схема им была несколько переработана (1937). Всестороннюю критику этой схемы дали Н. Б. Вассоевич (1936, 1937) и многие другие.

К. Н. Паффенгольц (1948) на основании своих личных исследований составил схему тектоники Малого Кавказа. В этой схеме он выделяет (с севера на юг) Сомхитско-Ганджинскую полого-складчатую зону, складчатую зону Армении и Нахичеванскую складчатую зону. В монографии «Геологический очерк Кавказа» (1959) он уже выделил Аджаро-Триалетскую, Сомхитско-Ганджинско-Карабахскую, Армянскую, Талышскую и Нахичеванскую зоны и зоны восточного погружения Малого Кавказа, а также и депрессию среднего течения р. Аракс.

Из изложенного видно, что К. Н. Паффенгольц (1959) в новом варианте тектонической схемы Малого Кавказа дополнительно выделяет Аджаро-Триалетскую зону, а Сомхитско-Ганджинскую зону продолжает до Карабаха; в юго-восточном погружении последней и в зоне Армении он выделяет новую зону восточного погружения Малого Кавказа, а на юге — депрессию среднего течения р. Аракс. Надо отметить, что границы зон, за исключением Аджаро-Триалетской и депрессии Аракса, почему-то на схеме структурно-тектонического районирования Кавказа не показаны, а зона погружения охватывает значительную (Карабахскую) часть второй зоны и выделение ее не обосновано.

Остановимся далее на тектонической схеме, предложенной М. М. Тетяевым (1938), но не нашедшей сторонников среди геологов, кроме Л. А. Варданянца (1934) и В. В. Белоусова (1937). М. М. Тетяев (1938), исходя из общности фаций мезозойских отложений северной периферии Малого Кавказа и Сванетии, а также характера слагающих их структур, южнее Куринского синклиналичного бассейна выделил Сванетско-Азербайджанский антиклинорий, сложенный вулканогенной юрой. По данным этого исследования, северо-западную часть

Куринского синклиналичного бассейна составляет не Рионский синклиниорий, как это принято, а прогиб верховьев Риона и Ингура; здесь этот бассейн, как и упомянутый антиклинорий, срезан крупным разрывом (надвигом), вдоль которого они соприкасаются с флишевой зоной Главного хребта. Южнее Сванетско-Азербайджанского антиклинория, начиная от Аракса, через оз. Севан и до р. Риони, он выделяет Севано-Рионский синклиналичный бассейн, сложенный меловыми и третичными отложениями. У р. Аракс им выделен Нахичеванский антиклинорий, сложенный палеозоем и мезозоем. При чрезмерном упрощении структуры, отраженной в этой схеме, в ней имеются и некоторые положительные стороны, на которых мы остановимся позже.

Л. А. Варданянц (1935, 1947) в ряде работ дал тектоническую карту и схемы тектоники Кавказа, в которых им придается основное значение степени дислоцированности пород и возрасту дислокаций. На изданной им тектонической карте Кавказа (1955) между Большим и Малым Кавказом выделяется Абхазско-Карабахская система, протягивающаяся от района г. Сочи через Абхазию и Северную Армению в Карабах к городу Кафан. По данным Л. А. Варданянца, оформление этой системы завершилось тогда, когда главные в настоящее время системы Кавказского хребта и Антикавказа (северная часть Понто-Тавро-Иранских дуг по Л. А. Варданянцу) находились еще в стадии становления; поэтому Абхазско-Карабахская система обнажается наподобие больших окон из-под несогласно наложенных на нее более молодых структур.

В. В. Белоусовым и М. В. Гзовским было установлено, что Мисхано-Зангезурский антиклинорий по своей истории резко отличается от севернее расположенного Сомхито-Карабахского, ибо унаследован от герцинского цикла; последний же является альпийским новообразованием. Кроме того, этими же исследователями, а также и М. В. Муратовым (1949) впервые было указано, что Сомхито-Карабахский антиклинорий состоит из ряда кулисообразно расположенных структур.

Л. Н. Леонтьевым (1949) на основании вышеуказанной концепции были выяснены важные детали строения тектонических зон Малого Кавказа, особенно Сомхито-Карабахской зоны. В составе последней дополнительно к схеме В. В. Белоусова и М. В. Гзовского, выделявших лишь Храмский, Локский и Аллавердский антиклинории, им были выделены: Шамхорский, Мровдагский, Карабахский, Агдамский и Лачин-Баназурский антиклинории, разделенные, в свою очередь,

Борчалинским, Ляльварским, Иджеванским, Дашкесанским, Мардакертским, Мартунинским и Гадрутским синклинориями. Юго-западнее расположенная Севано-Курдистанская зона (синклинорий) заливами-синклиналями Атеркским на западе и Алякчинским на востоке вдается в пределы Сомхито-Карабахского антиклинория. Мисхано-Зангезурский антиклинорий, являясь центральным поднятием, состоит из Ленинакан-Арзакендского и Южногокчинско-Зангезурского кулисообразных поднятий. Южнее им выделены Еревано-Ордубадский синклинорий и Шаруро-Джюльфинский антиклинорий.

Таким образом, предложенная Л. Н. Леонтьевым тектоническая схема Малого Кавказа резко отличается от ранее известных и, по существу, наиболее детально разработана. Поэтому-то она и была принята многими исследователями. Вероятно, как всякая схема, она должна дополняться и изменяться в смысле ее детализации для объяснения многочисленных особенностей региона, но не упрощаться.

Одновременно В. Е. Хаиным (1949) в работе «Главнейшие черты тектонического строения Кавказа» была дана характеристика общей структуры Тавро-Кавказского отрезка Альпийской складчатой зоны Евразии. В этой работе им было указано, что Тавро-Кавказский отрезок, являясь поперечным поднятием, расположен между крупными поперечными перегибами — Азово-Малатинским на западе и Каспийско-Богровдагским на востоке. Ось Тавро-Кавказского субмеридионального поднятия проходит через Ставрополь — Сурами — перешеек озера Ван и Урмия, вплоть до выступа Аравийской платформы на юге; на севере ось этого поднятия прослеживается в пределы Русской платформы. Все это дает ему основание прийти к заключению, что этот антиклинальный перегиб является общим как для альпийской геосинклинальной области, так и для обеих смежных с ней платформ, и что он, как это полагал Н. С. Шатский (1948), принадлежит к числу крупнейших структурных элементов земной коры. В поперечном сечении Тавро-Кавказской складчатой области им выделяются: 1) Предкавказский передовой прогиб, 2) внешнее поднятие Большого Кавказа, 3) Закавказский (Рионо-Куринский) межгорный прогиб, 4) внутреннее поднятие Малого Кавказа, 5) Анатолийско-Иранский межгорный прогиб, 6) Тавро-Загросское внешнее поднятие, 7) Месопотамский передовой прогиб.

Для выделенных крупных структурных элементов приводятся основные черты их развития.

В этой тектонической схеме в качестве аналога понтид

Северной Анатолии и Иранского Эльбруса в Закавказье принимается весь Малый Кавказ, и только самая южная, Приараксинская зона Советского Закавказья, включающая Еревано-Арагатскую и Нахичеванскую депрессии, рассматривается как аналог анатолид Арни.

В структуре мегантиклинория Малого Кавказа им выделены: Аджаро-Триалетский антиклинорий, Ахалцыхский синклинорий, Сомхито-Карабахский антиклинорий с Цалкинским Болнисским, Локско-Аллавердским, Иджевано-Казахским, Шамхорским, Дашкесано-Агджакендским, Мровдагским, Мардакертским, Агдамским, Мартунинским, Карабахским и Лачино-Баназурским антиклинориями и синклинориями второго порядка: Севано-Курдистанский синклинорий, Мисхано-Зангезурский антиклинорий; Еревано-Ордубадский синклинорий; Талышский антиклинорий. Южнее выделен Анатолийско-Иранский мегасинклинорий с Даралагезским антиклинорием, Джульфинским антиклинорием, Арагатским синклинорием и Нахичеванским синклинорием второго порядка.

По мнению В. Е. Хаина (1949), поднятия Аджаро-Триалет и Талыша возникли из палеогенового краевого прогиба Малого Кавказа, и они первоначально принадлежали южному крылу Куринской впадины, а затем были вовлечены в общее поднятие Малого Кавказа.

Необходимо отметить, что этим исследователем в структуре Восточного Кавказа, кроме вышеуказанных крупных поперечных поднятий и прогибов, отмечен ряд мелких, но протяженных структур, которые имеют кулисообразное расположение. Отмечая несоответствие мезозойского и третичного комплексов, он считает, что нет оснований говорить о значительном изменении в расположении складок в конце альпийского цикла по сравнению с его началом, в начале альпийского цикла по сравнению с герцинским и в последнем — с каледонским. Указывает, что северо-восточное простираение складок каледонского структурного яруса не подтвердилось.

Виргация складчатого пучка юго-восточного Кавказа не представляет общего заворота складчатой зоны Большого Кавказа к югу, как предполагают О. С. Вялов и В. П. Ренгартен (1937).

Появление на Малом Кавказе поперечной складчатости В. Е. Хаин объясняет наличием поперечных прогибов, контуры которых отчетливо обрисовывают изолинии мощностей мела и палеогена. Отдельные поднятия Сомхито-Карабахского антиклинория характеризуются значительной самостоятельностью.

стью, они нередко имеют сундучный профиль, ограничиваясь флексурами и крутыми разрывами.

Малый Кавказ, в отличие от Большого, не имеет единой и цельной структуры, его крупные составные части в основном не зависят друг от друга.

Линейная складчатость присуща Аджаро-Триалетской зоне, Талышу и некоторым участкам Севано-Курдистанской зоны. В остальных частях Малого Кавказа складчатость носит переходный характер.

Эти данные существенно повлияли на выяснение тектонического строения отдельных зон и дали толчок к более плодотворным исследованиям в этой области.

А. Н. Соловкиным (1937) в связи с изучением интрузивов была предложена тектоническая схема Малого Кавказа в пределах Азербайджана, которая в несколько видоизмененном виде повторена и в совместной с Ш. А. Азизбековым работе (1953). В этих работах А. Н. Соловкин выделяет: 1) область главного поднятия (Зангезурский антиклинорий), которая состоит из зон плавной складчатости, приподнятого палеозоя, Конгур-Алангезской антиклинали; 2) зону северо-восточного поднятия (Мровдаг-Карабахской антиклинорий); сюда входят зоны юрского вулканического комплекса и меловой моноклинали; 3) центральную складчатую зону (Кельбаджар-Джебраильская) с подзонами изоклинальной складчатости, асимметричной складчатости и восточного края Карабахского плато (наложенного на зону); 4) южную краевую складчатую зону (Нахичеванская зона) с подзонами интенсивно дислоцированного палеозоя и сложного тектонического сопряжения. Легко заметить, что эта схема является лишь видоизменением уже существующих тектонических схем. Автор по существу признает выделение Сомхито-Карабахской зоны, ибо она совпадает с его зоной северо-восточного поднятия; Севано-Акеринская зона им выделяется в тех же границах, но именуется по другому — центральной складчатой зоной; Мисхано-Зангезурская зона именуется областью Главного поднятия и т. д. Эта тектоническая схема, хотя в значительной мере повторяет уже существующие схемы, отличается схематичностью и терминологической невыдержанностью.

Для отдельных областей азербайджанской части Малого Кавказа в разные годы Ш. А. Азизбековым (1947), Э. Ш. Шихалибейли (1956), Э. Ш. Шихалибейли и Г. П. Корневым (1959) и Р. Н. Абдуллаевым (1963) были предложены тектонические схемы, которые детализируют строение отдельных зон, о чем будет сказано в соответствующих разделах.

Е. Е. Милановским (1956) в 1954 году была составлена новая схематическая тектоническая карта Малого Кавказа. В основу данной карты им положен принцип выявления структурных форм по возрасту слагающих образований и выделение комплексов отложений, отвечающих определенным этапам и стадиям тектонического развития Малого Кавказа. Выделены три структурных яруса (этажа), отвечающие трем главным этапам развития области — догерцинскому, герцинскому и альпийскому. В последнем этапе намечены четыре подэтапа, которым в структурном отношении отвечают четыре подъяруса (подэтажа) — юра—апт, альб—верхний мел, палеоцен—эоцен и олигоцен—антропоген. Необходимо отметить, что первый подъярус находит свое проявление только в Кафанской зоне; в остальных зонах и структурах Малого Кавказа аналогичного структурного подъяруса нет. Это и нашло свое отражение на тектонической карте, где взамен его пришлось всюду выделить: лейас-байосский, аален-келловейский и бат-аптский подъярусы. Почему-то последний выделен в значительной части Сомхито-Карабахской зоны, в связи с чем отложениями данного подъяруса оказались сложными не только синклинорий, но и антиклинорий (Агдамский) и их крылья. Четвертый же подъярус (олигоцен-антропоген) пришлось, в свою очередь, подразделить еще на три стадии. Таким образом, получилась не тектоническая, а схематическая геологическая карта со структурными обозначениями. Следствием принятого принципа явилось выделение Сомхито-Кафанского антиклинория, т. е. объединение в единую структуру Сомхито-Карабахской, Севано-Акеринской и Кафанской зон, правда, с выделением в олигоцене—антропогене Севанской впадины и т. д.

В этой карте не раскрыты взаимоотношения структур, сформировавшихся в догерцинском и герцинском этапах, а в некоторых случаях даже созданных в альпийском (до олигоцена, а местами до эоцена) этапе.

Е. Е. Милановский (1956), критикуя Л. Н. Леонтьева, указывает, что все основные структуры Малого Кавказа рассматриваются им как унаследованные с верхнего мела и даже с мальма без учета перестройки тектонического плана и новообразований в более позднее время. Эта, в некоторой степени справедливая, критика не выдержана, однако, самим автором до конца. Это видно из того, что в его схеме новообразования довлеют и маскируют ранее созданные структуры. В качестве примера этот исследователь берет не Сомхито-Карабахскую зону, о которой в основном говорил Л. Н. Леонтьев, а Шару-

ро-Джувльфинскую и Севано-Акеранскую зоны. Несмотря на то, что последняя уходит под эоцен-антропогеновые отложения западнее бассейна р. Тертер, это не означает, что она не продолжается в Севанскую зону. Об этом свидетельствует то, что южнее и севернее Кельбаджарской наложенной мульды Е. Е. Милановским (1956) указаны меловые отложения, так что выделенный им Севанский прогиб в значительной своей части является унаследованным, но созданным значительно позже, чем Акеринская часть.

Значительная часть работы Е. Е. Милановского затрагивает тектоническое развитие Малого Кавказа; им вносятся существенные поправки и изменения, имеющие важное значение для понимания данного вопроса. О них будет сказано в соответствующей главе.

В 1954 году нами (1956) была предложена схема тектоники Севано-Акеринского синклиория, составленная по методике, принятой для тектонической карты Азербайджана, изданной в 1956 году. В ней наглядно можно видеть элементы перестройки, наложения и возраст структур.

В тектонической карте Азербайджана (коллектив авторов) показаны структурные элементы различного возраста, для чего установлены периоды погружения структур и не только время начала их поднятия, но и время окончательного поднятия. Выделены структурные этажи, погребенные структуры и структуры глубоких горизонтов (в стратонизогипсах), тектонические разрывы, центры вулканов (разного возраста) и тектонические покровы. Дана возрастная градация складок и интрузивных тел.

Таким образом, впервые достигнуто составление сводной структурно-исторической карты для части сложной геосинклинальной области Кавказа.

И. В. Кириллова и А. А. Сорский (1956) предложили районирование Кавказа по типу складчатости. Ими западная часть Сомхито-Карабахской зоны до Кировабада характеризуется развитием коробчатых (сундучных) складок с редкими разрывами. Восточная часть этой зоны, включая и Дашкесанский синклиорий, весь Карабах, вплоть до Зангеланского района, характеризуется развитием более или менее симметричных, нередко прямых складок со средними углами падения. При этом осевые полосы Мровдагского и Карабахского антиклинориев, а также и окрестностей Лачина, им выделены как зона развития сильно сжатых складок, часто с тенденцией к опрокидыванию и образованию серий чешуйчатых надвигов; нередко кливаж и разлинзование. Область, охватываемая Са-

рыбабинским и Тоурагачайским синклинориями, характеризуется развитием интенсивно сжатых, изоклинальных, веерообразно-опрокинутых, нередко дисгармоничных складок, осложненных многочисленными надвигами. Вся область распространения плиоцен-антропогенного вулканизма Армении, а на юго-востоке Зангезурский хребет и Кафанский антиклинорий выделены в зону развития крупных сводовых поднятий, выраженных в современном рельефе. Ереванско-Ордубадский синклинорий характеризуется развитием симметричных, нередко прямых складок со средними углами падения, и, наконец, в пределах Шаруро-Джюльфинского антиклинория — развитием брахиструктур.

Несомненно, что при тектоническом районировании необходимо, наряду с другими тектоническими особенностями региона, серьезное внимание обратить на типы складчатости; упомянутыми авторами в этом отношении сделаны первые шаги.

Следует отметить, что при тектоническом районировании необходимо, кроме типов складчатости, особое внимание обратить и на другие особенности тектонического строения региона. В некоторых зонах интенсивность складок преувеличена (Сарыбабинский синклинорий, окрестности Лачина, Зангеланский район и т. д.).

А. А. Габриелян (1956) в статье, озаглавленной «Тектонические комплексы Армении», охватывает почти весь Малый Кавказ восточнее Аджаро-Триалетской складчатой системы. При этом он указывает, что зональным строением характеризуется только часть Малого Кавказа и потому целесообразно было бы ограничиться выделением лишь отдельных структурных единиц, классифицируя их по возрасту слагающих отложений. Нам кажется, что в этом отношении автор не прав, ибо в структурных единицах различных областей можно находить общие черты строения, развития, магматизма и др. особенностей, что позволяет выделять определенные ряды и полосы, именуемые зонами. Что же касается классификации структур по возрасту слагающих отложений, как предлагает А. А. Габриелян, то и это не совсем правильный подход. Разве можно, к примеру, Мровдагский и Кафанский антиклинории, сложенные среднеюрскими отложениями, объединить в одну зону? Думаю, что нет, ибо типы складок в этих структурах совершенно разные и они в общей складчатой системе занимают совершенно разные положения. Хотелось бы еще отметить, что автор, сам не придерживаясь этого принципа, в тексте говорит о «...Сомхито-Карабахском мегантиклинории»,

Аджаро-Триалетской и Севано-Ширакской складчатых системах и т. д.

А. А. Габриелян (1956) критикует выделение Мисхано-Зангезурской зоны и указывает, что она состоит из отдельных поднятий, которые разобщены крупными прогибами. Кроме того, по его мнению, Кафанский антиклинорий следовало бы не включать в эту зону, а отнести к северным склонам Малого Кавказа, т. е. к Сомхито-Карабахской зоне. Мы согласны с тем, что Мисхано-Зангезурская зона выделена неправильно, но не разделяем точку зрения, из которой исходит А. А. Габриелян. Аллавердский и Шамхорский антиклинории отделены крупным Казахским (Иджеванским или Акстевским) синклинорием, выполненным верхней юрой, мелом, третичными и четвертичными отложениями, тем не менее все эти структуры входят в состав Сомхито-Карабахской зоны. Впервые очень обстоятельно описывая Гирратахский глубинный разлом, автор почему-то проводит его северо-западнее сел. Сисиан под лавовые покровы Карабахского плато, наискось относительно всей складчатой системы и выводит к северному побережью оз. Севан, где соединяет с глубинным разломом, трассируемый офиолитовой формацией, кстати, проведенным им неправильно. На его схеме неправильно показаны также Баназурский и Лачинский антиклинории, а вся территория между Карабахским антиклинорием и Кафаном почему-то заштрихована, как область развития юры и мела. Вся эта область, именуемая им Севано-Ширакским синклинорием, отделена от Мровдагского и Карабахского антиклинориев широкой полосой развития верхней юры и мела и граничит с Карабахским антиклинорием по глубинному разлому, нанизанному интрузиями с офиолитовой формацией и проходящему чуть севернее с. Кельбаджар. Интересно, что Севано-Ширакский синклинорий центроклинально замыкается в среднем течении Акеры, а офиолиты вдоль разлома прослеживаются в юго-восточном направлении параллельно Карабахскому антиклинорию, но в некотором удалении от него.

В последующем А. А. Габриеляном (1959) был составлен новый вариант тектонической карты Армении и прилегающих частей Малого Кавказа в масштабе 1:1.000.000. Эта карта выгодно отличается от предыдущей. В ней уже в значительной мере устранены вышеотмеченные недостатки. На этой карте выделены структурные ярусы, интрузии, складки (линейные брахиантиклиналы, сводовые поднятия и овалы оседания), глубинные разломы, флексуры, границы гравитационных зон, антиклинории, синклинории, межгорные прогибы и поднятия,

наложенные впадины, приподнятые вулканические щиты и многие другие элементы.

Общим недостатком карты являются более выпуклый показ структурных ярусов, второстепенная роль структур, и потому она больше похожа на геологическую карту. Севано-Акеринский (или Ширакский) синклинорий почему-то замыкается Тоурагачайским и от него почти перпендикулярно отходит Кельбаджарский синклинорий. Получается, что в Тоурагачайском синклинории офиолитовые интрузии прорывают верхнемеловые и эоценовые отложения, а юго-восточнее — верхне-юрско-меловые.

Проведенные в офиолитовом поясе Севано-Акеринский и в центральной Армении Анкеван-Зангезурский глубинные разломы показаны фактически внутри одного и того же комплекса. Тем не менее карта раскрывает многие детали строения Армении, неизвестные до сего времени, а что касается работы, то в ней выдвигаются очень интересные и важные вопросы тектоники Малого Кавказа.

А. Т. Асланяном (1958) в его работе «Региональная геология Армении» был дан всесторонний анализ тектоники армянской части Малого Кавказа. Автором рассмотрены и проанализированы: строение земной коры Армении, формационные группы и тектонические этажи, разломы и флексуры глубокого заложения и тектоническая зональность.

Автор считает, что формационные группы являются обособленными тектоническими этапами, отделенными региональными несогласиями, и фиксируют циклы осадконакопления и тектонические циклы — трансгрессии с прогибанием коры и накоплением осадков и регрессии с инверсией и складчатостью, а также пенепленизацию. Исходя из этого, при выделении тектонических этажей он рассматривает не формации, а литологические разности пород, развитые в разрезе выделенного этажа. Такой подход исключает возможность рассматривать формацию как тектоническую категорию.

В работе подробно рассмотрены глубинные разломы и флексуры глубокого заложения. Этому вопросу в Армении впервые уделит внимание А. А. Габриелян, выделивший ряд глубинных разломов. А. Т. Асланян (1958) рассматривает разломы, выделенные этим исследователем, и некоторые другие, но именует их по своему. Гирратахский разлом (у А. А. Габриеляна — Анкевано-Зангезурский) им именуется Ширакско-Зангезурским.

Основным стержнем главы «Тектоника» в работе А. Т. Асланяна (1958) является, на наш взгляд, тектоническая зо-

нальность, разработанная им весьма полно. Всю область Малого Кавказа, лежащую между южными цепями Армянского Тавра и северными цепями Малого Кавказа, он именует Армянской геосинклиналью (ортогеосинклиналь) и впервые подразделяет ее на эвгеосинклиналь и миогеосинклиналь. Границу между последними он проводит по линии г. Ани — г. Арагац — с. Алапарс — г. Магмаган — сел. Ехегнадзор — сел. Азизбеков — г. Ордубад. При всей проблематичности этой границы, именуемой А. Т. Асланяном как разлом глубокого заложения, нет необходимых данных, чтобы принять ее за разграничительную зону между миогеосинклиналью и эвгеосинклиналью. На всем протяжении, начиная от сел. Ани и до Ордубада, эта граница проведена внутри одних и тех же отложений. Если даже в некоторых участках существование разлома бесспорно, он не является разграничительной зоной фациально-тектонических зон. Сам автор указывает, что в миогеосинклиналях лавы и туфобрекчи известны в юре Джульфы, Айцодзора и Веди, в верхнем эоцене — олигоцене Ордубада и в миоплиоцене и антропогене. Но в этой области, кроме перечисленных отложений, имеются как палеозойские отложения с триасом, так и меловые. В последних (турон-коньякских) бассейнах р. Веди известны силлы порфирита в свите известняков и мощная 300-метровая толщина вулканогенно-осадочных образований коньякского возраста. Здесь же они инъецированы многочисленными мелкими гипербазитовыми и габбароидными интрузиями.

Из сказанного видно, что в Араксинской зоне миогеосинклинальной можно считать Шаруро-Джульфинскую палеозойскую геосинклиналь (или Приараксинскую зону А. Г. Асланяна). В альпийском же этапе вулканическая деятельность проявилась всюду, но с различной интенсивностью как во времени, так и в пространстве. При этом в начальных стадиях этого этапа она бурно проявилась на севере, а в заключительных — на юге. Эвгеосинклинальная область в свою очередь А. Т. Асланяном подразделяется на Антикавказский и Севанский оротектонические пояса. В первом выделены Прикуринская мегасинклинальная и Аллавердская (Сомхито-Карабахская) мегантиклинальная зоны.

Прикуринская зона в основном, надо полагать, соответствует Предмалокавказскому краевому прогибу, именуемому Н. Б. Вассоевичем Палантекинской синклиналью. В Севанском оротектоническом поясе выделены: Присеванская мегасинклинальная, Кафанская пологоскладчатая моноклинальная и Ахтинская мегасинклинальная зоны. Рассматривая границы

некоторых зон, автор почему-то ни единого слова не говорит о северной границе Присеванской зоны, отчетливо выраженной в пределах Азербайджана в виде Мровдагского надвига. Что же касается остальных зон, то на них остановимся ниже. Здесь хотелось бы отметить один существенный факт, имеющий, на наш взгляд, важное значение при разграничении поднятий Малого Кавказа (внешняя дуга) от его внутренней дуги — это в отношении возраста доальпийского субстрата.

Как показывает анализ всего накопленного материала, во внешней дуге субстратом являются метаморфические сланцы докембрия—эопалеозоя, а во внутренней—отложения палеозоя — триаса, так что границу этих поясов необходимо вести вдоль контакта этих отложений и только тогда можно выявить всю специфику их развития и проявления магматизма.

В 1960 году вышла работа коллектива авторов (И. В. Кириллова, Е. Н. Люстих, В. А. Растворова, А. А. Сорский, В. Е. Хаин) (1960), посвященная анализу геотектонического развития и сейсмичности Кавказа. В разделе «Некоторые вопросы тектонического районирования Кавказа» даны обзор существующих тектонических карт, районирование по типам развития, магматизма и его связь с геотектоническим развитием, строение доюрского фундамента, типы складчатости и данные о глубинных разломах.

И. В. Кирилловой и А. А. Сорским (1960) составлена схема геотектонического районирования Кавказа, где в пределах крупных структурных комплексов, в том числе и Малого Кавказа, выделяются зоны, характеризующиеся общностью геологического развития, характера фаций и мощностей и, в известной мере, характера дислокаций. В этой схеме область, лежащая к востоку от Ахалкалакского нагорья, т. е. Сомхито-Карабахская и значительная часть (за исключением Севанской впадины, верховьев Тертера и Карабахского плато) Севано-Акеринской зоны, отнесена к области геосинклинального режима в начале альпийского цикла, где в осевых частях прогибов на рубеже средней и верхней юры зарождаются поднятия, а в палеогене происходит общее поднятие. Севернее этой области, т. е. в зоне перехода складчатой структуры к Куринской депрессии, выделены прерывистые полосы: области слабого прогибания в мезозое, в палеогене — интенсивное прогибание и с верхнего неогена — поднятие. Вся остальная территория Малого Кавказа (Аджаро-Триалетский и Талышский антиклинории, Ахалкалакский, Севано-Курдистанский (южная часть) и Эрвано-Ордубадский синклинории) отнесе-

на к области с геоантиклинальным режимом в юре, испытавшей частичное прогибание в мелу и интенсивное прогибание в палеогене, которое в миоцене вновь сменилось интенсивным поднятием. Внутри этой обширной гетерогенной области выделены поднятия (Арагац, Мисхана и Южный Зангезур) Мисхано-Зангезурской зоны и вне ее — Дзирульское, Храмское и Локское, поднятия, которые отнесены к области устойчивых поднятий, испытавших кратковременные слабые погружения.

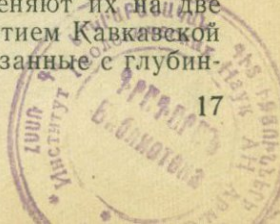
Арагатско-Нахичеванская депрессия, Даралагезский и Джульфинский антиклинории отнесены к области геоантиклинального режима в мезозое, которая с палеогена испытала прогибание.

Из этой схемы геотектонического районирования части Малого Кавказа видно, что она в значительной мере правильно отражает развитие отдельных крупных зон (надзон), придавая особое значение начальному этапу альпийского цикла и еще больше погружению в палеогене.

13267
1828

Таким образом, авторы совершенно не учли роль доальпийского субстрата, имеющего важное значение в образовании разнохарактерных зон, его постепенное на всем протяжении альпийского цикла взламывание, способствовавшее не только длительному (юра-антропоген) магматизму, но и возникновению новых наложенных структур (не говоря о меловых) в палеогене, неогене и антропогене. Кроме того, авторами в этой схеме геотектонического развития почему-то на Малом Кавказе не учтен плиоцен-антропогеновый этап. Тем более, что последний приводится в удачно построенных кривых, иллюстрирующих направленность тектонических движений во времени. Надо сказать, что эта схема для части Малого Кавказа хорошо согласуется с гравиметрической схемой, составленной Е. Н. Люстихом. К работе приложены уже известные схемы рельефа доюрского фундамента, составленные авторами ранее, карта морфологических типов и интенсивности дислокации (о чем уже было сказано), схема расположения основных зон глубинных разломов, упрощенная схема тектонического районирования (с нанесением крупных структур — Э. Ш.) и схема распределения зон максимальных прогибаний Кавказа, составленные И. В. Кирилловой и А. А. Сорским. Все это, дополняя друг друга, дает наглядную картину строения и развития Кавказа во времени.

Авторы, придавая большое значение глубинным разломам, флексурам и поперечным поднятиям, расчленяют их на две категории: 1) продольные, связанные с развитием Кавказской геосинклинали, и 2) субмеридиональные, связанные с глубин-



ными структурами, общими как для геосинклиналей, так и для платформ.

Е. Е. Милановский и В. Е. Хаин (1963) в монографии «Геологическое строение Кавказа», наряду со стратиграфией данной области, особое внимание уделяют тектоническому строению, истории и основным закономерностям геологического развития этой области.

В главе «Тектоническое строение» этими исследователями в части Малого Кавказа выделены: Аджаро-Триалетская, Сомхито-Кафанская, Армянская и Приараксинская структурно-фациальные зоны. Сомхито-Кафанская зона отвечает главному альпийскому прогибу и состоит из Сомхито-Карабахского антиклинория, Севано-Акеринской синклиналильной зоны и Кафанского поднятия. Сомхито-Карабахский антиклинорий состоит, в свою очередь, из антиклинориев и синклинориев второго порядка; Акеринский синклинорий, на северо-западе, соединяясь с Севанским синклинорием, составляет Севано-Акеринскую зону. Лачинский антиклинорий второго порядка разделяет Акеринский прогиб на две части; на юго-западе этот прогиб сменяется Кафанским антиклинорием. С юго-запада последний ограничен Хуступ-Гирратахским разломом, являющимся отражением главного тектонического шва Малого Кавказа; он разделяет Сомхито-Кафанскую и Армянскую тектонические зоны. Севанский синклинорий занимает осевое положение в структуре Малого Кавказа и в то же время представляет вторичный геосинклинальный прогиб, развивающийся в позднемеловое и палеогеновое время. Юго-западное крыло его наложено на краевую северо-восточную часть Армянской зоны. В этой части зоны имеется цепочка остаточных антиклинальных и горстовых поднятий, не захваченных мел-палеогеновыми опусканиями. Условно они именуется Мисхано-Зангезурской зоной поднятий. Наиболее юго-восточным элементом этой зоны поднятий является Зангезурский антиклинорий, представляющий шовную структуру, ограниченную на северо-востоке Хуступ-Гирратахским разломом, а на юго-западе — Мегри-Ордубадским плутоном. Последний отделяет Зангезурский антиклинорий от Ордубадского синклинория. Юго-западнее Армянской зоны располагается Приараксинская структурно-фациальная зона. В крайней юго-восточной части Малого Кавказа расположен брахиантиклинорий Талышского хребта, отделенный от основной части Малого Кавказа наложенным Нижнеараксинским прогибом. Слагающие Талышский прогиб палеогеновые образования являются юго-восточным продолжением Акеранского и Мартунинского про-

гибов Сомхито-Кафанской зоны. Складчато-глыбовое сооружение Малого Кавказа отличается отсутствием осевого поднятия. Здесь отчетливо проявляется кулисообразное расположение частных структур, которые обязаны своим происхождением попеременно развивающимся в фундаменте Малого Кавказа (на юго-востоке — юго-восточного и юго-западного, а на северо-западе — широтного и юго-западного) глубинным разломам. Лишь Сомхито-Кафанская зона отвечает геосинклинали юрско-мелового времени; вся остальная часть Малого Кавказа главное геосинклинальное прогибание испытала в позднем мелу — палеогене.

Далее, Е. Е. Милановским и В. Е. Ханым (1963) рассмотрены глубинное строение, сейсмичность и положение Кавказа в альпийской зоне Евразии. В главе «Геологическое развитие Кавказа» ими выделяются доальпийский и альпийский этапы и закономерности геологического развития. Вкратце рассмотрены: глыбовое строение, поперечная зональность, волновая природа глубинных движений, закономерности развития прогибов и формационные ряды, некоторые закономерности истории магматизма, региональная и локальная инверсия знака движений, складчатость, ее история и происхождение, формирование горного рельефа и полезные ископаемые.

Вслед за вышеуказанной монографией Е. Е. Милановский (1963) выступил со статьей «Новые представления о структуре и истории тектонического развития Малого Кавказа». В этой статье автор, в основном возражая себе, а также многим своим предшественникам, предлагает новую тектоническую зональность Малого Кавказа. При этом характерно, что этот исследователь в вышеуказанной монографии (причем, вышедшей одновременно с этой статьей) пишет, что вулканогенный девон Зангезура располагается юго-западнее Хуступ-Гирратахского разлома (что в действительности так и есть); в статье же он эту толщу располагает уже северо-восточнее данного разлома. Это делается с целью расположить ее в пределах Севано-Зангезурской зоны. Кроме того, желая объединить Зангезурский выход вулканогенного девона с кристаллическими сланцами Мисханского массива (кстати, отстоящего от Зангезура на расстоянии более чем 250 км), он отказывается от нижнепалеозойского возраста слагающих этот массив пород и считает их средне- и верхнепалеозойскими и юрскими лишь на том основании, что по радиологическим данным возраст метаморфизма пород массива и секущих интрузий оказался мезозойским. Спрашивается, почему нижнепалеозойские отложения не могут быть метаморфизованы в мезозое, а сред-

не- и верхнепалеозойские могут? Кроме того, он без всяких доказательств вновь как на факт ссылается на наличие у Алячки несуществующего триаса. Как отмечает этот исследователь, гальки известняков с четырехлучевыми кораллами могли сноситься с юга, так что они чужды Шахдагскому хребту Севанского синклинория. Эти и другие отрывочные данные дают ему основание выделять в пределах Малого Кавказа Сомхито-Карабахскую, Севано-Зангезурскую, Армянскую и Приараксинскую зоны. Причем он считает, что центральной осевой зоной для Малого Кавказа является Севано-Зангезурская зона (а в монографии таковой считался Севанский синклинорий.) Последняя, по мнению Е. Е. Милановского, как в палеозое, так и в мезокайнозое была интенсивно погружающейся геосинклинальной областью, так что Сомхито-Карабахская зона не представляет собой главной «родоначальной» альпийской геосинклинали Малого Кавказа, как всегда считалось; последняя является краевой зоной Малого Кавказа, вовлеченной в погружение позднее, чем ее осевая (Севано-Зангезурская) зона и т. д.

ЗОНАЛЬНОСТЬ, ОБЩАЯ СХЕМА ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАИОНИРОВАНИЯ И КРИТЕРИИ ВЫДЕЛЕНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ЗОН

В поперечном сечении Кавказского отрезка Средиземноморья выделяют миогеосинклинальную область Большого Кавказа и эвгеосинклинальную область Малого Кавказа, разделенные Закавказским срединным массивом. Эти термины, впервые предложенные Г. Штилле в его классификационной схеме геосинклинальных областей, в более четкой и определенной форме развиты М. Кеем (1958) и поддержанные многими советскими тектонистами, обозначают соответственно «меньшие геосинклинали» и «истинные или полные геосинклинали». Мерилом этих типов геосинклиналей, как указывает М. Кей (1958), является наличие или отсутствие в них магматизма.

Как нам кажется, трудно находить такие геосинклинальные области вообще, в которых в те или иные стадии их развития в пределах отдельных составляющих внутренних (частных) геосинклиналей полностью отсутствовал бы магматизм, так что вопрос не в наличии или отсутствии, а в преобладании последнего в том или ином этапе развития геосинклинальной области. Исходя из этого, мы считаем, что эти термины лучше применять при восстановлении истории геотектонического раз-

вития геосинклинальной области, ибо они обозначают состояние последней на определенном этапе развития и не могут явиться мерилем для их градации вообще. В связи с этим следует отметить, что М. Кей (1958) не всегда применяет эти термины свободно и говорит не о миогеосинклинали или эвгеосинклинали, а о «среднеордовической тронтонской миогеосинклинали» (стр. 28) и о «палеозойских эвгеосинклиналиях» и т. д. Далее он подчеркивает (стр. 117), что «...поясы вулканических и невулканических геосинклиналей не обязательно бывают изолированы друг от друга». В. Е. Хаин (1959) пишет, что «мы теперь хорошо знаем, что положение границ внешних (миогеосинклинальных) и внутренних (эвгеосинклинальных) зон внутри геосинклинальных областей могло существенно меняться, причем в разных направлениях даже в течение одного и того же тектонического цикла, не говоря уже о разных циклах».

М. В. Муратов (1960) Малый Кавказ включает в северную ветвь внутренней, эвгеосинклинальной зоны альпийской геосинклинальной области. А. Т. Асланян (1958) в пределах Малого Кавказа, или, как он именуется, Армянской ортогеосинклинали, различает как эвгеосинклинальную, так и миогеосинклинальную области, отделенные линией г. Ани — г. Арагац — с. Алапарас — г. Магмаган — сел. Ехегнадзор — сел. Азизбеков и гор. Ордубад. При этом он отмечает, что южнее этой линии в миогеосинклинали преобладают осадочные фации с незначительным развитием вулканогенных пород в юре, в верхнем эоцене — олигоцене и значительно — в миоцене-плиоцене. К этому надо было добавить наличие диабазовых даек в девоне Арпачая и вулканогенного девона в Зангезуре.

Из всего этого видно, что на Малом Кавказе эвгеосинклинальной стадией в мезозое характеризовалась северная часть, а в кайнозое — южная. Так что произведенное А. Т. Асланяном (1958) деление Малого Кавказа на эвгеосинклинали и миогеосинклинали не совсем правильно, особенно в течение верхнего мела и палеогена, и не отвечает тем понятиям, которые вкладываются в эти термины. Следовало бы установить южную границу эвгеосинклинальной области в мезозое, которая, на наш взгляд, совпадает с северной границей распространения палеозойских, в частности девонских, отложений. Как показывают имеющиеся данные, для каждой области с эвгеосинклинальной стадией развития характерна геоантиклинальная стадия развития в предшествующем этапе. В начале нового этапа та или иная область, воздымаясь, раскалывается

системой трещин и разрывов на множество блоков и, энергично размываясь, значительно утоняется. Таким образом, этот этап является подготовительным для возникновения контрастных дифференциальных движений, обусловивших вулканическую деятельность на длительный период времени — почти до конца геотектонического цикла. Такую стадию перенесла в палеозое и в начале триаса альпийского этапа северная часть Малого Кавказа (Закавказская геоантиклиналь). Геоантиклинальной стадией в мезозое (за исключением кратковременных ингрессий моря) характеризовался Среднеараксинский пояс, который в палеозое имел миогеосинклинальный режим. Здесь погружение и интенсивный вулканизм возникли в начале кайнозоя и имели место до антропогена.

Таким образом, из изложенного видно, что Малый Кавказ в альпийском этапе, разве только за исключением раннеальпийского цикла, имел эвгеосинклинальные условия развития.

Большой интерес представляет проведение северной границы эвгеосинклинали. По-видимому, она в мезозое простиралась далеко на север, но была разделена Закавказским срединным массивом до подножья южного склона Большого Кавказа, от Черноморского побережья до Каспия, захватывая при этом и Кахетинско-Вандамскую зону. Эту эвгеосинклинальную область удобнее именовать Большекавказской. В современной структуре складчатая система Большого Кавказа отделена от таковой Малого Кавказа Рионо-Куриной впадиной, возникшей над погребенным Закавказским срединным массивом. Последнему в мезозое мы придаем такую же роль, какую играли Македоно-Родопский, Эгейский, Мендересский, Киркшехерский и др., которые не испытали погружения.

Перейдя к вопросу об общей схеме тектонического районирования и критериях выделения тектонических зон, отметим, что в настоящее время известно большое количество тектонических схем, которые отличаются друг от друга как по принципу составления, так и по содержанию.

Общеизвестными являются тектонические схемы В. П. Ренгартена (1926, 1937, 1941), Л. А. Варданянца (1935, 1947), К. Н. Паффенгольца (1946, 1948) для Кавказа и А. Т. Асланяна (1958) для Малого Кавказа, основанные на структурно-фациальном районировании области.

В аналогичных картах удачно изображаются особенности развития отдельных зон, но в этих картах крупные структуры не выявляются. С учетом этих особенностей упомянутых карт и с целью устранения отмеченных недостатков В. В. Белоусовым (1939), В. Е. Ханним (1949) и Л. А. Варданянцем (1955)

для Кавказа в целом и Л. Н. Леонтьевым (1949), А. А. Габриеляном (1956) и Е. Е. Милановским (1956) для Малого Кавказа были составлены мелкомасштабные тектонические карты и схемы. В этих картах контуры структур показаны условно и только в крупномасштабных вариантах возможно удастся показать структурные ярусы. Особенности исторического развития тектонических структур, формации, особенности глубинного строения и характер тектонических дислокаций эти карты передают слабо и невыразительно.

Нами в соавторстве с В. Е. Хаиным и другими в 1956 году была составлена «Тектоническая карта Азербайджана». В этой карте, кроме других структурных элементов, основное внимание было уделено выделению структурных этажей и принципу показа на карте истории развития крупных структурных единиц. С этой целью на карте выделены время начала погружения и время окончательного поднятия составляющих структур.

И. В. Кириллова и А. А. Сорский (1960) в составленной тектонической карте Кавказа выделили структуры по типам развития. Как в этой, так и в тектонической карте Азербайджана тектоническая зональность не получила своего отражения.

В настоящее время почти все исследователи признают, что при тектоническом районировании необходимо учесть структуру, историю развития области, складчатые формы и последовательность формаций, так что районирование должно быть структурно-историческим с охватом всех геологических особенностей той или иной области.

Учитывая все вышеизложенные особенности предложенных карт, мы попытались по возможности улучшить качество составляемой карты, однако, как теперь убеждаемся, не достигли своей цели. Это, по-видимому, объясняется тем, что мы на тектонических картах должны показать все те особенности структур и зон, которыми они обладают и которые явились первой причиной их развития и становления. Этих особенностей очень много, но главными являются: характер развития структур во времени, изменение плана складчатости, формации и субформации отложений, характер складчатости, их морфология и типы, основные специфические особенности развития геосинклинальной области в целом, и отдельных зон в частности; возраст складчатости, разрывов и интрузией и др. Из этого перечня видно, что показать все в одной карте, особенно в штрихах, невозможно. Приходится отдавать предпочтение ведущему фактору, а остальные соподчинить ему и

потому получить желаемый результат трудно или невозможно. По-видимому, необходимо составить несколько тектонических карт — тогда, может быть, удастся показать все, что мы желаем.

Тектоническая карта восточной части Малого Кавказа составлена по принципу учета развития и становления отдельных крупных структурных единиц и их особенностей. С этой целью отдельно составлена схема тектонического развития структур Малого Кавказа, где в виде кривых показано время погружения и поднятия их (рис. 1). На тектоническую карту нанесено время окончательного поднятия этих структур. При этом надо отметить, что границы зон, а иногда даже некоторых структур, у которых время окончательного поднятия совпадает, теряются. Кроме того, составлена схема распределения типов складчатости (рис. 2).

Во вновь составляемой тектонической карте уточнены не только детали строения отдельных структур, но и выделены формации и подформации, осевые линии поперечных поднятий, зоны глубинных разломов, поперечные разрывы и флексуры глубокого заложения и интрузии разного возраста.

В изданной тектонической карте Азербайджана тектоническая зональность Малого Кавказа была принята по первоначально предложенной схеме Л. Н. Леонтьева (1949). Им, как было указано, наиболее детально рассмотрено строение Сомхито-Карабахской зоны. Что же касается деталей строения остальных зон и особенно Севано-Акеринской (у Л. Н. Леонтьева — Севано-Курдистанской), то они были показаны схематично. Исходя из этого, нами было детализировано и уточнено тектоническое строение Севано-Акеринской и частично Сомхито-Карабахской зон Малого Кавказа.

Л. Н. Леонтьевым (1949) и В. Е. Хаиным (1949) в поперечном сечении мегантиклинория Малого Кавказа выделены с севера на юг следующие зоны: Сомхито-Карабахская, Севано-Курдистанская, Мисхано-Зангезурская, Еревано-Ордубадская и Шаруро-Джюльфинская, отвечающие соответственно антиклинориям и синклинориям первого порядка.

Из истории тектонического исследования Малого Кавказа видно, что не всеми исследователями эта схема принята однозначно и потому были предложены различные новые варианты, либо повторяющие старые схемы тектонической зональности, либо во многом противоречащие друг другу. Такое положение можно объяснить двумя причинами: или тем, что схема тектоники Малого Кавказа, предложенная Л. Н. Леонтьевым, больше не отвечает новым данным, или стремлением исследо-

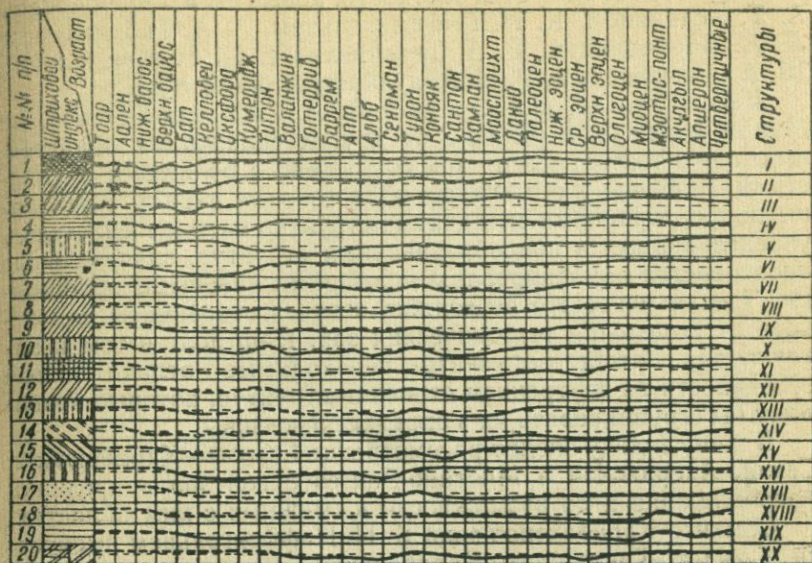


Рис. 1

Схема геотектонического районирования структур восточной части Малого Кавказа по типам развития

1 — структуры, испытавшие интенсивное прогибание в нижней и средней юре и умеренное поднятие, начиная с келловей и в последующем; 2 — структуры, испытавшие умеренное прогибание в лейасе и нижнем мальме, интенсивное прогибание в средней юре и поднятие начиная с оксфорда и в последующем; 3 — структуры, испытавшие умеренное прогибание в лейасе и нижнем мальме, интенсивное прогибание в средней юре и поднятие начиная с кимериджа и в последующем; 4 — структуры с субгеоантиклинальным режимом в лейасе — аалене, испытавшие умеренное прогибание в байосе и нижнем мальме, интенсивно прогибавшиеся в бате и кимеридже, интенсивно поднявшиеся начиная с титона и в последующем; 5 — структуры с субгеоантиклинальным режимом в лейасе — аалене, во второй половине догера и в нижнем мальме, интенсивно прогибавшиеся в верхнем мальме и неоком-апте, умеренно прогибавшиеся в верхнем мелу и поднявшиеся в бате и в последующем; 6 — структуры с субгеоантиклинальным режимом в лейасе — аалене, умеренно прогибавшиеся в байосе и интенсивно в бате и мальме, окончательно поднявшиеся в титоне и в последующем; 7 — структуры с субгеосинклинальным режимом в бате, мальме и в верхнем мелу с кратковременными поднятиями в неокоме и туроне, окончательно поднявшиеся с эоцена и в последующем; 8—9 — структуры с субгеосинклинальным режимом в бате, мальме и в мелу, окончательно поднявшиеся с эоцена и в последующем; 10 — структуры с субгеоантиклинальным режимом в лейасе, умеренно прогибавшиеся в средней юре и в начале мальма, интенсивно прогибавшиеся в валанжине, альбе, сеноне и окончательно поднявшиеся в дате и в последующем; 11 — структуры с субгеоантиклинальным режимом в лейасе, умеренно прогибавшиеся в средней юре, мальме и дат-палеоцене, интенсивно прогибавшиеся в валанжине, альбе, сеноне и в среднем эоцене, окончательно поднявшиеся с верхнего эоцена-олигоцена и в последующем; 12 — структуры с субгеоантиклинальным режимом в лейасе, байосе и в верхнем мальме, умеренно прогибавшиеся в бате, нижнем мальме, баррем-апте и в дат-палеоцене, интенсивно прогибавшиеся в валанжине, альбе, сеноне, в среднем — верхнем эоцене и окончательно поднявшиеся в олигоцен-миоцене и в последующем; 13 — структуры с субгеоантиклинальным режимом в лейасе, байосе и верхнем мальме, умеренно прогибавшиеся в бате, нижнем мальме и в неоком-апте, интенсивно прогибавшиеся в альбе и нижнем сеноне, окончательно поднявшиеся в дате и в последующем; 14 — структуры, умеренно прогибавшиеся в юре, неокоме, дате, палеоцене, акчагыле и апшероне, интенсивно прогибавшиеся в альбе и сеноне, оконча-

вателей создать новую. В частности, новые схемы предложены А. Т. Асланяном, К. Н. Паффенгольцем, А. А. Габриеляном, Л. А. Варданянцем, Г. А. Твалчрелидзе, И. Г. Магакьяном, Ш. А. Азизбековым, Р. Н. Абдуллаевым, нами и др.

Действительно, как отмечает А. А. Габриелян (1959), на Малом Кавказе, в отличие от других складчатых областей, выделение тектонических зон сопряжено с большими трудностями, особенно в его южных областях, где наряду с различными простираниями складчатых структур наложенных мульд, унаследованных и новообразованных структур, значительные пространства замаскированы новейшими лавовыми излияниями. Тем не менее это не должно явиться основанием для отказа от выделения тектонических зон. Наш долг в том и заключается, чтобы отыскать необходимые отличительные особенности во внутреннем строении структур, которые позволили бы сгруппировать их в определенные зоны.

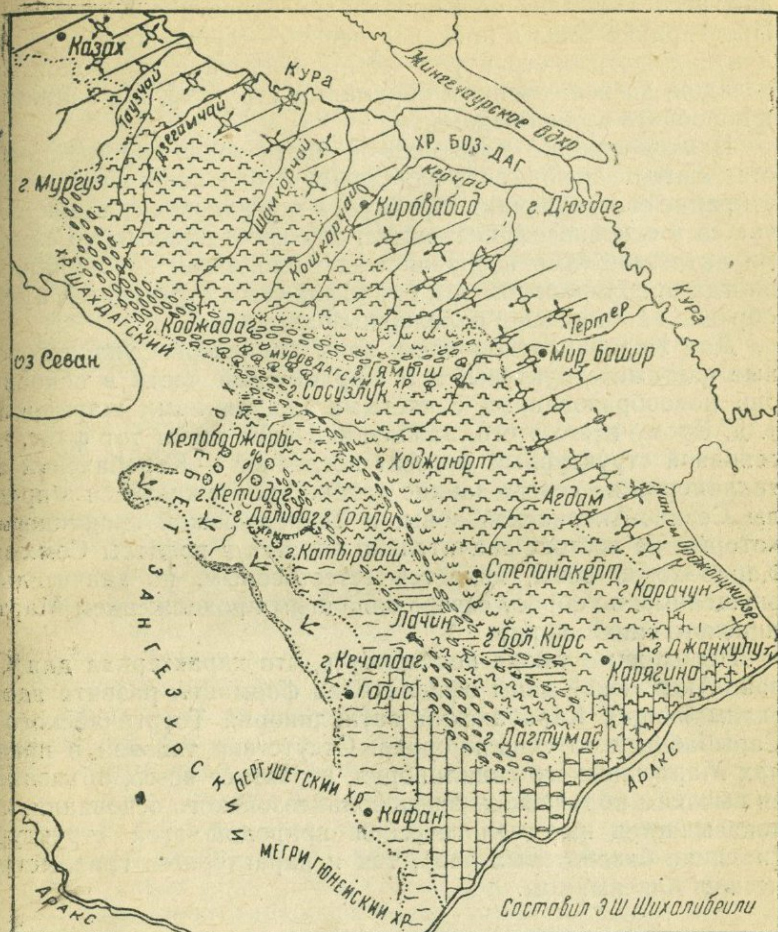
В нашу задачу входит рассмотрение Сомхито-Карабахской, Севаño-Акеринской и Мисхано-Зангезурской зон в пределах Азербайджана и по возможности в смежных с ним областях.

Сомхито-Карабахская зона К. Н. Паффенгольцем именуется Сомхито-Ганджинско-Карабахской. Ее восточная часть вместе с восточным отрезком Армянской зоны объединены им в зону восточного погружения Малого Кавказа. А. Т. Асланян (1958) именует данную зону Аллавердской, Е. Е. Милановский, А. А. Габриелян и др. — Сомхито-Кафанской и т. д.

Однако, если проследить поведение зоны западнее р. Тертер, ее общее простирание, а также простирание составляющих структур и морфологию отдельных складок, то ясно уви-

тельно поднявшиеся в антропогене; 15 — структуры, умеренно прогибавшиеся в верхней юре, неоком-апте, интенсивно прогибавшиеся в альб-сеномане и в нижнем сеномане, окончательно поднявшиеся в кампане и в последующем; 16 — структуры с субгеоантиклинальным режимом в лейасе и в байосе, умеренно прогибавшиеся в бате, мальме и неоком-апте, интенсивно прогибавшиеся в альб-сеномане, окончательно поднявшиеся в туроне и в последующем; 17 — структуры с субгеоантиклинальным режимом в лейасе и в байосе, умеренно прогибавшиеся в бате, мальме, неоком-апте, альб-сеномане, верхнем мелу, палеогене и неогене, окончательно поднявшиеся в антропогене; 18—19 — структуры, умеренно прогибавшиеся в мезокайнозое, с кратковременным поднятием в меотис-понте, окончательно поднявшиеся в начале палеогена; 20 — структуры с субгеоантиклинальным режимом в юре, умеренно прогибавшиеся в неоком-апте, дат-палеоцене и в верхнем эоцене, интенсивно прогибавшиеся в альбе и среднем эоцене, окончательно поднявшиеся в олигоцен-миоцене и в последующем

Структуры: I — Шамхорский и Гекгельский антиклинорий, II — Мровдагский антиклинорий, III — Карабахский и Лачинский антиклинорий, IV — Агдамский и Замзурский антиклинорий, V — Кафанский антиклинорий, VI — Дашкесанский синклинорий, VII — Агдамский антиклинорий, VIII — Мардакертский синклинорий, IX — Мартунинский синклинорий, X — Тоурагачайский синклинорий, XI — Сарыбабинский синклинорий, XII — Шахдагская синклиналь, XIII — Гочасский синклинорий, XIV — Казахский синклинорий, XV — Гадрутская синклиналь, XVI — Хузавирская синклиналь, Шушикендский и Довшалинский прогибы, XVII — Каркарчайская синклиналь, XVIII — Предмалокавказский синклинорий (прогиб), XIX — Нижнеараксинский наложенный синклинорий, XX — Кельбаджарская наложенная мульда



Составил Э. Шихалибеги

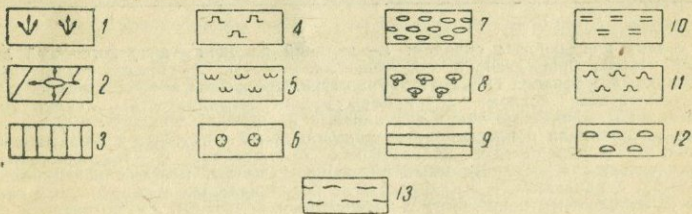


Рис. 2

Схема районирования по морфогенетическим типам складчатости

дим несоответствие ее Кировабадской части с Карабахской. Простираение зоны в пределах первой — субширотное, составляющих частных структур — северо-восточное, морфология же складок, за исключением окраинных структур, приближается к коробчато-куполовидным.

В пределах же Карабахской части зоны простираение ее становится северо-северо-западным. Этому подчиняется и простираение составляющих структур, а морфология складок отличается в основном линейностью; они гребневидные, со сжатыми антиклиналями и сравнительно широкими синклиналями, иногда приближающиеся к брахиформным структурам, пучкообразно ветвящиеся и осложнены разрывами.

Для Кировабадской части зоны характерны унаследованные частные структуры, а в Карабахской части в основном они новообразованные с частыми ундуляциями шарниров и т. д. Кроме всего этого, важное значение имеет тот факт, что основной структурный элемент последней — Карабахский антиклинорий на северо-западе далеко прослеживается в пределы Севано-Акеринской зоны, а Тоургачайский синклинорий, который на востоке значительно вдается в пределы Сомхито-Карабахской зоны, является естественным, но значительно опущенным по сбросу северо-западным продолжением Мартунинского синклинория.

Необходимо также подчеркнуть, что характерная для Севано-Акеринской зоны офиолитовая формация развита вдоль окаймляющих Карабахский антиклинорий Тоургачайского и Сарыбабинского синклинориев. Отсутствие таковой в пределах Мартунинского синклинория, вероятнее всего, объясняется высоким положением здесь эопалеозойского основания, что доказывается как геологической природой этой структуры (наличие базальтовых лав), так и характерным гравиметрическим максимумом.

А — зона прерывистых складок: 1 — верхний плиоцен — антропогенный лавовый покров, бронирующий древнюю складчатую структуру; 2 — брахиантиклинальные складки; 3 — древняя складчатая структура, прикрытая слабодислоцированным кайнозойским чехлом; 4 — промежуточная складчатость; 5 — сундучные складки; 6 — линейные узкие антиклинали и широкие синклинали (гребневидные антиклинали и плоскодонные синклинали); 7 — крупные и обширные синклинали в наложенных кайнозойских отложениях; 8 — геосинклинальная складчатость; 9 — надразломные интенсивно сжатые, местами изоклинные складки с кливажем; 10 — надразломные изоклинные и опрокинутые складки (с локальными покровами) с интенсивным кливажем; 11 — интенсивно сжатые, осложненные разрывами; 12 — интенсивно сжатые, изоклинные, осложненные разрывами и кливажем линейные складки; 13 — умеренно сжатые линейные складки; 14 — асимметричные, сжатые и наклонные линейные складки; 15 — пологие слабодислоцированные унаследованные линейные складки

Наиболее северная структура зоны офиолитовой формации — Тоурагачайский синклиорий на всем своем протяжении отделен от Мровдагского антиклинория одноименной шовной зоной — глубинным разломом, который на востоке, но уже в виде ветвей его, также прослеживается вдоль границ Агдамского антиклинория и Мартунинского синклиория, так что вся область, лежащая северо-восточнее этой полосы разломных структур, по стилю тектоники не может быть объединена в одну зону с юго-западнее расположенными структурами и потому должна быть рассмотрена как самостоятельная и наименована Сомхито-Агдамской зоной. Последняя в пределах Азербайджана с запада на восток состоит из Казахского, Шамхорского, Дашкесанского, Мровдагского, Агджакендского, Агдамского и Мардакертского антиклинориев и синклиориев.

Как мы указывали выше, вдоль внешнего края мегантиклинория Малого Кавказа с запада на восток, в зоне перехода к Куринскому мегасинклиорию, необходимо выделять Предмалокавказский краевой прогиб (синклиорий).

Как известно, в существующих тектонических схемах Малого Кавказа выделяется Севано-Акеринская зона, которая в пределах Азербайджана состоит из Тоурагачайского, Сарыбабинского, Гадрутского, Хузабертского и Гочасского синклиориев и разделяющих их Лачинского, Старотагского и Замзурского антиклинориев. Выше мы указали, что Тоурагачайский синклиорий на юго-востоке вливается в Мартунинский синклиорий, и отделение их друг от друга искусственно. Эти структуры относятся к северной ветви офиолитовой формации и отделены от Сомхито-Агдамской зоны разломами глубокого заложения. Юго-западнее этих синклиориев протягивается Карабахский антиклинорий, который в свою очередь, отделен от юго-западной ветви офиолитовой формации — Сарыбабинского синклиория Карабахским разломом глубокого заложения. Вдоль юго-западного крыла Сарыбабинского синклиория на всем протяжении от Севана до р. Аракс прослеживается крупный, но в некоторой степени ныне замаскированный Лачин-Башлыбельский разлом глубинного заложения. Последний, являясь шовной линией разграничения различных тектоно-магматических и фациальных комплексов, значительно повлиял на характер осадконакопления, интенсивность магматической деятельности, распространение ультраосновных интрузий в сеноне и служил не только зоной возникновения приразломного Лачинского антиклинория, но и зоной внедрения лентовидного Шальва-Лачинского гранитоидного интрузива.

7
зива в палеогене и вулканизма как в палеогене, так и в плиоцен-антропогене.

Все эти данные, а также характер, морфология, особенности развития перечисленных структур дают нам основание объединить в одну Севано-Карабахскую зону Тоурагачайский, Мартунинский, Сарыбабинский и Гадрутский синклиналии и разделяющий их Карабахский антиклинорий.

Таким образом, Лачинский антиклинорий и юго-восточнее расположенные положительные структуры являются приразломными антиклинориями и должны быть включены в состав юго-западнее расположенной зоны, о которой речь будет идти ниже.

В настоящее время наиболее неопределенным является положение Кафанского антиклинория. Л. Н. Леонтьев (1949) и В. Е. Хаин (1949) включает его в состав Мисхано-Зангезурской зоны. А. А. Габриелян (1959), Е. Е. Милановский (1956)¹, Г. А. Твалчрелидзе, И. Г. Магакьян и др., учитывая геосинклинальный период развития этой области, включают его в состав Сомхито-Кафанского комплекса, антиклинория или зоны. Л. А. Варданянцем (1955) Кафанский антиклинорий включается в состав Абхазско-Карабахской системы. А. Т. Асланян (1958), учитывая особенности строения Кафанского антиклинория, считает целесообразным выделить его в самостоятельную Кафанскую зону в составе Севанского пояса.

Следует отметить, что первоначально Л. Н. Леонтьев (1949) Мисхано-Зангезурскую зону (антиклинорий) считал состоящей из трех кулис: Ленинанкан-Арзакендской, Южногеокчинской и Южнозангезурской. Кроме того, Кафанский антиклинорий он также включал в эту зону. Позже, после выявления Гирратахского разлома, некоторые исследователи, в том числе и мы, эту структуру (Кафанскую) рассматривали в составе Севано-Акеранской зоны, что было не совсем правильным. По-видимому, не совсем правильно объединение Кафанского антиклинория и с Сомхито-Карабахской зоной. Обычно при этом ссылаются на наличие в их пределах юрских отложений, неокомских интрузий и тождественность металлогении. Все эти сходные моменты имеют историко-палеотектоническое значение, а не структурное. Известно, что между этими структурами проходит крупный офиолитовый пояс с глубинными разломами, мощным мелом, палеогеном и более молодыми образованиями.

¹ В опубликованной им в 1963 году статье от этой схемы тектонической зональности Малого Кавказа этот исследователь отошел.

Если рассматривать детали юрской и меловой истории этих областей, то и в этом имеются серьезные различия. В разрезе юрской системы Кафанского антиклинория, в отличие от так называемой Сомхито-Карабахской зоны, отсутствует мощная осадочно-пирокластическая толща бата и келловея — нижнего оксфорда. Наоборот, верхний мальм и отсутствующие в упомянутой зоне низы неокома (валанжин—готерив) характеризуются единой вулканогенной толщей с линзами известняков лузитана и титона, наличием мощной осадочно-пирокластической толщи апта и известнякового баррема, а также мало-мощным развитием верхнего мела и отсутствием альба и сеномана. Благодаря наличию Гирратахского разлома структура вытянута в северо-западном направлении, но в плане она в основном имеет дугообразное очертание, хорошо оконтуренное по выходам верхнемеловых и более молодых отложений, резкое и крутое погружение этих отложений к северо-западу, северо-востоку и востоку под окружающие прогибы. Доверхнемеловые отложения на севере простираются в широтном, южнее — запад-северо-западном, северо-западном и северо-восточном направлениях и собраны в широкие плоские структуры. Простираение этих отложений резко несогласно срезается верхнемеловыми, простирающимися в широтном, северо-западном, меридиональном и юго-западном направлениях по периферии поднятия.

В общем слагающие антиклинорий юрские и меловые отложения уходят под более молодые образования (простираение которых подчинено таковому верхнего мела), описывающие с севера на юг дугу, выпуклостью обращенную к востоку, а на юге, в нижнем течении левых притоков р. Аракс (рек Базарчай, Охчичай и др.), имея противоположное юго-западное простираение, уходят в пределы Ирана, где окаймляют крупный докембрийский массив, простирающийся в меридиональном направлении. Этот докембрийский массив с правобережья р. Аракс, коленообразно изгибаясь, переходит на левый берег и уходит под юрские отложения Кафанского антиклинория. Выходы докембрийских метаморфических пород выступают на левом берегу р. Аракс у сел. Шишкерт. Все это, а также общее строение Кафанского антиклинория (правильнее моноклинория, как отмечает А. Т. Асланян) указывают на наличие под юрскими отложениями высокоприподнятого складчатого основания, сложенного докембрийскими образованиями, структуру которого унаследовали покрывающие его отложения.

Это подтверждается данными гравиметрии, которые свидетельствуют о приуроченности к антиклинорию гравитацион-

ного максимума, простирающегося в северо-западном направлении до Сисиана, где он севернее оконтуривается минимальными значениями силы тяжести. Наиболее высокое значение максимума характерна для окрестностей Кафана; западнее Гирратахского разлома происходит резкий спад значений силы тяжести, так что объединение в одно целое, т. е. Кафанского и Зангезурского антиклинориев в Мисхано-Зангезурскую зону, ошибочно.

Как нам кажется, Южнозангезурский (по А. А. Габриеляну) антиклинорий по истории своего развития относится к Араксинской зоне и резко отличается от собственно Мисханского массива.

Прав А. Т. Аслаян (1958), когда разделяет их соответственно на Кафанскую и Ахтинскую зоны. Однако, как нам кажется, это деление, если и оправдывает себя на юго-востоке, то на северо-западе имеет значительные недостатки.

Таким образом, в пределах Кафанского антиклинория под мезозоем, вероятно, располагается докембрийский массив, который, по сравнению с Мисханским массивом, значительно опущен и имеет уклон к востоку. Все это дает основание для выделения Мисхано-Кафанской зоны в составе Лачинского, Старотагского и Кафанского антиклинориев с разделяющими их Хузабиртским и Гочасским синклинориями, а также и Кельбаджарской наложенной мульдой. Эта зона на востоке целиком охватывает Кафанскую, а западнее сел. Сисиан — и Ахтынскую зоны А. Г. Аслаяна (1958).

Вышеописанный Лачинский разлом глубокого заложения отделяет Севано-Карабахскую зону от Мисхано-Кафанской и протягивается с района сел. Джебраил на р. Аракс, вдоль северного крыла Лачинского антиклинория в западном направлении через сс. Башлыбель—Басаркечар—Севан и далее, где, вероятно, соединяется с Анкаванским разломом. Эта граница в общих чертах совпадает с северной границей Кафанской зоны А. Т. Аслаяна (1958) на востоке и Ахтынской на западе. Разница лишь в том, что восточнее сел. Басаркечар, ввиду отсутствия у А. Т. Аслаяна необходимых данных по Азербайджану, он эту границу провел несколько условно.

Из изложенного видно, что приразломный Лачинский антиклинорий, являясь пограничной структурой, разделяет разнохарактерные зоны. Что же касается включения Гочасского синклинория в описываемую зону, то это обусловлено непосредственным переходом северо-восточного крыла Кафанского антиклинория в первый.

В существующей схеме тектонического районирования Го-

часский синклиорий рассматривается в составе Севано-Акеринской зоны, в пределах которой в основном и развита офиолитовая формация, что надо сказать и в отношении вновь выделяемой Севано-Карабахской зоны. В пределах же Гочасского синклиория эта формация отсутствует; он и в структурном отношении резко отличается от Севано-Карабахской зоны, ибо в нем, взамен узких, линейно вытянутых гребневидных, порой изоклинальных и приразломных, нанизанных интрузиями, складок, развиты плоские, обширные и спокойные складки, напоминающие платформенные, с пластовыми интрузиями габбро-диоритов.

Аналогичные структуры характерны также и для северного крыла Кафанского антиклинория. Выполняющие Гочасский синклиорий юрские, нижне- и верхнемеловые отложения представлены в мелководной фации с сокращенными мощностями. Кроме того, в пределах этой структуры в отличие от Севано-Карабахской зоны продукты нижнесенонского вулканизма представлены не кремнисто-диабазовой, а осадочно-пирокластической подформацией. Этот не компенсированный накоплением прогиб, погружаясь в юго-восточном направлении, расширяется и выполнен непрерывным комплексом мало-мощных мезозойских и палеогеновых осадков в морской фации, а также континентальными и наземно-вулканогенными образованиями плиоцена и антропогена.

В северо-западном же направлении шарнир синклиория воздымается, в связи с чем он суживается, а выполняющие его доверхнемеловые и местами доверхнесенонские осадки в отдельных приподнятых блоках выклиниваются или же представлены мелководными осадками незначительной мощности с продуктами размыва докембрийских образований.

Из изложенного видно, что развитие Гочасского прогиба и становление его как синклиория продолжалось до антропогена включительно и сопровождалось на всем своем протяжении бурным плиоцен-антропогеновым вулканизмом. Синклиорий характеризуется возникновением наложенной Кельбаджарской палеогеновой мульды, что считается характерным явлением в структуре западного (Армянского) отрезка Мисхано-Кафанской зоны, где докембрийский субстрат значительно приподнят.

Все это свидетельствует о том, что западнее г. Горис, в пределах Карабахского плато, как и во многих пунктах центральной Армении, непосредственно на докембрий налегают верхнесенонские отложения.

По-видимому, структура синклиория развилась на полого

наклонном восточном склоне докембрийского фундамента Кафанского антиклинория, что подтверждается и гравиметрическими данными.

Суммируя изложенное, необходимо отметить, что в пределах восточной части мегантиклинория Малого Кавказа нами выделяются следующие тектонические зоны: Предмалокавказский краевой прогиб (синклиорий), Сомхито-Агдамская, Севано-Карабахская и Мисхано-Кафанская зоны (рис. 3).

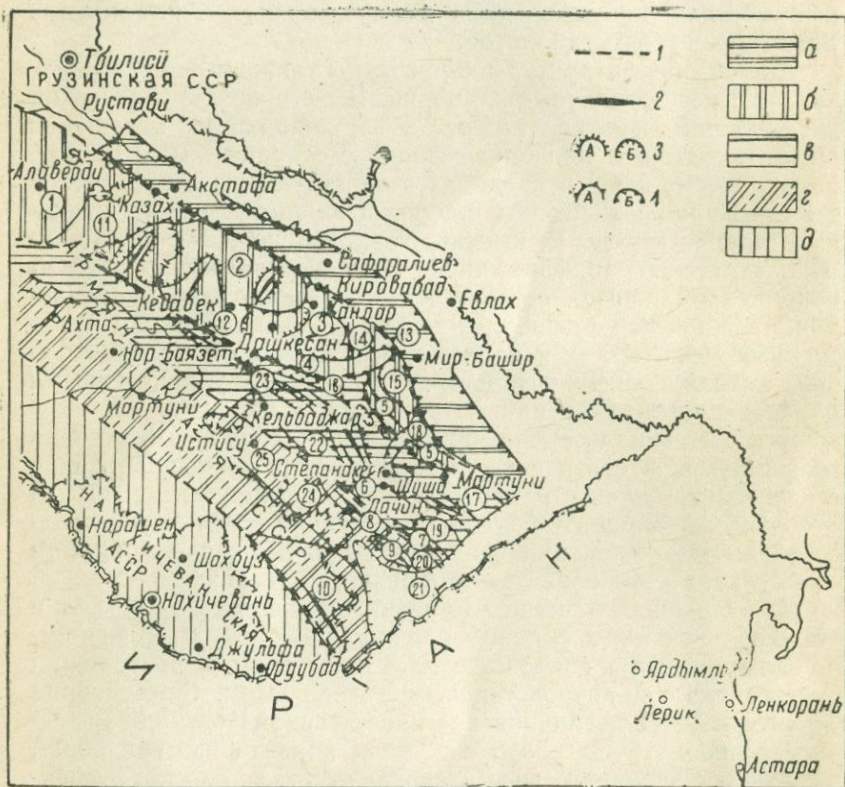


Рис. 3

Схема тектонического районирования восточной части Малого Кавказа

Структуры. А. Антиклинории: 1 — Аллавердский; 2 — Шамхорский; 3 — Гекгельский; 4 — Мровдагский; 5 — Агдамский; 6 — Карабахский; 7 — Замзурский; 8 — Лачинский; 9 — Старотагский; 10 — Кафанский. Б. Синклиории: 11 — Казахский; 12 — Дашкесанский; 13 — Предмалокавказский; 14 — Агджакендский; 15 — Мардакертский; 16 — Тоурагачайский; 17 — Мартунинский; 18 — Каркарчайская наложенная мульда; 19 — Гадрутская синклиальная полоса; 20 — Хузатбергская синклиальная полоса; 21 — Нижнеараксинская наложенная депрессия; 22 — Сарыбабинский; 23 — Шахдагская синклиальная полоса; 24 — Гочасский; 25 — Кельбаджарская наложенная мульда. В. Зоны: а — Куринский мегасинклиорий; б — Сомхито-Агдамская; в — Севано-Карабахская; г — Мисхано-Кафанская; д — Араксинская

Надо полагать, что Мисхано-Кафанская зона состоит, как было указано Л. Н. Леонтьевым, из нескольких кулисообразно расположенных поднятий, постепенно погружающихся в юго-восточном направлении и разделенных грабенообразными прогибами, выполненными более молодыми образованиями (в основном палеоген-антропогенными).

Нам необходимо установить юго-западную границу Мисхано-Кафанской зоны. Этой границей, по-видимому, должен служить стык эвгеосинклинальной и миогеосинклинальной областей Малого Кавказа в мезозое. Как было сказано выше, эти области отличаются прежде всего возрастом фундамента, состоящего в первом случае из нижнепалеозойских, а во втором — из верхнепалеозойских отложений.

Такая граница на юго-востоке выражена Гирратахским глубинным разломом, разграничивающим девонские отложения Восточного Зангезура от юрских Кафанского антиклинория. Однако этот разлом, хорошо прослеживаемый до с. Сисиан, северо-западнее проводится исследователями предположительно, без существенных на то оснований. Это видно из данных А. Габриеляна (1956), который дал общую характеристику этого разлома, установленного С. С. Мкртчяном (1959) и относимого к разряду глубинных. Первоначально он, правда предположительно, протягивал его через Сисиан к Алагелларскому плато, верховьям р. Тертер и далее к району сел. Басаркечар и к Адатапинскому полуострову на северном берегу оз. Севан, и именовал его Севано-Зангезурским глубинным разломом.

Е. Е. Милановский (1956), также придерживаясь этих данных, протягивал данный разлом почти к Далидагу. Позже А. А. Габриелян (1959) указанный разлом протягивает через Сисиан, Джермух, вулкан Магмаган, Гогамский хребет, севернее Арзаканского массива и вдоль Анкаванского разлома до северного борта Ленинанканской котловины и переименовывает его в Анкаван-Зангезурский глубинный разлом. А. Т. Асланян (1958) именуется этот разлом Ширакско-Зангезурским, проводит его вдоль полосы Ленинанкан—Кировакан—Севан—Мартуни—Сисиан—Гирратах—Шискерт и отделяет Ахтынскую зону от Севанской на западе и Кафанской — на востоке.

Надо отметить, что нет достоверных и веских оснований или даже каких-либо единичных признаков, чтобы можно было утверждать о связи разлома западнее оз. Севан с Гирратахским, не говоря уже об огромном пространстве между сел. Севан и сел. Сисиан, где разлом всеми, в том числе А. Т. Асланяном (1958), проводится условно.

Основным критерием для проведения западного продолжения Гирратахского разлома должно служить наличие южнее его палеозойских (вернее, девонских), а севернее — выступа докембрийских отложений, — это, вероятно, и есть граница двух геотектонических комплексов. Судя по геологическим картам Армении, южнее линии, соединяющей выходы среднего и верхнего девона Южного Зангезура с верхним девоном и нижним карбоном Южногюкчинского хребта (Агирчи), с выходом к вулкану Арагац (г. Алагез), протягивается область верхнепалеозойской (или просто палеозойской) складчатости. Это подтверждается наличием выявленного А. Т. Асланяном (1958) Ани-Ордубадского разлома, принимаемого им за южную границу его Ахтынской зоны.

Следует отметить, что этот исследователь наличие данного разлома хорошо доказывает только от Ани до Азизбекова, а восточнее, по Нах.АССР, он его проводит условно, и вряд ли там его можно провести вообще, ибо на всем своем протяжении разлом проходит севернее палеозойских (девонских) отложений, девон же Зангезура расположен севернее Ордубадского отрезка. Исходя из этого, мы предлагаем западнее Сициана западное продолжение Гирратахского разлома провести по западному отрезку Ани-Ордубадского разлома А. Т. Асланяна, т. е. через район Азизбекова, Ехегнадзор, Магмаган, Алапарс, Артик-Ани; тем более, что эта граница является разграничительной линией эвгеосинклиальной и миогеосинклиальной областей по А. Т. Асланяну. Этот разлом, являясь шовной линией, в то же время отделяет Мисхано-Кафанскую зону от южнее расположенной Еревано-Ордубадской.

На западе, как мы полагаем, Мисхано-Кафанская зона с северо-востока ограничена Анкаванским разломом, который на востоке раздваивается на Лачин-Башлыбельский и Ишихлинский разломы. Последний, вероятно, протягивается по лавовыми излияниями Гегамского и далее Ишихлинского (или Ишхансарского) хребтов через район г. Горис на восток и юго-восточнее. В пределах этих хребтов А. А. Габриелян (1959) и др. по рядовому расположению вулканов допускают наличие молодых разрывных нарушений. Юго-восточнее, в междуречье Базарчай и Акеры, нет прямых данных для проведения разлома. Однако крутое залегание верхнемеловых и палеогеновых отложений северо-восточного крыла Кафанского антиклинория, их быстрое и резкое исчезновение на левом берегу р. Базарчай под полого залегающими отложениями акеринской и терюсинской свит, а также наличие в пределах развития первых сети разрывов и габброидных интрузий, а в нижнем течении

р. Акера — взброса или надвига нижнесенонских отложений на майкопские, свидетельствуют о наличии в глубине разлома или флексурного изгиба слоев, значительно опустивших междуречье указанных рек.

ФОРМАЦИИ И СТРУКТУРНЫЕ ЯРУСЫ (ЭТАЖИ)

Исследование и выделение осадочных и магматических формаций приобретают все большее значение для целей геотектонического анализа. Современному состоянию учение о формациях обязано многолетним исследованиям Ф. Ю. Левинсон-Лессинга, М. А. Усова, Н. С. Шатского, Н. П. Хераскова, В. И. Попова, Н. М. Страхова, В. В. Белоусова, Л. Б. Рухина, В. Е. Хаина, А. В. Пейве, Б. М. Келлера, Ю. А. Кузнецова, М. В. Муратова, Г. В. Пинуса, С. А. Салуна, А. Б. Ронова и многих других.

Уже как-будто большинство исследователей — ведущие тектонисты нашей страны согласились, за редкими исключениями, с первоначальным определением формации с некоторыми изменениями, данным в свое время Н. С. Шатским (1945) и повторенным им вновь в 1960 году.

Осадочными формациями (по Н. С. Шатскому) называются естественные комплексы (сообщества, ассоциации) горных пород, отдельные члены которых (породы, пачки пород, свиты, отложения) парагенетически связаны друг с другом как в латеральных направлениях, так и в вертикальной стратиграфической последовательности.

Тем не менее во всех имеющихся к данному времени работах по формации чувствуется пока некоторая неопределенность и неразработанность этого учения. Так, Н. П. Херасков (1952) выделяет формации, надформации, подформации, ряды и т. д. Н. С. Шатский (1960) предлагает выделять формации, фациальные ряды, фациальные сочетания, типы формаций, симметричные и асимметричные формации, аллохтонные и автохтонные формации, аллофильные и патрические члены формаций, основные и второстепенные члены формаций и, наконец, типы фациально-сопряженных членов.

В. В. Белоусов (1962) указывает, что комплекс фаций осадочных толщ, соответствующий определенной стадии геотектонического цикла, называется осадочной формацией. Далее, как указывает этот исследователь, «осадочная формация отвечает определенной стадии геотектонического цикла и определенной геотектонической зоне».

В. Е. Хайн (1950, 1954, 1959) является сторонником выде-

ления групп формаций, формационных рядов и подформаций. Одни исследователи отдают предпочтение при выделении формаций парагенезису, сонахождению и сообществам пород, другие — генезису, выделяя тектогенные, климатогенные и вулканогенные формации, а некоторые исследователи считают, что следует выделять только платформенные или геосинклинальные формации, или же формации устойчивых платформ, миогеосинклиналей и передовых прогибов, эвгеосинклиналей и межгорных прогибов и, наконец, в геосинклиналях различают формации, соответствующие двум и четырем стадиям развития первых.

Все эти разногласия являются неизбежными, возникшими в процессе создания науки о формациях вообще. Но в значительной мере они, как нам кажется, объясняются тем, что первоначально формации начали выделять для крупных регионов (платформ и геосинклиналей), а не для конкретно взятых частей их. Поэтому получается, что для больших территорий, будь это платформа или складчатые области, нет таких затруднений в выделении формаций, как при изучении отдельно взятой области. Как нам кажется, не будет ошибкой, если укажем, что значительно больше сделано в учении о формациях платформ, чем складчатых областей, ибо в первом случае, выделяя несколько формаций, легко можно проследить их в латеральном направлении. Совершенно иная картина наблюдается в складчатых эвгеосинклинальных областях со складчато-глыбовой тектоникой, интенсивным магматизмом и циклическим развитием.

Многие исследователи указывают на специфическую приуроченность различных формаций и их типов к определенным этапам в развитии тектонических структур. При этом необходимо условиться, что последними в понимании этих исследователей являются геосинклинали и платформы. Нам кажется, эта идея приложима и к отдельным зонам и составляющим их структурам. Если даже разница в рядах формаций в них получится небольшой, то во всяком случае это даст возможность более правильно подойти к выделению формаций и их типов в мегаструктурах земной коры, а не наоборот, как было отмечено выше.

Приступая к формационному анализу мезокайнозойских отложений эвгеосинклинальной области Малого Кавказа, автор считает необходимым оговорить, что он придерживается определения формации, предложенного В. Е. Хаиним (1959), который считает, что «...формация прежде всего закономерное и естественное сочетание (парагенезис) определенного набора

горных пород — осадочных, вулканогенных, интрузивных» и что «для каждой формации характерен способ сочетания этих пород в разрезе, тип их переслаивания». Далее он указывает, что «породы, входящие в состав данной формации, связаны общностью своего происхождения».

Формационная колонка мезокайнозойских отложений эвгеосинклинальной области Малого Кавказа резко отклоняется от известной последовательности формации, выработанной для геосинклинальных областей. Вероятно, это обусловлено не только латеральной миграцией магматизма во времени и цикличностью второго порядка, но и возникновением вторичных прогибов с различным состоянием наложенных мульд.

Для значительной части Малого Кавказа, а именно для Армении, соответствующие формации впервые были выделены А. А. Габриеляном (1956) и с некоторыми изменениями и дополнениями были повторены им в 1959 году.

А. А. Габриеляном в альпийском этапе развития различается пять подэтапов: 1) юрский — неокомский, 2) альб-верхнемеловой, 3) палеоген-нижнемиоценовый, 4) средний миоцен — среднеплиоценовый и 5) антропогенный (верхний плиоцен — постплиоцен). Легко видеть, что эти подэтапы, за исключением первого, подчинены представлениям автора о возникновении в каждом подэтапе новых структурных типов. Правда, в Армении это имеет преобладающее значение, но мало приложимо к Азербайджанской части Малого Кавказа. Кроме того, нам представляется, что выделенные А. А. Габриеляном (1959) осадочные и эффузивные формации, за исключением кератофино-порфиритовой, скорее являются подформациями и даже меньше, ибо почти каждому стратиграфическому ярусу соответствует своя формация.

А. Т. Асланян же (1958), наоборот, выделяет не формации, а формационные группы, которые в то же время являются и обособленными тектоническими этапами.

Следует отметить, что как А. А. Габриелян (1959), так и А. Т. Асланян (1958) при выделении подэтапов и тектонических этажей не отделяют неоком или нижний мел от верхней юры, а первый даже от юрской системы. Эта концепция, надо полагать, исходит из того факта, что в пределах Кафанского антиклинория верхняя юра без перерыва переходит в неоком. При этом почему-то не обращается внимание на отсутствие здесь батских и келловей-оксфордских отложений, имеющих обширное развитие в пределах Сомхито-Карабахской зоны.

Учитывая все эти особенности развития указанной области и отдавая должное субформациям в развитии частных струк-

тур, нами составлена формационная колонка для исследованной восточной части Малого Кавказа (см. табл.).

Структурные этажи и подэтажи

В последние десятилетия в основу построения тектонических карт любого масштаба принято вкладывать принцип выделения структурных этажей и подэтажей. Однако до последнего времени структурные этажи исследователями понимались различно и лишь только начиная с 1961 года А. А. Богдановым (1961, 1962 и 1963) были четко сформулированы основные характерные особенности структурных этажей платформенных и складчатых областей. По его определению (1963), «структурными этажами обычно именуют комплексы толщ или серии горных пород различного стратиграфического объема, связанные между собой единством структурного плана, специфическими формами тектонических нарушений, вполне определенной связью с типом и характером проявления магматизма, а также степенью метаморфических изменений».

Выделение структурных этажей, в основном, базируется на периодичности процессов тектонического развития Земли, с которыми тесно связаны изменения во времени и в пространстве состава фаций осадков (вулканогенного и осадочного происхождения), группирующихся в формации и подформации различного генезиса.

Из всего этого следует, что каждый структурный этаж или подэтаж, отвечая тектоническим циклам и стадиям, должен воплотить в себе все геологические особенности развития данного региона в течение соответствующего отрезка времени. Ясно, что структурные подэтажи в разрезах толщ земной коры фиксируются региональными несогласиями и различными типами формации.

Следовательно, выделение на тектонических картах структурных этажей и подэтажей в сочетании с присущими им формациями и подформациями осадков наглядно иллюстрирует основные характерные особенности тектонического развития региона — изменение режима и интенсивности тектонических движений, характер несогласий (региональных, географических, угловых и эрозионных), вещественный состав осадочных и вулканогенных формаций и подформаций, план и морфологию складчатости и т. д.

Учитывая все перечисленные особенности выделения «структурных этажей» в альпийском складчатом комплексе восточной части Малого Кавказа, мы выделяем: 1) юрско-

неокомско-аптский, 2) альбско-среднемиоценовый и 3) тортон-антропогеновый структурные этажи.

Однако фактический материал позволяет нарисовать более детальную картину развития Малокавказской эвгеосинклинали, выделить менее продолжительные стадии и периоды альпийского цикла, характеризующиеся своими особенностями, как в образовании определенного комплекса отложений, так и в условиях формирования структуры (подэтажа). С целью показа этой более детальной картины развития складчатой структуры Малого Кавказа мы попытались выделить отдельные структурные подэтажи и части их.

Так, юрско-неокомско-аптский структурный этаж четко разбивается на нижне-среднеюрский и верхнеюрско-неоком-аптский структурные подэтажи; альбско-среднемиоценовый этаж расчленяется на альбско-верхнемеловой, палеоцен-среднеэоценовый и верхнеэоцен-среднемиоценовый подэтажи, а формирование тортон-антропогенового этажа произошло в три этапа, которым соответствуют: верхнемиоценовый, верхнеплиоценовый и антропогеновый подэтажи.

Если выделенные структурные этажи характеризуются комплексом формаций, то подэтажам их соответствуют отдельные формации. Отдельным отрезкам времени формирования подэтажей соответствуют определенные подформации.

В исследованной — восточной части Малого Кавказа предбатская складчатость имеет существенное значение в формировании ядер раннеальпийских положительных структур. Вместе с тем повсеместно среднеюрские образования резко несогласно отделяются от таковых верхней юры. На рубеже бата и келловая происходит не только резкое ослабление (а местами и прекращение) процессов вулканизма, но и преобладание накопления карбонатных пород и изменение состава продуктов нового цикла вулканизма.

Эти особенности развития области указывают на целесообразность выделения части подэтажа, соответствующей батскому отрезку развития с его осадочно-пирокластической подформацией спилито-кератофировой формации. Этой частью подэтажа хорошо и четко очерчиваются контуры Шамхорского и осевые полосы Мровдагского и Карабахского антиклинориев, а также Гекгельского поднятия. Верхнеюрская часть верхнеюрско-неоком-аптского подэтажа, как было отмечено выше, знаменует собой смену спилито-кератофировой формации средней юры известняково-пирокластической формацией верхней юры, повсеместно отделенных друг от друга

региональным несогласием. Выделение верхнеюрской части подэтажа обусловлено еще и тем, что, как свидетельствуют факты, на значительной территории Малого Кавказа на границе юры и нижнего мела (за исключением осевых — наиболее прогнутых частей некоторых прогибов), произошли серьезные изменения в геотектоническом режиме, значительно повлиявшие на особенности формирования плана складчатости и характер и состав осадконакопления в неокOME. Соответствующей верхнеюрскому периоду развития эвгеосинклинальной области известняково-пирокластической формацией выполнены почти все вторичные прогибы Сомхито-Агдамской и Севано-Карабахской зон Малого Кавказа.

Верхний мальм — аптский интервал развития Малого Кавказа выделяется как своеобразный по своему отражению в структуре (или вернее, как отличная стадия развития, характеризующаяся единством формирования вулканогенной подформации кимериджа—готерива) только в пределах Кафанского антиклинория.

Верхнемеловой подэтаж расчленен на альб-сеноманскую, нижне- и верхнесеноманскую части. Альб-сеноманская часть верхнемелового подэтажа, представленная аргиллито-сланцевой или терригенно-пирокластической подформациями, четко и резко отделяется от кремнисто-диабазовой, подводно-базальтовой и осадочно-пирокластической подформаций нижнего сенона. Эти подформации верхнемелового этапа развития эвгеосинклинальной области, по характеру и специфическим особенностям, а также и по распространению во вторичных наложенных прогибах, соответствуют таковым первичных геосинклиналей.

Палеоцен-среднеэоценовый подэтаж на значительных площадях, за исключением осевых полос некоторых прогибов, четко отбивается от верхнемелового подэтажа по наличию длительного перерыва в осадконакоплении, резкому изменению плана складчатости, а также и по возникновению в это время наложенных мульд.

В пределах Сомхито-Агдамской зоны и Предмалокавказского краевого прогиба палеоцен-среднеэоценовому и верхний эоцен-среднемиоценовому подэтажам соответствует нижнемолассовая формация, представленная морской — нефтеносно терригенной подформацией, а во внутренних зонах эвгеосинклинали — подводно-андезито-пирокластической формацией с терригенно-флишевой, пирокластически-лавовой и терригенной подформациями.

Выделяемый в пределах Предмалокавказского краевого

прогиба и Нижнеараксинской наложенной депрессии тортон-антропогеновый подэтаж во внутренней зоне Малого Кавказа проявляется лишь структурными особенностями, сложившимися в плиоцене и антропогене. Этой заключительной стадии развития складчатой области в этой зоне соответствует наземно вулканогенная формация с липарито-дацитовою и андезитобазальтовой на западе и субаэральной подформацией на востоке. В пределах Предмалокавказского краевого прогиба и Нижнеараксинской наложенной депрессии тортон-антропогеновому подэтажу соответствует верхняя континентально-галечниковая подформация верхней молассовой формации.

Из приведенных кратких данных о выделении структурных этажей, подэтажей и частей их в пределах Малокавказской складчатой области и соответствии им различных по составу комплексов формаций, формаций и подформаций видно, что развитие эвгеосинклинали в альпийском цикле протекало весьма сложно и в значительной мере резко отлично от такового многих эвгеосинклинальных зон мира. Эти особенности развития рассматриваемой области, как это будет видно из детального рассмотрения геотектонического развития ее, обусловлены наложенностью и цикличностью развития Малокавказской эвгеосинклинали.

КУРИНСКИЙ МЕЖГОРНЫЙ ПРОГИБ

Предмалокавказский (Палантекийский) синклиорий

Наиболее южным структурным элементом Куринского мегасинклиория является Предмалокавказский крайовой прогиб (синклиорий), выполненный терригенно-мергельной формацией мела, нижней и верхней молассовыми формациями палеогена и неоген-антропогена. Синклиорий впервые был выделен Н. Б. Вассоевичем южнее Эриктарского надвига как Палантекийская зона. Последняя впервые как синклиорий выделена В. Е. Хаиным и А. Н. Шардановым (1952), которые протягивают его восточнее хребта Яглуджа через Караязские степи к Евлаху (и именуют Караязско-Евлахским синклиорием). Хотя нет достаточных поверхностных данных для продолжения ее в этом направлении южнее линии, соединяющей сс. Барда, Агджабеды, Ждановск и далее до р. Аракс. Эта линия соответствует границе выклинивания тортона и сармата

на юго-западе, резкому возрастанию мощностей плиоцена и убыванию значения силы тяжести. Таким образом, севернее этой линии вырисовывается глубокая депрессия, отделенная, по-видимому, от этого подземного склона Малого Кавказа флексурой глубокого заложения. Эта депрессия, расположенная между последним на юго-западе и Кюрдамир-Саатлинским погребенным поднятием на северо-востоке, В. Е. Хаиным и А. Н. Шардановым (1952) названа Бардинским прогибом.

Согласно гравиметрическим данным И. О. Цимельзона, Бардинскому прогибу соответствует минимум, именуемый Евлах-Агджабединским. Этот минимум интерпретируется им как гравитационное влияние суммарного прогибания поверхностей «гранитного» и «базальтового» слоев. По данным этого исследователя, А. А. Сорского и И. В. Кирилловой (1960), мощность осадочной толщи в пределах прогиба оценивается в 10 км. Однако, по данным ГСЗ (профиль № 3 на суше), в районе Евлах-Агджабединского минимума мощность осадочной толщи составляет 14 км. Эта цифра совершенно не соответствует геологическим данным и должна быть отброшена, ибо она противоречит наблюдаемым мощностям отложений в предгорьях Малого Кавказа и представлениям об отсутствии в этой области доюрских (кроме эопалеозоя) отложений. Если же верить этой цифре, то необходимо на долю мезокайнозойских отложений отнести максимум 8 км, а остальные 6 км считать палеозоем(?) и докембрием. При этом возникает справедливый вопрос: чем объяснить, что в прогибе, накопившем столь мощные осадки, в течение длительного времени не произошли складчатость и поднятия? Ответ на этот вопрос следующий: Евлах-Агджабединский прогиб представляет своего рода грабеноподобную структуру, ограниченную на северо-востоке (в стыке со срединным массивом) Куринским глубинным разломом, установленным, кстати, гравиметрией, а на юго-западе — протяженной флексурой, отвечающей линии выклинивания миоценовых отложений, а также крутому залеганию слоев вдоль юго-западного крыла крупной Гюллуджинской погребенной структуры. В нашем представлении в этой части Предмалокавказского прогиба вообще и в Евлах-Агджабединском прогибе в частности имеются крупные и протяженные складчатые структуры мезозоя, которые благодаря интенсивному прогибанию Куринского межгорного прогиба в кайнозое, а также ступенчатому опусканию его блоков, испытали погружение и были погребены под мощным чехлом палеоген-неогеновых и антропогеновых отложений.

Несколько своеобразным является западное продолжение

синклинория. Так, западнее слияния рек Храми и Куры как бы происходит раздвоение — ветвление синклинория; одна из ветвей его, имея северо-западное простирание, прослеживается к району г. Тбилиси, а вторая — основная его ветвь, подчиняясь простиранию внешней дуги Малого Кавказа, протягивается в субширотном направлении, занимает долину р. Храми, продолжается в Борчалинский (Мшаварский) синклинорий и как бы упирается в Храмский массив (брахиантиклинорий). Слагающие последний нижеюрские, пермские и эопалеозойские отложения с гранитоидами карбона А. Т. Асланяном (1958) считается субстратом этой ветви синклинория, которую он именуется Храмско-Куринским мегасинклинорием. Правы В. Е. Хаин и А. Н. Шарданов (1952), которые считают, что Палантекийский синклинорий, вероятно, проходит севернее Храмского массива и на западе должен соединиться с Ахалцихским бассейном. При этом, как нам кажется, этот синклинорий, вероятно, соединяется как с Асуретской подзоной, расположенной на востоке между Аджаро-Триалетской складчатой системой и Болинисской зоной (Храмский и Локский массивы), так и с Борчалинской подзоной.

П. Д. Гамкрелидзе (1949) указывает, что последняя примыкает к первой с юга и что она (т. е. Асуратская) на востоке переходит в Сагареджо-Ширакскую зону, видимо, соответствующую как Палантекийскому синклинорию, так и Чатминскому антиклинорию, так что Борчалинская подзона, занимая нижнее течение рек Храми и Алгети и часть долины р. Куры, соответствует значительной юго-западной части описываемого синклинория и на севере непосредственно примыкает к Сагареджо-Ширакской зоне с юга. Подзона целиком покрыта молодыми четвертичными отложениями, под которые уходят как меловые, палеоген-неогеновые отложения, так и долериты верхнего плиоцена.

Из изложенного видно, что складчатая структура, возникающая на месте Предмалокавказского краевого прогиба на границе с Куринским межгорным прогибом, прослеживается хорошо как в естественных обнажениях, так и в погребенном виде, начиная с Храми и до Аракса, и потому именовать ее только лишь Палантекийским или Караязско-Евлахским синклинорием, т. е. по отрезкам, не следует.

Отсутствие соответствующего наименования и четкого представления об этой структуре породили выделение множества структур и наименований, на наш взгляд, весьма неудачных. Так, например, на западе А. Т. Асланян (1958) именуется эту структуру Храмско-Куринским мегасинклинорием, по берегам

р. Куры, западнее г. Евлах А. В. Мамедовым она названа Джейранчельским синклинорием, а другими—Нафталанской, Кировабадской, Кировабад-Тертерской или Мирбашир-Нафталанской зоной, полосой, областью и т. д. Поэтому считаем целесообразным именовать ее Предмалокавказским синклинорием. Простираание последнего подчиняется таковому отдельным отрезкам Сомхито-Агдамской зоны, т. е. на западе—субширотное, а на востоке — юго-восточное. Следует отметить, что перерыв между слагающими его формациями в северном направлении постепенно по мере погружения мезозойского подземного склона уменьшается, формационный ряд становится более полным и лишь после вышеотмеченного крупного флексурного изгиба или разлома глубокого заложения происходит не только быстрое возрастание мощностей мела и палеогена, но и появляются миоценовые отложения. Следовательно, эта структура с пологим, в общем моноклинально падающим на север и северо-восток мезозоем и палеогеном, перекрытым верхним плиоценом и антропогеном, построена сравнительно просто, а севернее, т. е. после флексурного изгиба слоев (отложений), переходит в глубокий прогиб с более полным разрезом третичных отложений. С севера на юг постепенно акчагыльскими отложениями срезаются сарматские, среднемиоценовые и майкопские.

Вдоль южного крыла Предмалокавказского синклинория континентальные верхнеплиоценовые, нижне- и среднеантропогеновые отложения перекрывают различные ярусы мезокайнозоя, начиная от палеоцен-датских и до среднеюрских включительно.

В. Е. Хаин (1952), учитывая строение Сомхито-Агдамской зоны и быструю смену фаций и мощностей осадков в пределах этой части Куринской впадины, высказал мысль о наличии здесь поперечных выступов и прогибов. На западе составляющие Сомхито-Агдамскую зону положительные и отрицательные структуры, имея в общем северо-восточное простираание, постепенно погружаясь в сторону Куринского межгорного прогиба, несколько осложняют строение Предмалокавказского синклинория. Таким образом, в зоне перехода наблюдается переменная смена по простираанию последнего поперечно ориентированных антиклинориев и синклинориев. Поэтому в периклиналях первых участвуют отложения мела, которые несогласно залегают на юрских, а в центриклиналиях поперечных синклинориев (гемисинклинориев) принимают участие отложения палеогена, далеко прослеживающегося в пределах Сомхито-Агдамской зоны.

Аналогичную картину, но несколько в ином плане, можно видеть и восточнее р. Тертер. Здесь палеоген-антропогеновые отложения выполняют Мардакертский и Каркарчайский синклинории, которые представляют заливообразные прогибы в пределах Агдамского антиклинория, простирающегося в северо-западном направлении, но своим северным крылом постепенно втягивающегося в общее погружение Куринского межгорного прогиба.

На юго-востоке Предмалокавказский синклинорий, в общем имея определенный уклон в сторону упомянутого прогиба, погружается по направлению к Нижнеараксинскому наложенному синклинорию, постепенно сливается с ним. Эти данные показывают, что и на юго-востоке в зоне перехода имеются поперечные прогибы, которые выполнены более молодыми образованиями. Таким образом, зона перехода имеет извилистое очертание, поперечные выступы вдаются в Куринский межгорный прогиб, а поперечные прогибы отходят от последнего на юг. Здесь В. Е. Хаиним, Ш. А. Азизбековым, И. А. Меликовым, М. И. Варенцовым и др. были выявлены Казахский прогиб, Шамхорский выступ, Агджабединский прогиб, Тертерский выступ, Хонашенский прогиб и Ждановский выступ, которые соответственно отвечают отрицательным и положительным структурам Сомхито-Агдамской зоны.

На фоне моноклинального строения Предмалокавказского синклинория к зонам поперечных прогибов приурочена северо-восточная складчатость, обязанная своим происхождением этим древним поперечным структурам. Примечательно то, что указанная поперечная складчатость в кайнозойских отложениях, особенно в неогеновых, в северном направлении сменяется северо-западной.

Исследованиями В. Е. Хаина (1949), Л. Н. Леонтьева (1949) и В. В. Тихомирова (1950) было установлено, что простирание поперечных складок соответствует простираанию линий равных мощностей верхней юры, мела и палеогена.

Осложняющие строение описываемого синклинория структуры представлены: структурными выступами, террасами, прогибами, кулисообразно расположенными брахиантиклиналями и широкими плоскодонными синклиналями.

В зоне перехода от мела к палеогену, в междуречье Ганджачай-Тертер, в пределах синклинория выявлены северо-восточно ориентированные брахиантиклинали: Алибайрамлинская, Шорбулагская, Аджидаринская и Чалусдагская и брахисинклинали: Кюракчайская, Гюрзалларская и Зейвинская. Севернее располагаются структуры в основном обще-

кавказского и реже северо-восточного простирания (Алишаги, Казанбулаг и Нафталан), которые располагаются на северо-восточных погружениях поперечных выступов. Восточнее прослеживается Мирбаширская антиклиналь, которая, имея общекавказское простирание, на северо-западе несколько отклоняется к северо-западу, принимает далее меридиональное простирание и сочленяется с Нафталанской, которая имеет аналогичное простирание.

Таким образом, палеогеновые отложения очерчивают собой периклинальное замыкание Мровдагского антиклинория (Тертерского выступа) на северо-востоке. Далее к востоку располагаются Гюлладжинское, Ширванлинское, Эрчикобинское и Агджабединское поднятия.

Следовательно, складчатость в палеогеновых отложениях в известной степени подчиняется таковой мела и даже повторяет тектонику более глубоких структур. Тектоника тортонсарматских отложений, ввиду наличия вдоль внешнего края синклинория поверхности раздела (флексурного изгиба), подчиняется общекавказской.

Верхнеплиоценовый—нижнечетвертичный структурный подэтаж несогласно налегает на всё нижележащие отложения.

Структурные единицы этого синклинория детально и всесторонне описаны во многих работах, поэтому мы на описании их не останавливаемся.

Первоначально В. Е. Хаин и А. Н. Шарданов (1952), а позже М. С. Абакелия указали, что кристаллический фундамент Куринского межгорного прогиба имеет ступенчатый (уступообразный) характер с расположением поперечно ориентированных ступеней вдоль восточных ограничений Дзирульского массива и Кюрдамирского «моста», а также между ними, примерно на меридианах Игоети и Казаха. Эти предположения оказались вполне правильными. Именно поперечные ступени придают зоне перехода от Малого Кавказа к Куринскому межгорному прогибу извилистое мозаичное или фестончатое очертание, вместе с тем, осложняют глубинное строение последнего. Уже известно, что Шамхорский выступ далеко прослеживается в северном направлении, как бы прокладывая мост между мазозоем Большого и Малого Кавказа. Если это так, то естественно, что с запада и востока сопровождающие его поперечные прогибы—Казахский и Агджакендский также должны прослеживаться в том же направлении.

Как было указано, Мровдагский антиклинорий и сопровождающие его северо-восточные сбросы глубокого заложения, далеко прослеживаясь в северном направлении, в между-

речь Инджачай и Тертера ограничивают с востока не только Агджакендский синклиний, но и приподнятую Нафталанскую зону с выходом на поверхность палеогена, который быстро погружается восточнее р. Инджачай, а майкопские отложения Мирбаширской структуры, периклинально замыкая антиклинорий, меняют свое простирание на северо-восточное. Не случайным надо считать то, что восточнее этой зоны погружения резко меняется общий структурный рисунок всего Куринского межгорного прогиба; поперечные сечения его западнее и восточнее этой зоны не совпадают. Так, восточнее линии, соединяющей Варташен—Евлах—Мадагиз, севернее вышеотмеченной Нафталанской зоны, складчатые структуры Гедак-Боз, Дуздаг и южные складки Аджиноура испытывают резкое погружение. Аналогичное явление, надо полагать, имеет место и в пределах северных цепей Аджиноура, которые восточнее этой линии сложены более молодыми образованиями, чем на западе. То же надо сказать в отношении южных структур Вандамского антиклинория, которые погружаются восточнее Варташена. Все это, видимо, связано с наличием какой-то ступени, разрыва или флексуры в глубоких слоях, проявляющихся временами.

Надо отметить, что определенное значение в структуре Куринского межгорного прогиба имеет и Нижнеараксинский наложенный прогиб, возникновение которого, видимо, связано с изменением простирания складчатости, что наблюдается в низовьях р. Охчичай и вдоль правобережья р. Аракс.

Теперь несколько слов о характере перехода мезозоя Сомхито-Агдамской зоны в Предмалокавказский (Палантекийский) синклиний. Об этом нами уже было сказано выше, но это касалось соотношения меловых отложений первой с более молодыми второго, т. е. речь шла о современных или доплиоцен-антропогеновых границах Куринской впадины. Однако известную роль в формировании южного ограничения последней имеет и система сбросовых нарушений. Нами отмечалось, что с севера юрские отложения Шамхорского антиклинория посредством сбросового нарушения приведены в тектонический контакт с верхнемеловыми отложениями южного крыла Предмалокавказского синклиория. Западнее эту систему разрывных нарушений можно проследить до Садохло (Грузия). Восточнее Кировабада по линии Кызыл-Кая-Алибайрамлы—Биргез гравиметрические исследования фиксируют ступенчатое изолиний и резкий спад значений силы тяжести, что соответствует сбросу и крутым залеганиям слоев. И. М. Алиевым отмечается, что на участке от Н. Агджакенда и до р. Инджа-

чай майкопская свита дислоцирована очень интенсивно. Здесь, наряду с крутыми углами падения слоев (70—75°), наблюдается их опрокидывание на северо-запад в сторону Карачинарской синклинали, а на участке Чалусдаг-Инджачай, по данным И. А. Меликова, слои разорваны и северная часть надвинута на южную. Напряженная тектоника, сопровождаемая разрывами, отмечена и на р. Тертер у Мадагиза. Таким образом, вдоль южной границы Предмалокавказского синклинория вероятно протягивается ряд ступенчатых сбросов, возможно кулисообразно замещающих друг друга в восточном направлении, из коих некоторые могут быть наблюдаемы в естественных обнажениях, а остальные, т. е. севернее расположенные, замаскированы плиоцен-антропогеновыми отложениями впадины. По-видимому, к этой системе разломов (в смысле ступенчатого опускания), но более глубокого заложения, следует отнести линию выклинивания миоцена по флексурному изгибу слоев.

Из изложенного видно, что южная граница Куринского межгорного прогиба очень сложна и притом в значительной мере замаскирована юными образованиями.

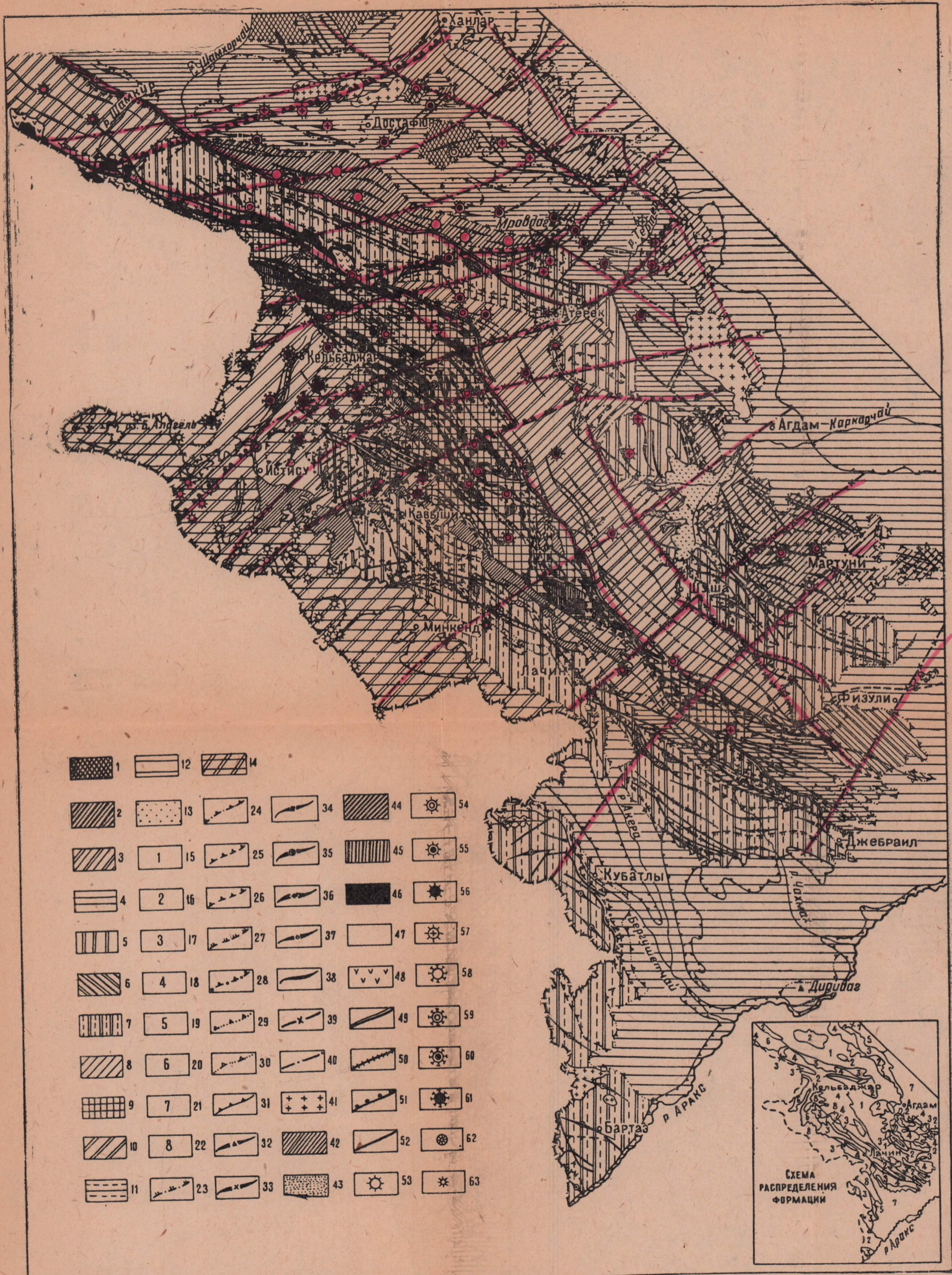


Рис. 4. Тектоническая карта восточной части Малого Кавказа

А. Возрастные группы структур. Время окончательного поднятия в: 1 — келловее; 2 — оксфорде; 3 — кимеридже; 4 — титоне; 5 — туроне; 6 — кампане; 7 — дате; 8 — эоцене; 9 — олигоцене; 10 — миоцене; 11 — сармате; 12 — нижнечетвертичное время; 13 — во второй половине четвертичного периода; 14 — четвертичное время. Б. Осадочно-вулканогенные формации (см. врезку): 1 — спилито-кератофировая; 2 — известняково-натно-терригенная, терригенно-мергельная и терригенная; 3 — карбо-мергельно-пирокластическая, пирокластическо-карбонатная (в Кафане Ужт-Гот); 4 — мергельно-вулканогенная; 5 — мергельно-пирокластическая и вулканогенная; 6 — мергельно-пирокластическая и субазально-пирокластическая. В. Границы структурных этажей и подэтажей по подошве: 15 — бата; 16 — верхней юры; 17 — нижнего мела; 18 — верхнего мела; 19 — кампанского яруса (подэтаж); 20 — палеогена (только в Кировабадской зоне, в остальных среднего эоцена); 21 — олигодена (подэтаж); 22 — верхнего плиоцена; 23 — четвертичных отложений. Г. Антиклинали, сформировавшиеся в: 24 — батом; 25 — верхнем меле; 26 — верхнем меле; 27 — кампане; 28 — олигоцене (в некоторых случаях в течение этого времени); 29 — миоцене; 30 — плиоцене; 31 — оси поперечных поднятий; 32 — оси поперечных прогибов. Д. Интрузии: 33 — верхнеюрские гранодиориты и кварцевые диориты; 34 — верхнеэоценовые гранодиориты, граносениты, кварцевые диориты, диоритовые порфиры; 35 — верхнеюрские основные и средние пластовые интрузии — базальты, андезиты, габбро, габбро-диориты, габбро-амфиболиты, мандельштейновые базальты; 36 — верхнеэоценовые серпентинизированные перидотиты, пироксениты и дуниты; 37 — верхнеэоценовые габбро, габбро-диориты, диориты, диоритовые порфиры; 38 — верхнеэоценовые габбро-диабазы, диабазы, мандельштейновые базальты; 39 — верхнеэоценовые габбро, габбро-диабазы, диабазы, мандельштейновые базальты; 40 — верхнеэоценовые габбро, габбро-диабазы, диабазы, мандельштейновые базальты; 41 — границы глубинные разломы полного цикла развития; 42 — поздние глубинные разломы; 43 — межглыбовые глубинные разломы сквозного длительного развития и флексур; 44 — прочие разрывы (сбросы, взбросы и др.). Ж. Центры излияния вулканов: 45 — нижнебайосских; 46 — верхнебайосских; 47 — батских; 48 — келловей-оксфордских; 49 — кимериджских; 50 — неокм-плиоценовых; 51 — нижнесенонских; 52 — палеогеновых; 53 — миоплиоценовых; 54 — плиоценовых; 55 — четвертичных.

МЕГАНТИКЛИНОРИИ МАЛОГО КАВКАЗА

СОМХИТО-АГДАМСКАЯ ЗОНА

Вдоль внешней периферии мегантиклинория Малого Кавказа, параллельно южному борту Куринского межгорного прогиба, с запада на юго-восток протягивается сложно построенная складчатая система, именуемая нами Сомхито-Агдамской зоной. На западе она начинается с Сомхитских гор, расположенных севернее Ахалкалакского нагорья, и протягивается в восточном, а потом юго-восточном направлении до р. Аракс, где погружается под новейшие отложения Нижнеараксинской депрессии. С юго-запада зона ограничена крупными надвигами, взбросовыми нарушениями, которыми она отделена от соседней Севано-Карабахской (на западе — Присеванской или Севано-Ширакской) зоны (рис. 4).

В строении зоны принимает участие формация кристаллических сланцев эопалеозоя, а в альпийском цикле — сланцевая, спилито-кератофировая и известняково-пирокластическая субформации юры и терригенно-мергельная или вулканогенная субформации мела. Встречающиеся в прогибах зоны молласовые субформации представлены выклинивающимися членами и не характерны для зоны. Слагающие зону формации, в соответствии с общей тенденцией ее, плавно погружаются в юго-восточном направлении.

Поэтому с запада на юго-восток в продольном сечении зоны, вдоль осевых полос составляющих антиклинориев можно видеть изолированные выходы древних (палеозоя и лейаса) пород, обрамленных более молодыми в синклинориях. Эти особенности строения зоны дали основание выделять в ее пределах нижеследующие кулисообразно расположенные

структуры: Храмский, Локский, Аллавердский, Шамхорский, Мровдагский и Агдамский антиклинории и Борчалинский, Лальварский, Казахский, Дашкесан-Агджакендский и Мардакертский синклинории. Сомхито-Агдамская зона характеризуется запад-северо-западным простиранием. Составляющие зону антиклинории западнее р. Тертер простираются почти широтно и погружаются к востоку, т. е. простирание их не совпадает с простиранием этой части зоны. Разделяющие их синклинории простираются в северо-восточном направлении, т. е. поперек простирания этой части зоны. Характерно, что эти синклинории, погружаясь к северо-востоку, раскрываются в Куринский межгорный прогиб и воздымаются к юго-западу. Теперь выясняется, что эти поперечные синклинории обязаны своим происхождением северо-восточным разрывам (или флексурам), которые, возникнув в периклиналях положительных структур, пересекают наискось всю зону и далеко прослеживаются в смежные. Восточнее р. Тертер имеются случаи, когда ими срезаются сами антиклинории, но прогибы в пределах зоны при этом не образуются (Хачинчайский сброс).

На западе, южнее Аджаро-Триалетской складчатой системы, П. Д. Гамкрелидзе (1949) выделяет Артвино-Сомхитскую глыбу. В центральной, наиболее поднятой части ее в Артвинском, Храмском и Локском массивах обнажаются нижнепалеозойские интенсивно метаморфизованные кристаллические сланцы, прорванные палеозойскими гранитными интрузиями. На Храмском массиве эти образования несогласно покрываются слюдястыми сланцами и кварцевыми песчаниками лейаса и отложениями сеномана. Таким образом, здесь отсутствует мощная вулканогенно-осадочная толща средней и верхней юры, а также нижнего мела, которые достигают значительной мощности в пределах Локского массива. Кроме того, последний с юго-запада перекрыт эоценовыми отложениями, из-под которых в районе Степанаванской котловины выступают верхнесенонские отложения. Наличие последних вдоль северо-западного крыла Локского массива явно указывает на то, что он в долине р. Мешавара переклиналино замыкается по меловым и эоценовым отложениям, которые на юго-западе уходят под покров плиоценовых и антропогеновых лав Ахалкалакского нагорья. Все это дает основание считать, что Храмский массив, являясь фрагментом субстрата Ахалкалакского нагорья, был отделен от Локского массива (также, кстати, принадлежащего к этой категории структур) в конце лейаса и до сеномана имел геоантиклинальную тенденцию развития, так что объединение этих структур в одну зону не совсем

правильно, хотя и они находятся в одинаковых условиях в общей структуре области.

Надо полагать, что мнение грузинских геологов о принадлежности Локского массива с его эопалеозойским ядром к внешнему краю Артвино-Сомхитской глыбы, являющейся субстратом Ахалкалакского нагорья, отвечает действительности. Строение глыбы ныне замаскировано мощным плащом лавовых излияний плиоцена и антропогена. Но, как установил П. Д. Гамкрелидзе (1949), субстрат ее рассечен широтными и меридиональными сбросами, которые создали блоковую структуру, грабенообразно опустив одни и горстообразно приподняв другие блоки. Интенсивный палеоген-антропогенный вулканизм в пределах Ахалкалакского нагорья как раз и обязан дифференцированным движениям по разломам этих блоковых структур.

Из всего этого можно заключить, что субстрат всей области, охватывающий Ахалкалакское нагорье на севере и Приреванский район на юге с Мисханским массивом в центре и простирающийся до Карса и Ардагана (Турция) на западе, представляет собой срединный массив, отделяющий подобно Эгейскому (Мендересскому) и Галатскому (Кирхшехерскому), Понтиды на севере и Тавриды на юге. Наличие в некоторых грабен-прогибах Центральноармянского срединного массива верхнесенонских и палеогеновых отложений не противоречит, а, наоборот, подчеркивает его былое единство.

Аналогичное строение присуще и вышеупомянутым массивам, которые в ходе своего исторического развития, расколовшись на отдельные блоки, испытали дифференцированные поднятия (Галатский и Армянский) или же опускание (Эгейский).

Восточнее Локского антиклинория, поперечно к его простиранию, располагается узкий Лальварский синклинорий. Крылья последнего, являясь переклиналями Локского и Аллавердского антиклинориев, в плане имеют дугообразное очертание, выпуклостями обращены друг к другу, а на севере и юге, с приближением к продольным синклинориям, взаимно раскрываясь, расходятся. Выполнен синклинорий верхнеюрскими, меловыми (на севере) и палеогеновыми (на юге) отложениями. Поперек оси синклинория, т. е. на продолжении осевой полосы Локского антиклинория, среднеюрские отложения интродуцированы широтноориентированной гранитоидной интрузией. В междуречье Дебет и Акстафачай расположен крупный Аллавердский антиклинорий, сложенный нижне-среднеюрскими, верхнемеловыми и эоценовыми отложениями.

По данным А. Т. Асланяна (1958), основные структурные элементы — Чатындагская и Кечалдагская антиклинали и разделяющая их Маралдагская синклиналь, несколько осложняя общую структуру антиклинория, в плане дугообразно изгибаются и выпуклостями обращены на запад, т. е. в сторону периклиналильного замыкания последнего. В результате осевые линии этих второстепенных структур на юге имеют юго-восточное, в центре — меридиональное и на севере — северо-восточное простирания. В крыльях этих структур разворачивается целый ряд мелких складок, имеющих трапециодальное и куполовидное очертания, простирающихся в меридиональном направлении.

Все эти особенности строения Аллавердского антиклинория, как увидим в дальнейшем, являются характерными для зоны в целом и связаны с заложением и развитием этой части складчатой системы.

Казахский синклинорий

Располагаясь в бассейне р. Акстафачай, он отделяет кулисообразно расположенные Аллавердский и Шамхорский антиклинории. Принимая очертания окружающих структур, синклинорий в плане имеет V-образную форму и простирается в северо-восточном направлении. Слагающие его верхнеюрские, меловые и частично палеогеновые отложения, участвуя в периклиналильном замыкании Шамхорского антиклинория, далеко прослеживаются в южном направлении, где принимают широтное простирание и отделяются от юго-западнее расположенной тектонической зоны (Красносельск-Дилижанский синклинорий) крупным флексурным изгибом. Здесь, вследствие сближения упомянутых антиклинориев, Казахский (вернее Иджеванский) синклинорий имеет форму узкой широтноориентированной синклинали, тогда как севернее с. Иджеван он, резко расширяясь, принимает северо-восточное простирание и в районе г. Казах сливается со структурами Куринского межгорного прогиба. Синклинорий, подчиняясь плану и размаху складчатости соседних положительных структур, по данным Р. Н. Абдуллаева (1963), в поперечном сечении проявляет резкую асимметрию своего строения, которая выражается в крутом залегании восточного крыла и относительно пологом — западного. Однако указания этого исследователя о том, что юрский структурный план не совпадает с меловым, по-видимому, надо относить не к синклинорию, а лишь к периклиналям

окружающих антиклинорий, ибо, если юрский комплекс в пределах синклиория действительно имел бы, как он отмечает, северо-западное, то меловой никак не в состоянии был бы приобрести северо-восточное простирание. Заложение Казахского прогиба произошло гораздо раньше, т. е. в начале альпийского этапа, и потому он А. Т. Асланяном (1958) именуется необращенным, а нами — остаточным синклиорием. В создании этого, как и, по-видимому, многих других прогибов данной зоны, важную роль играли многочисленные разрывные нарушения меридионального простирания. Наиболее крупными из них являются Агдан-Ривазлинский, Ахумский, Нижнеагданский и другие сбросы, которые, имея амплитуду смещения порядка от 200—500 до 800—1000 м, простираются в северо-восточном направлении на десятки километров. По этим сбросовым нарушениям приведены в тектонический контакт отложения верхней юры и верхнего мела. Благодаря Агдан-Ривазлинскому и Нижнеагданскому сбросам, прослеживающимся соответственно по правому и левому берегам р. Акстафа, синклиорий приобретает характер грабена. Надо полагать, что эти сбросовые нарушения являются оживившимися ветвями более древнего разлома, ныне замаскированного мезокайнозойскими отложениями.

По данным Р. Н. Абдуллаева (1963), к осевым полосам антиклинальных структур, сложенных доверхнесенонскими образованиями, приурочены центры нижнесенонских вулканических излияний. В верхнесенонской карбонатной толще междуречья Таузчая и Храми имеется ряд складок, ориентированных в северо-восточном направлении, которые на севере погружаются под четвертичные отложения.

Шамхорский антиклинорий

Тектоническим строением Шамхорского антиклинория в целом и частично попутно с геологическим картированием и петрологическими исследованиями занимались К. Н. Паффенгольц, Ш. А. Азизбеков, И. Н. Ситковский, Р. Н. Абдуллаев, М. Н. Раджабов, М. Д. Гаврилов, Р. Х. Рафибейли, Н. В. Зайцева, Р. Мартиросян, Г. И. Керимов, Э. Ш. Шихалибейли, Г. П. Корнев и Э. Т. Байрамалибейли и др. Общую характеристику антиклинория в схемах тектоники Кавказа, в том числе Малого Кавказа, дали М. М. Тетяев, Л. А. Варданянц, В. П. Ренгартен, В. В. Белоусов, М. В. Муратов, В. Е. Хаин, К. Н. Паффенгольц, Л. Н. Леонтьев, А. Т. Асланян, А. А. Габриелян и др.

Однако, как видно из анализа геологических данных, внутреннему строению антиклинория было уделено недостаточно внимания.

Выясняется, что в основном были изучены только второстепенные складчатые структуры и мелкие разрывные нарушения, которые притом прослежены на незначительное расстояние.

Изучение это было проведено не систематически, не целенаправленно и потому о практическом и теоретическом значении выявленных второстепенных структур говорить пока не приходится.

До сего времени не установлен характер перехода антиклинория к смежным синклинориям, не выявлены крупные структурные элементы, а также роль и место разрывных нарушений в общей структуре антиклинория (морфология и типы как разрывных нарушений, так и складчатых структур), связь магматических тел со структурными элементами и, наконец, роль тех и других в металлогении антиклинория в целом.

Шамхорский антиклинорий относится к наиболее крупным структурным элементам зоны и протягивается с верховьев бассейна р. Акстафачай до левобережья р. Ганджачай, имея протяженность свыше 100 км в полосе его максимальной ширины. Это единственная структура, занимающая целиком поперечное сечение зоны от Куринского межгорного прогиба на севере и до Севано-Карабахской зоны на юге.

Расположенный несколько кулисообразно по отношению к Аллавердскому антиклинорию и отделенный от него Казахским синклинорием, он сложен метаморфическими сланцами эопалеозоя¹ и раннеальпийскими терригенной и порфиритопирокластической субформациями тоара-аалена и средней юры первичных геосинклиналей. В пределах этого антиклинория выделяются структурные этажи и подэтажи по подошве нижней юры, байоса и бата, которые фиксируются не только различными планами складчатости, но и слагающими их суб-

¹ А. Т. Асланян (1958) по р. Гасансу отмечает выходы эопалеозоя; однако наше совместное посещение этого участка в 1954 г. с В. Е. Ханним и Р. Н. Абдуллаевым показало, что они принадлежат пиритизированным и метаморфизованным сланцеватым глинам аалена и, возможно, тоара, обнажающиеся по р. Асрикчай. К. Н. Паффенгольцем (1948) эти отложения выделены как измененные глинистые сланцы. Однако указанный им по р. Джагирчай выход эопалеозойских отложений не выделяется в гораздо позже составленных детальных геологических картах этого района. Только в 1962 г. Т. Аб. Гасановым (1962) фаунистически доказана их принадлежность к аалену.

формациями. Верхнебайосский подъярус характеризуется кератофировой или кварц-порфировой, а батский структурный подэтаж — осадочно-пирокластической субформациями. Последние интродуцированы как добатскими, так и верхнеюрскими гранитоидными интрузиями, тесно связанными с первичными поднятиями и прогибами, но не с вторичными складчатыми структурами, осложняющими внутреннее строение последних.

Как будет видно, Шамхорский антиклинорий принадлежит к гетерогенно построенным складчато-глыбовым структурам зоны и составляющие его крупные частные структуры, имея сравнительно отличительные черты своего развития, были объединены в единое целое лишь благодаря пребатскому, а позже верхнеюрскому складчатым движениям.

Как было отмечено, северо-западное ограничение антиклинория составляет Казахский синклиний, выполненный верхнеюрскими, меловыми и палеоген-антропогенными отложениями. С севера, в междуречье Дзегамчая и Шамхорчая, он оконтуривается выходами верхнеюрских отложений, резко несогласно покрывающих нижнебайосскую вулканогенную толщу. Восточнее, в междуречье Шамхорчая и Кошкарчая, последние приведены в тектонический контакт с нижнесенонскими отложениями южного крыла Предмалокавказского синклиория. Здесь, вдоль северной бровки Нузгерского плато, проходит крупное сбросовое нарушение, вдоль которого нижебайосская вулканогенная толща опущена под меловые отложения, а висячее крыло на всем своем протяжении высоко приподнято, создавая в рельефе отвесный скалистый уступ высотой 1000—1100 м. Как было выяснено нашими исследованиями, здесь опущенное крыло сброса создает ступенчато расположенные структурные элементы, осложненные уже в зоне меловой моноклинали несколькими пологими перегибами.

На восточном продолжении сброса, за рекой Кошкарчай, развиты мощные континентальные отложения и очень возможно, что выходы гранитоидных интрузий гор Кызылкая и Учтапа у г. Кировабад связаны с этим сбросом. Северо-западное продолжение сброса также замаскировано более молодыми образованиями, но возможно, что выходы метаморфизованных, гофрированных и плейчатых туффов¹ нижнего сенона у ст. Ковляр, выходы гранитоидных интрузий у сс. Ноембрян, Кохб (Армения) и Садахло (Грузия) расположены вдоль

¹ К. Н. Паффенгольцем (1948) эти выходы считаются эопалеозойскими (докембрий — нижний палеозой), но наш совместный осмотр их с В. Е. Ханым и Р. Н. Абдуллаевым не подтвердил это.

этого сброса, западным продолжением которого служит крупный разлом, проходящий вдоль северо-западного крыла Локского антиклинория и на юго-западе уходящий под лавовые покровы Ахалкалакского нагорья.

Из изложенного видно, что это древнее, в значительной мере замаскированное верхнемеловыми отложениями сбросовое нарушение, имеющее, возможно, характер флексурного изгиба слоев, проявляется как в виде сброса, так и рядовым расположением интрузивных тел. Все это свидетельствует о периодической активизации данного тектонического нарушения с байоса (быть может и раньше) и поныне, и это нарушение в широком понимании может квалифицироваться как граничный региональный флексурный изгиб слоев, отделяющий разновозрастные фациально-тектонические зоны и имеющий важное значение в создании их структурно-морфологических особенностей.

С юго-запада Шамхорский антиклинорий ограничен Дашкесанским синклиномом, который на западе (Кедабек — хребет Мургуз) сопрягается с антиклинорием посредством крупного взброса (или надвига).

Прежде чем приступить к анализу внутреннего строения антиклинория, необходимо отметить, что это, пожалуй, единственная структура зоны, которая в основном сложена байосскими вулканогенными образованиями и где отложения бата, в отличие от смежных антиклинориев, имеют незначительное развитие и распространены в основном на юго-западе и востоке, т. е. в пределах Дашкесанского и Агджакендского синклиномиев. Так что внутреннее строение антиклинория, т. е. первичные его структуры, выявляется соотношением нижне- и верхнебайосских вулканогенных образований, а также и их естественно-структурными морфологическими особенностями. Что же касается отложений бата, то они выполаживаются или же оконтуривают уже складчатое основание и участвуют в строении второстепенных мелких складчатых структур, осложняющих первичные.

Вдоль осевой полосы Шамхорского антиклинория в направлении с юго-запада на северо-восток выделяются поперечно ориентированные крупные антиклинальные поднятия, именуемые нами Астафачайским, Таузчайским, Дзегамчайским и Шамхорчайским. Сложены эти структуры в основном нижнебайосской вулканогенной толщей, оконтурены выходами верхнебайосских кварцевых порфиров, обнажающихся как вдоль крыльев, так и на их северных периклиналях. Эти первичные положительные структуры соответственно разде-

лены Верхнеагданским, Мехрабчайским, Атабекским и Човдарским поперечными синклинальными прогибами, выполненными на западе верхнебайосскими кварцевыми порфирами, а на востоке — частично и вулканогенным батом. Эти первичные поперечные структурные поднятия и прогибы осложнены вдоль осевых полос также меридионально удлиненными крупными гранитоидными интрузиями и сравнительно мелкими телами, имеющими рядовое расположение¹. Так, на западе в осевой полосе Таузчайского антиклинального поднятия расположен удлиненный Таузчайский интрузив; несколько наискось к осевой полосе Мехрабского синклинального прогиба расположены три выхода гранитоидов; по р. Мехрабчай, в зоне перехода между предыдущим и Дзегамчайским антиклинальным поднятием, расположен удлиненный в меридиональном направлении Беюккишлакский интрузив; вдоль осевой полосы Дзегамчайского поднятия по течению реки того же наименования имеются три выхода интрузии: вдоль осевой полосы Атабекского синклинального прогиба расположены наиболее крупный меридионально вытянутый Атабек-Славяновский интрузив и несколько сравнительно мелких тел севернее и южнее от него; вдоль осевой полосы Шамхорчайского антиклинального поднятия по р. Шамхорчай расположены Барум-Барсумский и Гиланбирский интрузивы; в осевой полосе Човдарского синклинального прогиба известно несколько мелких выходов гранитоидных интрузий, по-видимому, являющихся апофизами более крупных тел, не вскрытых эрозией.

Кроме всего изложенного, о существовании первичных поперечных структурных форм свидетельствуют (см. рис. 29) залегание слоев на соответствующих крыльях поднятий и прогибов, уменьшение мощностей толщи кварцевых порфиров в осевых полосах и крыльях первых и возрастание мощностей ее к осевым полосам вторых, значительные мощности нижнебайосской вулканогенной толщи вдоль первых и вероятное уменьшение таковых вдоль вторых (о чем, кстати, свидетельствуют беюккишлакский выход эопалеозоя, лейаса и сокращенных мощностей нижнего байоса), наличие рудных концентраций вдоль всех прогибов, где, вероятно, докембрийское основание сравнительно приподнято (Беюккишлак, Кедабек—Славянка и Човдар), наличие в прогибах (Чардахлинском и Човдарском) сравнительно мощных батских отложений, отсутствующих в поднятиях и др.

¹ Этот вопрос более подробно будет рассмотрен в последующих главах данной работы.

На севере, вдоль всячего крыла вышеотмеченного краевого разлома (или флексуры), в междуречье Джагирчая и Кошкарчая, выступают отложения нижнего байоса, являющиеся южным крылом крупной широтно ориентированной антиклинали.

Последняя переходит в параллельной ей протягивающуюся с берегов р. Дзегамчай до р. Кошкарчай крупную синклинали, выполненную верхнебайосскими кварцевыми порфирами. Наибольшей шириной эта синклинали складка обладает в междуречье Джагирчая и Човдарчая. В западной части она слагает Чардахлинское, а на юго-востоке — Нузгерское плато. Вдоль осевых полос вышеописанных Бадакенд-Алабашлинской антиклинали и Чардахли-Нузгерской синклинали расположен ряд мелких и крупных выходов гранитоидных интрузий, некоторые из коих вытянуты в субширотном направлении.

На западе, вдоль юго-западного крыла Шамхорского антиклинория, происходит воздымание нижнебайосской вулканогенной толщи, которая, моноклинально падая на северо-восток, по Кедабек-Мургузскому надвигу надвинута на эоценовые отложения. Надо полагать, что эта моноклиналь является разорванным и надвинутым северным крылом крупной субширотно ориентированной приразломной антиклинали, южное крыло которой вдоль надвига опущено под меловые и эоценовые отложения смежного синклинория.

Таким образом, анализ первичных крупных структур антиклинория показывает, что вдоль его осевой полосы расположены поперечные, а севернее и южнее, т. е. вдоль крыльев, параллельно зоне разлома (надвига на юге) и флексурному изгибу с разломами (на севере) протягиваются субширотно ориентированные первичные структуры, обязанные своим происхождением этим первичным краевым разломам.

Гравиметрическими исследованиями в центральной части антиклинория выявлены минимальные гравитационные выступы, которые ориентированы поперек осевой полосы антиклинория, т. е. в северо-восточном направлении, а вдоль крыльев его и в зоне перехода к смежным синклинориям изоаномалы, сгущаясь, простираются в общекавказском направлении. Это дает основание полагать, что выявленные нами по геологическим данным расположение и ориентировка первичных частных прогибов и поднятий как вдоль осевой полосы, так и вдоль крыльев антиклинория, правильны.

В среднем течении р. Шамхорчай вырисовывается узкий, меридионально вытянутый незамкнутый минимум. Восточный склон последнего характеризуется резким сгущением изоано-

мал со сравнительно высоким значением последних; очевидно, этот склон крутой и более высокий, чем долинная часть р. Шамхорчай. Это подтверждает геологические данные и позволяет допустить здесь наличие грабенообразного или флексурного опускания субстрата или же наличие разлома. Разрядка изоаномал и убывание значений силы тяжести восточнее как-будто на первый взгляд не совпадает с геологическими данными. По идее мы должны были бы здесь иметь сравнительно повышенное значение силы тяжести, а в действительности гравиметрические значения Шамхорского поднятия и Атабекского прогиба получились равнозначными и даже в центральной своей части, у Славянки, этот минимум стал более выразительным.

Для объяснения этого расхождения обратимся теперь к гравиметрическим данным в пределах Човдарского поперечного прогиба, т. е. к востоку от Шамхорчайского поднятия. Здесь, несколько севернее с. Заглик, к северу очерчивается крупный минимум, который сильно расширяется в районе Нузгер, где он значительно вытянут в субширотном направлении, так что гравиметрические данные указывают на сравнительно высокое положение субстрата под Човдарским прогибом и его поперечную ориентацию. Кроме того, на карте аномалий силы тяжести наглядно рисуется и субширотновытянутый Чардахли-Нузгерский прогиб. Следовательно, за исключением Атабекского прогиба, гравиметрические и геологические данные совпадают. Возникает справедливый вопрос: в чем же причина такого расхождения данных в пределах Атабекского прогиба? Известно, что в пределах Атабекского прогиба значительным площадным развитием пользуются крупные гранитоидные интрузии, распространенные в контуре минимума — 20. Эти кислые интрузии, естественно, и снижают значения силы тяжести, приближая их к таковым Шамхорчайского поднятия.

Следовательно, надо полагать, что под Атабекским прогибом, так же как и в Човдарском, субстрат (докембрийское или эопалеозойское основание) приподнят, характеризуется сокращенными мощностями нижнего байоса, максимальными мощностями верхнего байона и наличием маломощного бата.

Эти первичные структуры (частные прогибы и поднятия) осложнены во время предбатского складкообразования субширотно ориентированной складчатостью, которая наложена на первичные структуры. Эти складчатые структуры хорошо изучены многочисленными исследователями. Полученные данные обобщены в трудах Г. И. Керимова (1961, 1963) и Р. Н. Аб-

дуллаева (1963). По данным Г. И. Керимова (1961), в пределах центральной части антиклинория (в междуречье Дзегамчая и Шамхорчая) с юга на север выделяется ряд складок общекавказского простираия — Маарифская антиклиналь, Масхитская синклиналь, Захмедкендская антиклиналь и севернее нами выделенные Чардахлинская синклиналь и Шейтарская антиклиналь (названная нами Бадакенд-Алабашлинской). Выявляются эти складки благодаря пологим изгибам слоев вулканогенных толщ и стратиграфическому положению последних. Углы падения в крыльях складок колеблются от 10—15° до 20—25°. Сложены они ниже-верхне-байосскими и частично батскими вулканогенными образованиями.

Восточнее, в Човдарском районе, Р. Н. Абдуллаев (1963) описывает две антиклинальные складки, сложенные байосскими и батскими отложениями. Первая, наиболее крупная, выделяется севернее Човдарского месторождения барита и отделена от второй Нузгерской синклиналью.

Из изложенного видно, что эти складки в пределах антиклинория имеют наложенный характер и не определяют морфологию его.

Гораздо большее значение здесь имеют разрывные нарушения. Р. Н. Абдуллаев (1963) здесь выделяет группы Човдарских и Асрикчайских разрывных нарушений, Кедабекского разлома и ряда разрывных нарушений у сс. Кабахтапа, Бадакенд, Яныхлы, Байрамлы северо-западного простираия.

Более подробно разрывные нарушения описаны Г. И. Керимовым (1961), по данным которого наиболее крупным из них является Кедабекский разлом. Этот разлом начинается несколько южнее месторождения того же наименования, прослеживается в северо-западном направлении через верховье Арыхдамсу, гору Чолпан, верховья Джагирчая, сс. Биттибулак и Агамалы на расстоянии свыше 15 км. Амплитуда смещения пород вдоль этого разлома в районе Кедабекского месторождения — около 150 м. Восточнее параллельно проходит другой сброс «Вернер-оврага», вдоль которого отложения келловей — оксфорда восточного крыла опущены на 400 м и приведены в тектонический контакт с нижебайосской вулканогенной толщей. Кроме того, Г. И. Керимовым (1961) в районе Кедабекского месторождения описаны еще несколько сбросовых нарушений, ступенчато опустивших слои на сотни метров.

Таким образом, в районе Кедабекского месторождения выявлено несколько сбросовых нарушений, которые имеют ступенчатый характер и в общей сложности значительно опуска-

ют восточную часть структуры. Однако даже наиболее крупный Кедабекский сброс в северо-западном направлении не прослежен и очень возможно, что Бадакендский сброс того же направления находится на его продолжении. Группа Човдарских сбросов северо-западного простирания протягивается на расстоянии 10—12 км, но они далее не прослежены и очень возможно, что крупный Кабахтапинский сброс того же простирания находится на продолжении одного из сбросов Човдара. Амплитуда смещения каждого из последних — не менее 200—500 м, ибо ими приведены в тектонический контакт отложения бата и толща кварцевых порфиров.

Таким образом, надо полагать, что восточная часть Шамхорского антиклинория двумя группами северо-западных сбросов — Кедабекской и Човдарской рассечена и ступенчато опущена в восточном направлении, и сбросы являются сравнительно молодыми тектоническими нарушениями, ибо ими на северо-западе срезаны не только отложения кимериджа, но и Кабахтапинский гранитоидный интрузив.

Наиболее древними сбросовыми нарушениями следует считать сбросы северо-восточного простирания типа Асрикчайского и субширотные.

Дашкесанский синклиний

Южнее Шамхорского и севернее Мровдагского антиклинориев, с верховьев р. Дзегамчай на западе и до р. Инджачай на востоке, вначале в субширотном, а потом в северо-восточном направлении, приспособляясь к очертаниям Шамхорского антиклинория, простирается обширный и асимметричный Дашкесанский синклиний.

Дашкесанский синклиний является частным прогибом мегантиклинория Малого Кавказа и ареной вулканической деятельности в бате и кимеридже. Слагающие его отложения собраны в пологие и удлиненные брахискладки, которые с приближением к окаймляющим антиклинориям приобретают характер узколинейных и пережатых структур.

Синклиний сужается на западе и резко расширяется на востоке и северо-востоке, занимая все пространство между речья Кошкарчая и Инджачая. В среднем течении этих рек он срезается субширотно ориентированным Гюлистанским сбросом, благодаря чему слагающие его отложения ступенчато опущены под меловые образования наложенного Агджакендского синклинория.

Такое заключение несколько противоречит представлени-

ям ряда исследователей, которые предполагают существование Шамхорского и Гекгельского антиклинориев, и тому, что Дашкесанский синклиниорий продолжается лишь до левобережья р. Гянджачай и т. д.

В настоящее время не совсем ясен вопрос о западном продолжении Дашкесанского синклинория и о соотношении его со смежной зоной в этой части Малого Кавказа. Как известно, в верховьях правобережья р. Шамхорчай юрские отложения Мровдагского антиклинория погружаются и переклинально замыкаются палеогеновыми отложениями, изолированный выход которых сохранился от размыва в приосевой полосе синклинория у сел. Кабахтапа. Р. Н. Абдуллаев (1963) Мровдагский надвиг протягивает с верховьев правобережья р. Шамхорчай в северо-западном направлении вдоль южного крыла Калакендской синклинали и далее к верховьям левобережья р. Дзегамчай, т. е. по границе распространения юрских и палеогеновых отложений. Дашкесанский же синклиниорий им замыкается в правобережье р. Дзегамчай. Нам кажется, нет достаточных оснований для замыкания синклинория в верховьях р. Дзегамчай, ибо целый ряд фактов говорит за продолжение его в западном направлении. Но, не имея достаточных данных, мы пока должны согласиться с точкой зрения Р. Н. Абдуллаева.

Контуры синклинория хорошо очерчиваются батским и верхнеюрским структурными подэтажами, прорванными гранитоидными интрузиями. Отложения мела и палеогена имеют локальное развитие. Контуры синклинория выявляются по подошве батского структурного подэтажа, который, в значительной мере срезая предыдущие, хорошо отражает изменения структурного плана области в это время и отделяет Шамхорское и Мровдагское структурные поднятия (рис. 5). Кроме того, по подошве этого структурного подэтажа очерчиваются контуры Гекгельского внутреннего выступа. Верхнеюрский структурный этаж очерчивает осевую полосу синклинория и наглядно показывает контуры второстепенных поднятий и прогибов в это время.

Шарнир Дашкесанского синклинория с запада на восток дважды, ундулируя, воздымается и создает два поперечных поднятия: Шамхорчайское на западе и Гекгельское на востоке. Эти поперечные поднятия разобщают синклиниорий на четко видно расположенные прогибы (синклинали): Калакендский, Дашкесанский и Кяпазский, выполненные верхнеюрскими и частично палеогеновыми отложениями. Если Шамхорчайское поперечное поднятие занимает все сечение синклинория, то

Гекгельское, располагаясь вдоль осевой полосы синклиория, разобщает его на две ветви — поперечные прогибы: Зурнабадский на западе, Кязазский на юге и Бузлухский на востоке. Эти синклинали окаймляют Гекгельское поднятие и, подчиняясь простиранию последнего, изменяют направление простирания синклиория на северо-восточное.

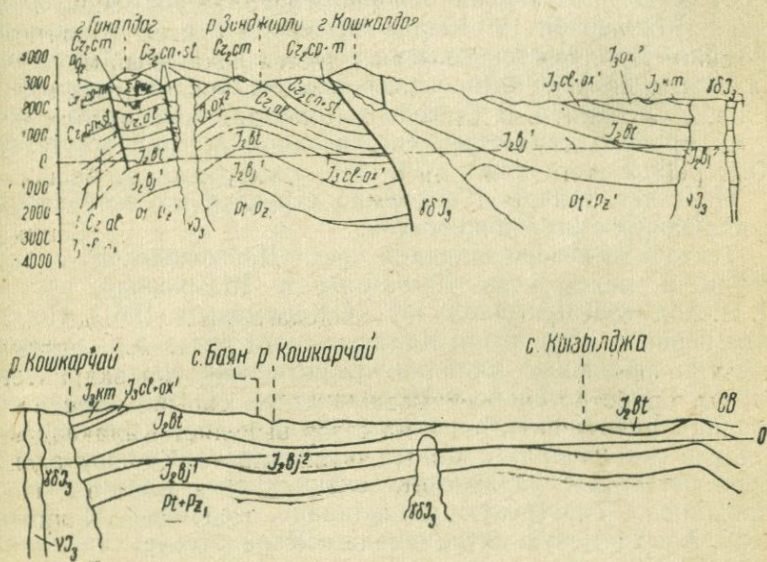


Рис. 5
Геологический профиль по линии г. Гиналдаг — с. Кызылджа

Территория Дашкесанского синклиория на гравиметрической карте характеризуется отрицательным гравитационным полем. Изолинии вдоль осевой полосы имеют в общем общекавказское простирание. На фоне последнего отмечается ряд аномалий гравитационного поля.

В районе Кедабека выявлен максимум силы тяжести, аномалы которой вытянуты в общекавказском направлении. В районе Пантдагского хребта вырисовывается максимум меридионального простирания. На гравиметрической карте выявлена Тертер-Гекгельская максимальная зона, которая, очевидно, не разобщена на самостоятельные максимумы — Гекгельский и Тертерский из-за отсутствия наблюдений на огромной площади между ними.

Значительно лучшее соответствие геологических структур и гравиметрических данных выявляется на карте аномалии силы тяжести с плотностью промежуточного слоя 2,30. На ней вырисовывается небольшой максимум, вытянутый в общекавказском направлении. Западнее р. Гянджачай на фоне этого максимума вырисовывается Шамхорчайский минимум, который отделяет Кедабекский максимум от Дашкесанского. Поворот осевой полосы синклинория на северо-восток в междуречье Кошкарчая и Кюракчая совпадает с минимумом аномалий Буге. Восточнее вырисовывается Гекгель-Тертерский максимум, на фоне которого выделяется локальный максимум в долине р. Тертер. В Гекгельской части, южнее этого максимума, происходит быстрый спад изоаномал, что соответствует Кяпазской синклинали.

Перейдем теперь к описанию структурных особенностей синклинория с запада на восток.

Тектоника северо-западной части Дашкесанского синклинория в междуречье Дзегамчая и Шамхорчая изучена Р. Н. Абдуллаевым (1963) и Г. И. Керимовым (1961). По данным первого, в пределах Калакендского участка выделяются две синклинальные складки, разделенные узкой антиклиналью. Более детально тектоника этого участка охарактеризована в работе Г. И. Керимова (1961), который в поперечном сечении синклинория с юга на север выделяет Калакендскую синклиналь, Джафарлинскую антиклиналь, Карамурадскую синклиналь, Гергерскую антиклиналь, Кедабекскую синклиналь, Арыхдамскую антиклиналь и Карадагскую синклиналь. Все складчатые структуры простираются в общекавказском направлении, изредко меняя его на субширотное. Северо-восточные крылья их обычно более пологие, чем юго-западные. В пределах развития среднеюрских отложений, по сравнению с таковыми верхнеюрских, складки в основном являются изоклинальными, и нередко осевые плоскости их опрокинуты на юг и юго-запад и нарушены сбросом (Калакендская синклиналь). Северное крыло синклинория в пределах Кедабекской синклинали прорвано гранитоидным интрузивом.

Дашкесанская синклиналь

Располагается в центральной части осевой полосы синклинория того же наименования. Дашкесанская синклиналь, отвечая наиболее прогнутой части синклинория, занимает междуречье верховьев рек Шамхорчай и Гянджачай и очерчивается в плане выходами верхнеюрских отложений. Эта

синклиналь представляет собою пологую и широкую структуру с углами падения крыльев $10-12^\circ$. Осевая линия ее, имея субширотное простирание, с погружением структуры несколько отклоняется к северо-востоку. Переход от синклинали к смежным антиклинориям осуществляется на севере посредством плавного антиклинального прогиба слоев бата и выходами вдоль сводов отдельных второстепенных складок верхнего байоса, а также посредством разрывных нарушений сбросового типа. К югу антиклинали на фоне моноклинального залегания батских отложений вырисовывается целый ряд узких и сжатых складок, которые зачастую разорваны сбросами.

В восточной части синклинали верхнеюрские отложения прорваны гранитоидными интрузиями — Дашкесанской на западе и Зурнабадской на востоке, которые расположены несколько кулисообразно. Эти интрузивные тела, подчиняясь простиранию складчатости, на востоке вытянуты в северо-восточном, а на западе — в субширотном направлении, так что их восточные окончания дугообразно изогнуты.

По данным Е. Г. Багратуни (1932), К. Н. Паффенгольца (1948) и Ш. А. Азизбекова (1947), по оси Дашкесанской синклинали проходит крупное смещение сбросового характера, к которому приурочено внедрение гранодиоритовой интрузии. По данным Г. И. Керимова (1961), вдоль северо-восточного крыла Дашкесанского синклинория, начиная с Кедабекского района на северо-западном направлении до Дашкесана, проходит сбросовое нарушение типа глубинного разлома. Однако проводивший здесь детальные геолого-съёмочные работы Р. Н. Абдуллаев не упоминает об этом. Нам кажется, что наличие крупного сброса (или флексуры) здесь несомненно, но он, вероятно, замаскирован вулканогенными образованиями. Кроме того, мы здесь допускаем наличие поперечной флексуры или разлома глубокого заложения. Это доказывается как общей конфигурацией синклинория, так и положением Дашкесан-Зурнабадских интрузивов, их конфигураций и, наконец, резким погружением верхнебайосских и батских отложений восточной периклинали Шамхорского антиклинория в правобережье Кошкарчая и прямолинейным контактом последних с верхнемеловыми отложениями Агджакендского синклинория.

По данным Р. Н. Абдуллаева (1963), разрывные нарушения в пределах синклинали имеют местный характер и в виде разломов и сбросов широко развиты на ее северном крыле. Между Дашкесаном и Загликом, а также в районе рудника «Дашкесанкобальт» отмечается наличие систем разрывов северо-западного простирания, но здесь имеются и северо-восточные.

Располагается в крайней восточной части Дашкесанского синклинория и в плане имеет дугообразное очертание, отвечающее как северо-восточному изгибу этой ветви синклинория, так и южному периклинальному замыканию Гекгельского поднятия. Кяпазская ветвь (рис. 6) синклинория отделена от Дашкесан-Зурнабадской ветви его поперечным перегибом батских отложений южнее с. Туляляра на Пантдагском хребте. Кяпазская синклинали выполнена верхнеюрскими отложениями, которые сохранились от размыва вдоль ее осевой полосы. О былом широком распространении этих отложений свидетельствуют ныне сохранившиеся останцы их в левобережье Кюракчая и на востоке, в районе г. Гамадулан, так что почти в осевой полосе залегание слоев пологое ($10-18^\circ$), что характерно и для южного крыла Гекгельского поднятия; южное же крыло синклинали располагается значительно южнее современных выходов верхнеюрских отложений и выявляется в батских отложениях левобережья р. Илхичай, вдоль северного склона Мровдагского хребта. Здесь отложения бата собраны в крутые вторичные складки и разорваны сбросами, осложняющими общее моноклинальное залегание слоев.

Гекгельское поднятие

Располагается севернее Кяпазской синклинали и сложено верхнебайосскими и батскими вулканогенными образованиями. Описываемое поднятие, занимая междуречье Кюракчая и Бузлухчая, вытянуто в основном в северо-восточном направлении и выявляется выходами верхнебайосских кварцевых порфиров в присводовой части. Крылья этой структуры сложены отложениями бата, а на востоке, в долине р. Бузлухчай, и верхнеюрскими, которыми хорошо очерчена южная периклинали складки. Севернее села Бузлух в отложениях кимериджа намечается замыкание северной периклинали, но она, по-видимому, срезана сбросом и скрыта под трансгрессивным покровом меловых отложений.

Параллельно Гекгельскому антиклинальному поднятию в междуречье Гянджачая и Кюракчая протягивается Пантдагский синклинали прогиб северо-восточного простирания. Вырисовывается эта структура по выходам на крыльях верхнего байоса, а вдоль осевой полосы — отложений бата. На наличие здесь поперечной структуры впервые указал К. Н. Паффенгольц (1948), который считал, что «хребет Пан-

тдаг представляет из себя куполообразное вздутие юрского покрова». Наши же детальные исследования этого участка показали, что этот хребет синклиналичного строения. Общее строение описываемых структур осложнено вторичной складчатостью и сбросовыми нарушениями общекавказского простиранья, а в пределах рудника Чирагидзор и хребта Пантдаг — и системой северо-восточных сбросов.

Гекгельское антиклинальное поднятие на востоке, в междуречье Бузлухчая и Карачая, сменяется Бузлухским синклиналичным прогибом, выполненным верхнеюрскими отложениями. Аналогичные, но более мелкие, поперечные поднятия и прогибы в юрских отложениях соответственно выявляются в долинах рек Карачай и Инджачай. Восточнее располагается северо-восточное продолжение Мровдагского антиклинория. Эти поперечные структуры осложнены складчатостью общекавказского простиранья. Здесь, в междуречье Бузлухчая — Инджачая, с юга на север нами были выделены соответственно следующие антиклинальные и синклиналичные складки: Башкишлакская, Дододагская, Безымьянная, Гюлистанская и Давачухурская. В долинах рек Карачай и Инджачай крылья этих складок становятся крутыми и зачастую срезаны сбросами. Начиная со среднего течения р. Инджачай у сел. Гюлистан, в северо-западном направлении перечисленные структурные поднятия и прогибы срезаются взбросом, благодаря которому отложения верхней юры приведены в тектонический контакт с верхнемеловыми отложениями. Этот взброс, являясь западным продолжением крупного тектонического нарушения, выявленного на востоке, хорошо прослеживается в обнажениях до р. Бузлух и, вероятно, далее на запад, о чем будет сказано при описании Агджакенского синклинория.

Агджакендский синклинорий

Агджакендский синклинорий располагается в северной погружающейся части северо-восточной ветви Дашкесанского синклинория, в междуречье Кошкарчая и Инджачая.

В строении синклинория принимают участие отложения нижнего мела (на востоке), верхнего мела, палеогена, плиоцена и антропогена. Последние широко распространены в пределах Предмалокавказского краевого прогиба (синклинория).

Некоторые исследователи без особых доказательств выделяют отдельно как Агджакендский, так и Гянджачайский синклинории. По существу они являются единым структурным элементом, имеющим общие черты строения, с той только

разницей, что в западной, Гянджачайской части его развита нижнесенонская вуклаогенная толща, которая на востоке отсутствует или же представлена в осадочной фации; кроме того, на востоке развиты отложения апта и альба, отсутствующие на западе. Все эти отличительные черты не могут служить основанием для выделения самостоятельных синклинориев, так как они в основном связаны с неравномерным развитием отдельных частей единого прогиба.

Как было сказано выше, верхнеюрские отложения между речья Бузлухчая и Инджачая срезаны взбросом или системой сбросовых нарушений, имеющих региональное значение. Эта система тектонических нарушений, имея в основном северо-западное простирание, хорошо прослеживается в междуречье Тертера и Бузлухчая, рассекая поперечные структуры Мровдагского антиклинория и Дашкесанского синклинория. В пределах последнего ими приведены в тектонический контакт отложения титона и кимериджа с отложениями апта, альба, кампана и маастрихта Агджакендского синклинория. Западнее Бузлухчая отложения нижнего сенона резко несогласно налегают на отложения кимериджа, бата и даже верхнего байоса.

Из изложенного видно, что на западе верхнеюрские отложения опущены глубоко и, в свою очередь, трансгрессивно покрыты верхнемеловыми отложениями. В междуречье Кошкарчая и Бузлухчая этот взброс непосредственно на поверхности не выражен, но о его наличии свидетельствует мощный нижнесенонский вулканизм, цепочка выходов витрокластического туфа и выходы долеритов, приуроченные только к этой части синклинория. Как нам кажется, западным продолжением этой системы тектонических нарушений являются Северочовдарские сбросовые нарушения, прослеживающиеся в междуречье Кошкарчая и Шамхорчая. На северо-западе быть может продолжением их служит северо-западный сброс, рассекающий Кабахтапинский интрузив.

Таким образом, из изложенного видно, что мы имеем дело с крупной зоной разрывных нарушений, протягивающейся с северо-запада на юго-восток от окрестностей Шамхора до Мардакерта, с которой связаны проявления полиметаллических руд и баритовых жил на р. Шамхорчай, каолиниты и кварциты Кызылджа, нижесенонский вулканизм, Мурутские интрузивы, Чайкендские долериты, Тоданские кремни и др. Мы уже говорили о предполагаемом поперечном сбросе по долине р. Гянджачай, благодаря которому восточная периклиналь Шамхорского антиклинория неестественно круто по-

гружается, и отложения нижнего сенона резко несогласно залегают на маломощной толще батского возраста. Как нам кажется, именно пересечением этих двух систем сбросовых нарушений можно объяснить интенсивный вулканизм нижне-сенонского времени, в основном приуроченный к долине р. Гянджачай и резко ослабевающий как к западу, так и к востоку.

Из этих данных видно, что Агджакендский синклиорий возник на погружениях субшироотно ориентированного Шамхорского антиклинория и поперечной ветви Дашкесанского синклиория, сопровождаемых крупными разрывными нарушениями. Все эти данные свидетельствуют о том, что Агджакендский синклиорий является наложенной структурой.

На северо-восточных продолжениях поперечных прогибов и поднятий северной ветви Дашкесанского синклиория в пределах Агджакендского синклиория выделяются Гянджачайская, Кюрракчайская и Карачайская первичные структуры.

Гянджачайский поперечный прогиб выполнен мощной вулканогенной толщей нижнего сенона, маломощным верхним сеноном, частично палеогеном, который перекрыт четвертичными галечниками. В осевой полосе прогиба от размыва сохранились верхнесенонские известняки и частично палеогеновые отложения. Первые слагают меридиональные синклинали горы Эльвор и Китахдага, вторые же выполняют мульды второстепенных складок.

Кюрракчайское поднятие характеризуется сравнительно сокращенными мощностями вулканогенного нижнего сенона, относительно мощным верхним сеноном и сокращенными мощностями палеогена, плиоцена и антропогена. Это единое вытянутое в северо-восточном направлении структурное поднятие с востока и запада очерчивается поперечными прогибами. В пределах развития меловых отложений, на фоне моноклиналиного падения слоев на северо-восток, выделяется серия широких и пологих складок общекавказского простираения. Севернее, в полосе развития палеогеновых отложений, разветвляются поперечные брахиантиклинали (Сарвазтапа, Али-Ушаги, Чайкенд и др.) и синклинали, постепенно погружающиеся под плиоцен-антропогеновые отложения.

Напряженная складчатость в верхнесенонских отложениях кюзы р. Кюрракчай, сопровождаемая разрывами, и наличие здесь кампанских вулканогенных отложений, тождественных по возрасту с таковыми Китахдага, возможно связаны с наличием на глубине разлома, быть может являющегося восточным продолжением описанного выше Нузгерского взброса.

Карачайский прогиб, располагаясь в междуречье Карачая и Инджачая, характеризуется сравнительно полным развитием меловых (альб-маастрихт), палеогеновых и плиоцен-антропогеновых отложений. Как меловые, так и палеогеновые отложения, в отличие от описанных здесь имеют крутое северо-восточное залегание, собраны в мелкие структуры общекавказского простирания и срезаны зачастую разрывами как северо-западного, так и северо-восточного простирания.

На гравиметрической карте Агджакендский синклиниорий характеризуется резким падением значений аномалий силы тяжести. Возможно, что этот спад или извилистая гравиметрическая ступень соответствуют зоне Гюлистанского взброса. На фоне этого минимума в Гюлистанской части синклинория вырисовываются локальные минимумы. Характерно, что на отрезке Талыш-Карачинар крутому залеганию слоев соответствует резкое падение значений силы тяжести, возможно, указывающие на наличие флексурного изгиба слоев или же замаскированного разлома, но простирание этих сгущенных изолиний северо-северо-западное. По линии, соединяющей гранитоиды Кызылкая (у Кировабада) — сел. Алибайрамлы — Биргез, вновь происходит сгущение изоаномал силы тяжести. Таким образом, и по гравиметрическим данным Нузгерский взброс или флексура, которую мы проследили до Кировабада, несколько изменяя свое простирание, тянется до сел. Биргез (на р. Кюракчай).

Мровдагский антиклинорий

Мровдагский антиклинорий, располагаясь юго-западнее Дашкесанского и севернее Тоурагачайского синклинориев, квалифицируется как граничная структура, отделяющая две фациально разнохарактерные тектонические зоны (рис. 7 и 8). Сопряжение последних осуществляется посредством крупного надвига, который отвечает шовной линии глубокого заложения. Антиклинорий простирается с верховьев р. Шамхорчай на западе до вершины г. Мровдаг и далее, на востоке, имеет вначале субширотное простирание, которое затем меняется на северо-восточное. Длина антиклинория — свыше 90 км при наибольшей ширине (по подошве батского структурного этажа) около 12 км в Гянджачайском и 4—5 км в остальных сечениях.

Северо-западнее Гянджачайского поперечного разлома (или флексуры) происходит сравнительно быстрое погружение антиклинория, а восточнее, вследствие возрастания размаха

и интенсивности складчатых движений, этого не происходит, но ширина структуры сокращается до 4—5 км и меньше, что в некоторой степени, возможно, связано с тенденцией погружения.

Антиклинорий сложен вулканогенными отложениями байоса и бата мощностью около 3,5 км. К. Н. Паффенгольц (1948) данную структуру квалифицировал как моноклинал, а Л. Н. Леонтьев (1949) — как просто построенный антиклинорий. Нашими детальными исследованиями (1941, 1948, 1949 и 1957) было установлено, что это — наиболее высокоприподнятая, сложно построенная, асимметричная, опрокинутая на юго-запад и срезанная надвигом веерообразная структура Малого Кавказа. Наиболее сложно построенное ядро антиклинория состоит из мощной нижнебайосской вулканогенной толщи, обнажающейся вдоль водораздельного гребня хребта.

Выходы верхнего байоса на обоих крыльях этой структуры находятся в опрокинутом залегании; порой подвернутое положение вдоль юго-западного крыла, крутое залегание нижнебайосской толщи в ядре и запрокидывание слоев бата северного крыла в обратном северо-восточном направлении с падением их на юго-запад указывают на сложное веерообразное строение антиклинория в Гямышском сечении его и восточнее (рис. 6). Западнее вершины г. Гямыш южное крыло структуры вдоль осевой полосы срезано одноименным надвигом и опущено глубоко под меловые, а на западе — и под эоценовые отложения. Таким образом, западнее г. Гямыш и до верховьев р. Шамхорчай весь хребет представлен северным надвинутым крылом антиклинория, отчего он долгое время рассматривался как моноклинал. К наиболее приподнятой части структуры, совпадающей с Кошкардагским поперечным поднятием, приурочены интрузия кварцевого диорита (вершина г. Кошкардаг) и несколько мелких тел западнее. Восточнее этого поднятия в разрезе среднеюрских отложений северного крыла антиклинория появляется толща кварцевых порфиров, которая в виде маломощного, утоняющегося в восточном направлении, горизонта прослеживается до вершины г. Мровдаг и в периклинальном замыкании этой структуры срезана широким сбросом. На описываемом отрезке северного надвинутого крыла антиклинория складчатость выражена широкими пологими синклиналями и узкими крутыми антиклиналями, прослеживающимися на значительное расстояние. С приближением к осевой полосе антиклинория характер складчатости резко меняется, углы падения крыльев складок возрастают до вертикальных, а сами складки становятся сжатыми и узкими,

приближаясь к гребневидным и изоклинальным. Здесь места отложения нижнего байоса интродуцированы мелкими гипабисальными интрузиями гранодиоритов.

У перевала Гыпчак, между вершинами г. Гямыш, хорошо проявляются элементы веера (с углами падения 45—55°), фиксированного в отложениях нижнего байоса. Опрокинутое крыло антиклинория хорошо вырисовывается южнее и юго-восточнее вершины г. Гямыш в связи с резким изменением простирания надвиговой плоскости на юг-юго-восток и появлением в разрезе толщи кварцевых плагиофоров.

Здесь, в верховьях левой ветви р. Мейданчай, полого залегающие слои нижнего и верхнего байоса южного крыла антиклинория надвинуты на меловые отложения Тоургачайского синклинория. Восточнее оз. Карагель, с отодвиганием надвига в южном направлении, в отложениях бата подвернутого крыла антиклинория разворачивается система опрокинутых складок. Здесь отложения бата срезаны широтным взбросом, который, протягиваясь в восточном направлении — наискось к простиранию антиклинория, срезает толщу кварцевых порфиров и часть нижнего байоса его ядра, после чего дугообразно изгибаясь, принимает северо-восточное простирание. Этому древнему сбросовому нарушению подчинен и дугообразный изгиб всей складчатой системы с простиранием, изменяющимся от юго-восточного на западе к северо-восточному на востоке. Отметим, что о древности этого взброса, приведшего в тектонический контакт отложения бата юго-восточного крыла антиклинория с нижним байосом его ядра, свидетельствует тот факт, что он смещен крупным Каранликским сбросом северо-западного простирания, опустившим северо-восточную периклиналь Мровдагского антиклинория; кроме того, этот взброс срезан и опущен одноименным надвигом под меловые отложения Тоурагачайского синклинория. Юго-восточнее пересечения этих крупных разрывных нарушений надвиг теряет свое значение и становится взбросом с незначительной амплитудой. Так, восточный отрезок антиклинория в междуречье Инджачая и нижнего течения Тоурагачая имеет северо-восточное простирание. В области погружения Мровдагского антиклинория в отложениях бата фиксируется целый ряд складчатых структур и разрывных нарушений, которые пучкообразно отходят от вершины г. Мровдаг в северо-восточном направлении, постепенно выполаживаясь у погружения затухающей складчатой системы. К этим второстепенным структурам приурочены выходы интрузивных пород кварц-диоритового состава. Северо-восточная периклиналь этой структуры

хорошо очерчена выходами верхней юры и мела в междуречье Инджачая и Тертера. Отложения бата юго-западного подвернутого крыла Мровдагского антиклинория южнее вышеописанного крупного широтного взброса, на берегах р. Тоурагачай, антиклинально изгибаясь, покрываются отложениями нижнего мальма. Последние, круто падая на юго-запад, срезаны взбросами (юго-восточной ветвью Мровдагского надвига). Отложения мальма, подчиняясь дугообразному изгибу складчатой системы, простираются в северо-восточном направлении и участвуют в строении опрокинутой на восток лежащей складки, где первые, а несколько далее и отложения бата, по пологому надвику (плоскость надвига падает на запад под углом 10°) надвинуты на отложения альба и сеномана. Последними сложена осевая полоса асимметричной, осложненной сетью сбросов, Эльбекдашской синклинали, северным крылом которой служит описанная лежащая складка с надвигом, а южным — отложения нижнего мальма и кимериджа. Эльбекдашская синклиналь располагается в зоне сочленения трех структур — южного крыла Мровдагского антиклинория на западе, северо-восточной ветви Тоурагачайского синклинория на северо-востоке и западной, осложненной разрывами, периклинали Агдамского антиклинория.

Мровдагский надвиг

Как уже неоднократно отмечалось выше, Мровдагский антиклинорий с юго-запада ограничен одноименным надвигом. Последний отделяет Сомхито-Агдамскую зону от южнее расположенной Севано-Карабахской зоны. Этот надвиг впервые был установлен и изучен К. Н. Паффенгольцем (1929), который считает, что он с перерывами протягивается из Турции к южным окраинам Ахалкалакского нагорья и далее, на восток непрерывно, начиная с р. Акстафачай, через сел. Красное и северный склон Шахдагского хребта, в бассейны верхнего течения рек Калакентчай и Шамхорчай, вдоль юго-западных склонов Мровдагского и Карабахского хребтов до Аракса. При этом он отмечает, что надвиг с вершины г. Мровдаг смещен по косому северо-восточному сбросу к юго-западу и южному склону Карабахского хребта. Л. Н. Леонтьев (1949) считает, что здесь нет единого надвига, а имеется ряд изолированных, не находящихся на одном простирании, кулисообразно замещающихся разрывов, приуроченных к крыльям частных поднятий Сомхито-Карабахской зоны.

Западнее верховьев р. Шамхорчай Р. Н. Абдуллаев про-

водит этот надвиг по линии тектонического контакта батских и верхнеюрских отложений Дашкесанского синклинория с эоценовыми отложениями через сс. Калакенд, Арыгыран к верховьям р. Дзегамчай и далее, к северным склонам Мургузского хребта (западнее сел. Новоивановка надвигом приведены в тектонический контакт отложения нижнего байоса и эоцена).

От верховьев р. Шамхорчай плоскость надвига, имея северо-западное простирание, протягивается к верховьям р. Гянджачай, где падает на северо-восток под углом 50° — 55° ; юго-восточнее, следуя по водоразделу Мровдагского хребта, в истоках рек Агчай, Беневшали, Карадырнах, Мейданчай и левых притоков р. Левчай плоскость надвига выполаживается, падая на северо-восток под углом 40 — 45° .

Восточнее постепенно плоскость надвига, выпрямляясь, отходит от хребта и простирается в юг-юго-восточном направлении до долины р. Тоурагачай, где срезает верхнеюрские известняки, имея углы падения около 60° ; поэтому здесь этот надвиг был описан как взброс.

Юго-восточнее, на правом берегу р. Тоурагачай, продолжение разрыва в виде взброса прослеживается на незначительное расстояние, после чего он затухает.

Как было отмечено, на отрезке Кызылархач-Эльбекдаш в левобережье р. Тоурагачай нами в 1957 г. установлено, что в связи с изгибом складчатой системы возникает пологий надвиг верхнеюрских и батских отложений на меловые Эльбекдашской синклинали. Этот надвиг прослеживается на расстоянии 8—10 км и, по-видимому, относится к типу гравитационных. Следует отметить, что в зоне затухания Мровдагского надвига к коленообразному изгибу складчатой системы приурочена система сбросовых нарушений северо-западного простирания, рассекающих как верхнеюрские, так, в основном, и меловые отложения Тоургачайского синклинория.

Из всего изложенного видно, что Мровдагский надвиг не сочленяется с Карабахским по «косому» сбросу, как полагает К. Н. Паффенгольц (1948), ибо не он смещается, а им смещается этот «косой» северо-восточный сброс, отходящий с вершины г. Мровдаг, так как последний является более древним и, надо полагать, что многие особенности геологии данного района обязаны этому северо-восточному сбросу, о чем будет сказано в соответствующем разделе данной главы.

К. Н. Паффенгольц (1948) максимальную амплитуду Мровдагского надвига определял первоначально в 10—12 км, а поз-

же — в 7—8 км. Как нам кажется, максимальная амплитуда надвига не превышает 4,5—5 км, ибо в Гямышском пересечении она равна 5 км, а в Кошкардагском — 4 км. По обе стороны от этих пересечений амплитуда надвига резко падает. В области Мровдагского антиклинория происходит резкое уменьшение значений силы тяжести. Эта гравиметрическая ступень протягивается с верховьев р. Шамхорчай (сел. Кабахтапа) в юго-восточном направлении к сел. Атерк. Резкий поворот ступени начинается с Каракаинского перевала (т. е. с верховьев р. Тоурагачай) и протягивается к сел. Чапар. Этому завороту ступени соответствует изменение простирания надвига на юго-юго-восток и затухание его. Надо отметить, что в районе перевала Караяя происходит коленообразный изгиб простирания антиклинория на северо-восток, уже, видимо, обязанный вышеотмеченному поперечному сбросу.

Из рассмотрения тектоники Мровдагского антиклинория видно, что его простирание всецело подчинено простиранию окаймляющих антиклинорий структур: на западе — Шамхорского антиклинория, а на востоке — Дашкесанского синклинория с его северо-восточным продолжением, где, кстати говоря, расположено Гекгельское поднятие. В общей сложности получается, что план складчатости Дашкесанского синклинория, а равно и Мровдагского антиклинория, подчинен морфологии Шамхорского антиклинория как наиболее древней структуры области. Кроме того, было указано о наличии в пределах последнего ряда структур с высоким положением складчатого фундамента, которые впоследствии были спаяны в единую структуру. Далее наличие высокоприподнятого выступа складчатого основания в нижнем течении р. Тертер к востоку от северо-восточного окончания Мровдагского антиклинория доказывается как общегеологическими, так и гравиметрическими данными. Таким образом, выясняется, что Мровдагский антиклинорий возник в зоне, соответствующей глубокоопущенной борозде докембрийского или зопалеозойского фундамента. Южная граница последней очерчивается Мровдагским надвигом, южнее которого изоаномалы рисуют плавное понижение гравитационного поля.

Агдамский антиклинорий

Агдамский антиклинорий относится к юго-восточным структурам Сомхито-Агдамской зоны и является крайней северной, граничащей с Курийским межгорным прогибом, положительной структурой мегантиклинория Малого Кавказа.

Восточнее северо-восточной периклинали Мровдагского антиклинория на северо-западе и до левобережья р. Аракс на юго-востоке протягивается сложенное юрой антиклинальное поднятие, именуемое Агдамским. Последнее на северо-западе, в междуречье Тертера и Тоурагачая, имеет почти широтное простирание, а восточнее — юго-восточное. Антиклинорий на западе в основном сложен отложениями бата и верхней юрой — на юго-востоке.

Основная роль в структуре антиклинория принадлежит разрывным нарушениям как северо-западного, так и северо-восточного простираний.

Антиклинорий имеет асимметричное строение с пологим северо-восточным и крутым, срезанным, разрывами, юго-западным крылом. Наибольшей ширины антиклинорий достигает в Кечалдагском и Кавертучайском сечениях, которые являются приподнятыми блоками и насыщены интрузиями. В Кавертучайском сечении размещена металлоносная гранитоидная интрузия.

Западное периклинальное замыкание антиклинория, в сложных условиях сопряжения с Мровдагским антиклинорием, хорошо очерчено верхнеюрскими отложениями поперечной Эльбекдашской синклинали. С юго-запада, в левобережье Тертера, отложения бата описываемого антиклинория приведены в тектонический контакт северо-западным взбросом (ветвь Мровдагского надвига) с меловыми отложениями Тоурагачайского синклинория.

Таким образом, западнее р. Тертер антиклинорий представлен в основном своим северо-восточным крылом, ибо южное крыло его срезано вышеотмеченным взбросом. Эта характерная черта антиклинория выдерживается и далее, к юго-востоку, до р. Кавертучай, где происходит очередное погружение структуры. На фоне этого моноклинального залегания слоев разворачивается целая серия сжатых складок, постепенно выполаживающихся к северо-востоку. На западе, в зоне сопряжения с Мровдагским антиклинорием отложения бата обоих антиклинориев срезаны крупным Каранлыгским северо-западным взбросом, протягивающимся с привершинной части г. Мровдаг в юго-восточном направлении.

Отложения бата всякого крыла взброса на западе контактируют с байосом осевой полосы Мровдагского антиклинория, а несколько восточнее — с мелом Эльбекдашской синклинали. Здесь же этим взбросом смещен крупный сброс северо-восточного простирания, протягивающийся с района г. Кечалдаг до сел. Атерк, т. е. поперек периклинали Агдам-

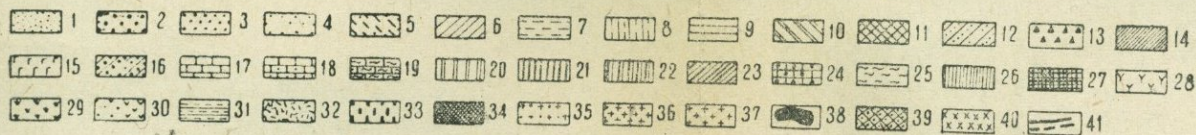
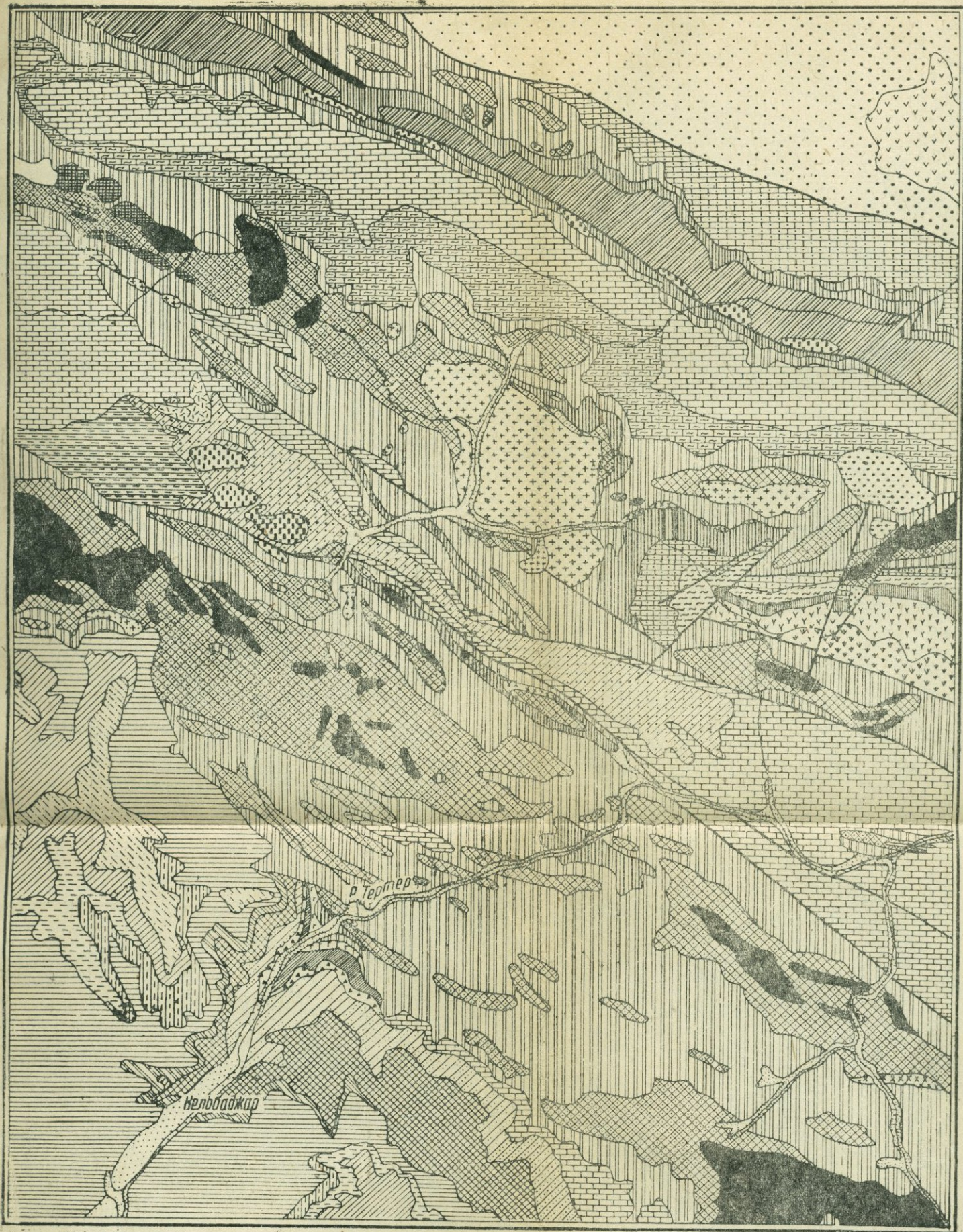
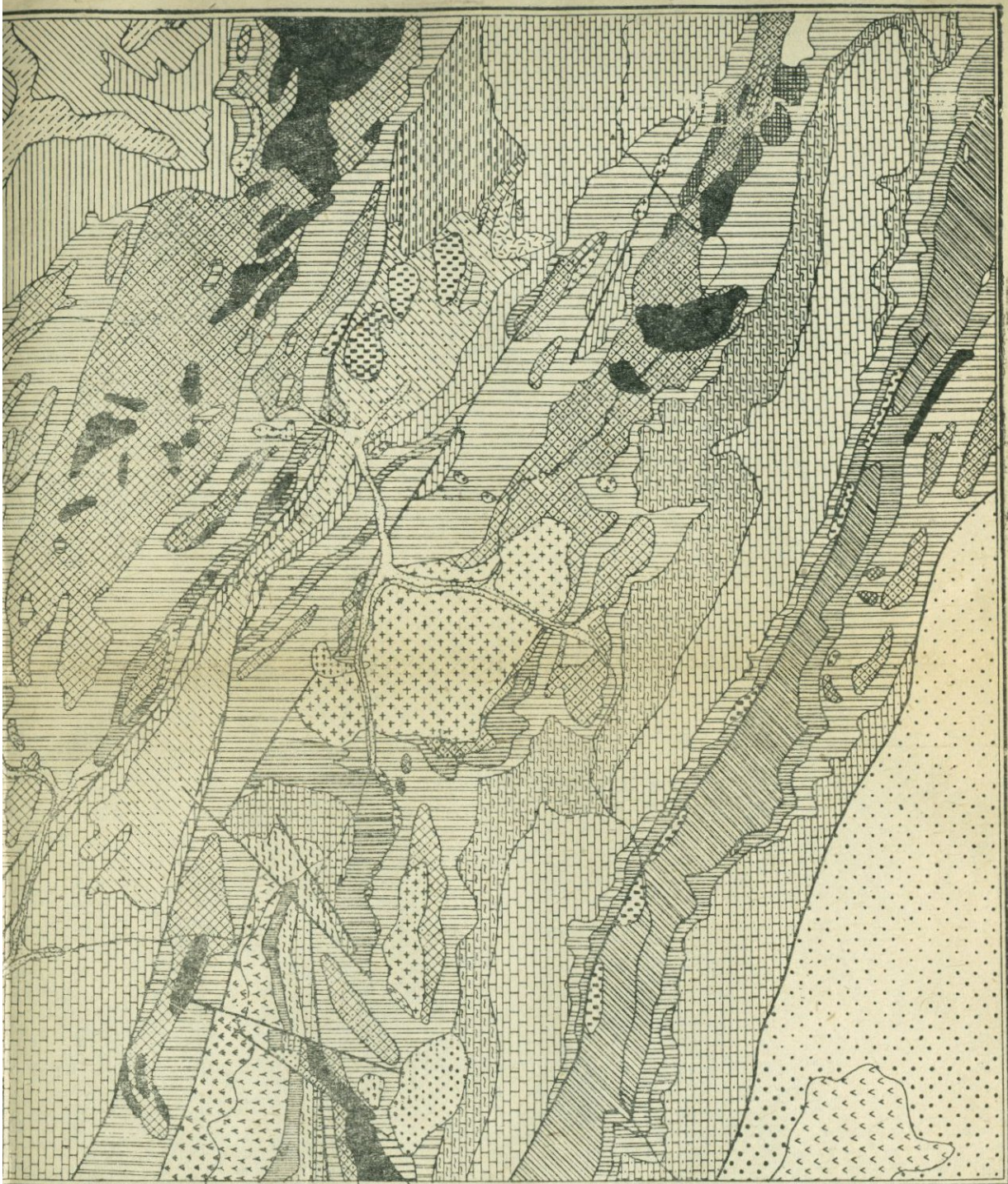


Рис. 12. Геологическая карта бассейна р. Левчай (составили Ш. А. Азизбеков и Э. Ш. Шихалибеги).

1—аллювиальные отложения; 2—четвертичные отложения; 3—оползни кампан-маастрихтских известняков и мергелей; 4—андезито-базальтовые лавы; нижний плейстоцен; 5—ожезненные витрокластические туфы—туфобрекчи; 6—верхний покров плагиоклазовых андезитов; средний эоцен; 7—биотитовые андезиты; 8—липарито-дацитовые туфы; 9—рогообманковые андезиты; 10—хлоритизированные пепловые туфы; 11—афито-биотито-рогообманковые андезиты; 12—нижние плагиоклазовые андезиты с прислоями липарито-дацитовых туфов (нижний покров); 13—андезито-базальты; 14—кварцевые андезиты; 15—миндалевиндские андезито-базальты; 16—аргилито-песчаная толща; верхний сенон; 17—толстослоистые известняки и мергели; 18—сланцеватые тонкослоистые известняки, известняки и мергели; 19—кремнистые тонкослоистые известняки и мергели; 20—вулканогенная толща (брекчиевидные диабазы, диабазовые порфириты и их туфобрекчи); 21—ожезненные аргиллиты и пепельные туфы; 22—сеноман-гравелито-песчано-глинистая толща; 23—альб-толща сланцеватых аргиллитов; 24—верхний оксфорд; 25—кремнистые и кристаллические известняков; 26—нижний оксфорд—известняково-туфогенная толща; 27—келловей-глинисто-туфогенная толща; 28—верхнеюрские известняков; бат; 29—туфо-конгломераты; 29—порфириты и их туфы; 30—нижний байос—порфириты и агломератные туфо-конгломераты; 31—диоритовые порфириты экстрезии; 32—дациты пластовой интрузии; 33—малые диоритовые интрузии; 34—диабазы пластовой интрузии; 35—малые интрузии; катаклазированные гранодиоритов; 36—габбро-нориты; 37—габбро и габбро-диориты; 38—габбро-амфиболиты; 39—серпентиниты и серпентинизированные перидотиты; 40—листвениты; 41—сбросы и надвиги.

1 м
К.с.
7920



ского антиклинория. Севернее Каранлыгского взброса, между вершинами гор Кечалдаг и Мровдаг, на продолжении Эльбекдашской синклинали в отложениях бата отмечен ряд складок северо-восточного простирания, которые, постепенно выполаживаясь в северном направлении, погружаются под верхнеюрские отложения левобережья р. Тертер. Осевые полосы вышеотмеченных северо-восточных складок срезаны системой разрывов того же направления, к которым в районах вершин Кечалдаг, Сурфунял и др. приурочены выходы мелких габброидоритовых интрузий.

Необходимо отметить, что Ирек-Мангукская габброидная интрузия приурочена к осевой полосе антиклинали северо-западного простирания. Если в левобережье р. Тертер простирание Агдамского антиклинория северо-западное, то восточнее оно становится север-северо-западным. Кроме того, в клюзе р. Тертер ширина антиклинория резко сокращается; здесь имеет место несоответствие в залегании слоев по обоим берегам реки. Все это, а также проявление несколько южнее, на левом берегу р. Тертер между сс. Атерк и Умутлу, в отложениях нижнего мальма северо-восточного сброса и таковых же на севере, в районе сс. Люлясаз и Мещен, кимериджского вулканизма в Мардакертском прогибе и возникновение последнего дают основание считать, что Агдамский антиклинорий в долине р. Тертер срезан крупным северо-восточным сбросом, который продолжается далеко на юг. Как нам кажется, западная часть этой структуры по отношению к восточной приподнята.

Восточнее, в междуречье Тертера и Хачинчая, отложения бата на юге собраны в ряд сжатых складок юго-восточного простирания, которые, постепенно выполаживаясь на севере, уходят под верхнеюрские и меловые отложения Мардакертского синклинория. К этой переходной зоне восточнее Мардакерта приурочена Мехманинская гранитоидная интрузия, которая протягивается до левобережья р. Каркарчай, где местами, покрываясь маастрихтом, уходит под четвертичные отложения. С юго-запада отложения бата приведены в тектонический контакт с оксфордскими отложениями. По новейшим данным А. А. Байрамова¹, здесь, в т. н. Марцепанской мульде, им обнаружены меловые отложения до коньякского яруса включительно (видимо, в прежнем понимании — сеноман) и установлено, что амплитуда сброса — более 1,5 км.

Очередное погружение этой части антиклинория происхо-

¹ Устное сообщение.

дит в левобережье р. Хачинчай, где его периклинальная часть разбита системой северо-западных и поперечных сбросов, благодаря которым отложения бата приведены на один уровень с вулканогенным кимериджем. Несоответствие в геологии берегов р. Хачинчай (о чем подробно будет сказано ниже) на всем ее протяжении, резкое погружение отложений бата и изменение простираций складок достаточно хорошо доказывают наличие здесь флексурного изгиба или же сброса в подстилающих батских отложениях, в которых южнее установлен крупный сброс северо-восточного простираания.

Из рассмотрения тектоники западной части антиклинория видно, что Тертерский и Хачинчайский поперечные сбросы, ступенчато опустив батские отложения его осевой полосы, создали резко отличную структуру на юго-востоке.

Юго-восточнее р. Хачинчай, в связи с погружением шарнира Агдамского антиклинория, происходит виргация составляющих его второстепенных структур и погружение их под меловые отложения северной части Мартунинского синклинория, за исключением северной антиклинальной полосы.

В междуречье Каркарчая и Хонашенчая юго-восточное продолжение антиклинория вырисовывается по выходам верхнеюрских отложений вдоль предгорий Малого Кавказа, на границе с Куринским межгорным прогибом. Здесь, по линии, соединяющей сс. Шелли, Гюлабли, Каракенд и г. Карачуг, протягиваются брахиантиклинальные складки, разделенные мелкими поперечными меловыми синклиналями, из коих наиболее крупной является Хонашенчайская. Последняя обязана своим происхождением поперечному взбросу, благодаря которому не только мел (альб, сеноман и коньяк), но и отложения кимериджа, выступающие в своде одноименной антиклинали, имеют меридиональное простираание.

В ядрах брахиантиклиналей (Шеллинская, Каракендская и Карачугская) соответственно выступают отложения келловей-оксфорда и кимериджа, а в крыльях — титсна. Вдоль осевых полос этих структур, начиная с р. Каркарчай в юго-восточном направлении до г. Карачуг протягивается взбросовое нарушение (ветвь Марцепанского взброса), благодаря которому юрские отложения антиклинория приведены в тектонический контакт с верхнемеловыми отложениями Мартунинского синклинория на юго-западе. По данным А. А. Байрамова, амплитуда взброса, при почти вертикальном положении сбрасывателя, колеблется от 100 до 400 м.

Мардакертский синклиорий (гемисинклиорий)

На стыке Мровдагского и Агдамского антиклинориев, восточнее первого, в нижнем течении р. Тертер располагается Мардакертский синклиорий, выполненный на юге верхней юрой и мелом, а на севере, в пределах Куринского межгорного прогиба, палеогеновыми и неоген-антропогеновыми отложениями. Таким образом, синклиорий замыкается на юге и раскрывается к северу. В левобережье р. Тертер, у сс. Да-стакерт и Тонашен, отложения верхней юры, слагающая восточный отрезок периклинали Мровдагского антиклинория, плавно погружаются в восточном направлении и постепенно уходят под меловые отложения правобережья р. Тертер. Начиная с устья р. Тоурагачай, первые, постепенно изменяя свое простирание на субширотное и падая на север, слагают уже северное крыло Агдамского антиклинория. Таким образом, юрские отложения в этой части бассейна р. Тертер очерчивают юго-западный отрезок центроклинали Мардакертского синклиория.

Надо отметить, что юрские отложения на крыльях окаймляемых ими структур залегают сравнительно круто, чему в некоторой степени подчинены и покрывающие их досенонские образования; что касается сенонских отложений, то они, простираясь в общекавказском направлении, участвуют в строении пологих вторичных складок.

Отложения верхнего сенона правобережья р. Тертер восточнее пос. Тертергэс срезаны широтными сбросами, которые восточнее скрываются в четвертичных отложениях.

Как нам кажется, наибольшее значение в заложении этого прогиба имеют поперечные разрывы, секущие отложения кимериджа на правом берегу р. Тертер у сел. Люлясаз и нижнемеловые — у сел. Мещен.

Каркарчайский синклинальный прогиб

Юго-восточнее Мехманы-Далидагского поперечного поднятия, в междуречье Хачинчая и Хонашенчая, верхнеюрские отложения северной антиклинальной полосы Агдамского антиклинория, в связи с погружением шарниров крупных структур, несколько отклоняясь от общекавказского простирания, вначале принимают северо-северо-западную, а на востоке — субширотную ориентировку. Таким образом, здесь слои, описывая вогнутую, обращенную выпуклостью к югу, дугу, очерчивают контуры Каркарчайского синклинального прогиба, широко раскрывающегося к северу.

Верхнеюрские отложения северного крыла Агдамского антиклинория, имея северо-восточное падение, уходят под меловые и палеоген-антропогеновые отложения Предмалокавказского краевого прогиба: Здесь, в районе Агдама, сс. Марзили, Карванд и других, бурением и геофизикой выявлен ряд кулисообразно расположенных складчатых структур общекавказского простирания. Надо полагать, что Каркарчайский синклинальный прогиб является аналогом западнее расположенной Мардакертской и других отрицательных структур Малого Кавказа, но отличается от них большей выразительностью в палеогене. Выполнен плиоцен-антропогеновыми отложениями. Все это свидетельствует о том, что эта часть Малого Кавказа, в отличие от его западной части, ныне испытывает энергичное погружение и что в новейшее время погружение данного прогиба значительно возросло.

Каркарчайский синклинальный прогиб соответствует северному отрезку поперечного прогиба того же наименования, южное продолжение которого можно проследить во всех структурах этой части Малого Кавказа.

СЕВАНО-КАРАБАХСКАЯ ЗОНА

Южнее и юго-западнее Сомхито-Агдамской зоны выделяется Севано-Карабахская (Присеванская мегасинклинальная зона по А. Т. Асланяну, Севано-Ширакско-Акеринская зона по А. А. Габриеляну) зона, являющаяся аналогом южной части понтид Северной Анатолии. Она принадлежит к внутренним структурам Малокавказского нагорья и отделяется от южнее расположенной Араксинской зоны Мисхано-Кафанской.

В современном рельефе Малого Кавказа описываемая структура занимает юго-западные склоны Мровдагского и Карабахского хребтов, а также Шахдагский хребет, слагая тем самым внутреннюю часть нагорья. Простирается синклинорий в пределах Азербайджана от берегов р. Аракс на юго-востоке через бассейны рек Акера и Тертер до оз. Севан в Армении и далее на северо-запад.

В пределах Азербайджана ширина зоны колеблется от 20 до 50 км при длине 140—160 км.

Геологией этой области занимались и занимаются многие исследователи, из коих следует упомянуть К. Н. Паффенгольца, В. П. Ренгартена, А. Н. Соловкина, В. Е. Хаина, Л. Н. Лентьева, В. И. Славина, Ш. А. Азизбекова, М. А. Кашкая, И. Н. Ситковского, С. М. Сулейманова, Э. Ш. Шихалибейли,

А. Мамедова, Н. В. Пашалы, Г. П. Корнева, Р. Н. Абдуллаева, О. Д. Гамзаева, Г. Аллахвердиева и др.

Хотя тектонике Малого Кавказа, в том числе описываемой зоны в частности, был посвящен ряд работ В. П. Ренгартена, К. Н. Паффенгольца, А. Н. Соловкина и др., в них, в силу отсутствия достаточного материала, не было дано четкое разграничение основных структурных элементов, особенности и история тектонического развития последних. Только после исследований В. В. Белоусова, М. В. Гзовского и В. А. Комар, проведенных в западной части Малого Кавказа, было установлено кулисообразное расположение основных структурных единиц этой области в целом. Последнее и история геологического развития Малого Кавказа впервые нашли освещение в работах Л. Н. Леонтьева и В. Е. Хаина.

В схеме тектоники Малого Кавказа, составленной К. Н. Паффенгольцем (1948), интересующая нас территория отнесена к складчатой зоне Армении, включающей, кроме большей части собственно Армении, также часть Нагорного Карабаха и Нахичеванской АССР. Последнее время К. Н. Паффенгольц в восточных частях Сомхито-Гянджинско-Карабахской и Армянских зон выделяет зону восточного погружения Малого Кавказа (1959), отделяя тем самым периклинальное замыкание структур от основных их частей.

А. Н. Соловкин описываемую зону, именуя центральной складчатой зоной (Кельбаджаро-Джебрайильской) и выделяет в ее пределах три подзоны: 1) изоклинальной складчатости, 2) асимметричной складчатости и 3) восточного края вулканического плато (наложенную). Легко видеть, что такое районирование далеко от принципов тектонической зональности и само по себе ни о чем не говорит: асимметричными могут быть все складки, в том числе и изоклинальные, ибо строго изоклинальных складок вообще мало (тем более на Малом Кавказе), а термин вулканического плато скорее геоморфологический, чем тектонический.

В этих тектонических схемах, в силу неразработанности к тому времени стратиграфии области и, разумеется, тектоники, отдельные крупные структурные единицы Севано-Карабахской зоны и ее особенности в целом не были выявлены.

В 1949 г. Л. Н. Леонтьевым (1949) было дано тектоническое строение и тектоническое развитие Малого Кавказа. В этой и в последующих, написанных совместно с В. Е. Хаиным, работах были освещены особенности развития основных структур, составляющих Малый Кавказ. При этом следует отметить, что Л. Н. Леонтьевым (1949) тектоника и многие вопро-

сы строения этой зоны освещены более схематично и поверхностно, чем таковые Сомхито-Карабахской (в прежнем понимании) зоны.

В тектонической схеме Армении и прилегающих частей Малого Кавказа, составленной А. А. Габриеляном (1956), северо-восточная граница описываемой зоны проведена им значительно юго-западнее Мровдаг-Карабахской системы разломов, т. е. почти внутри зоны, по линии, проходящей вдоль северо-восточного крыла Баназурского антиклинория (кстати, эта структура, как и Лачинская, нанесена им неправильно), севернее сел. Кельбаджар и вдоль северного побережья оз. Севан. Эту границу А. А. Габриелян (1956) считает соответствующей глубинному разлому, отделяющему две разнохарактерные тектонические зоны; но так как граница проведена неправильно, то нельзя определить, какие зоны она разграничивает. Южную границу данной зоны он проводит вдоль северной периферии Карабахского плато, а сама зона им расчленена на Севано-Ширакский синклинорий, Верхнеакеринский синклинальный прогиб, наложенный Акеринский прогиб и Ишхансарский приподнятый вулканический щит. Позже в обстоятельной монографии «Основные вопросы тектоники Армении» А. А. Габриелян (1959) пересмотрел свою первоначальную схему и составил новую. Из работы вытекает, что в пределах зоны он выделяет области предверхнеэоценовой, предолигоценовой и предверхнемиоценовой складчатости на западе и предкелловейской — предальбской, предэоценовой и предолигоценовой складчатости на востоке. Причем в первую входят Севано-Ширакский, Кельбаджарский, Акеринский и Тоургачайский (который в легенде ошибочно отнесен ко второй области) синклинории, а во вторую — вся остальная часть зоны, при этом, несмотря на тождественную историю геотектонического развития, непосредственное продолжение составляющих структур и наличие офиолитовой формации, почему-то объединена с первой.

В схематической тектонической карте Малого Кавказа, составленной Е. Е. Милановским (1956) для второго этапа (альб — верхний мел,) выделен Курдистанский прогиб, который считается одним из многочисленных внутренних прогибов Сомхито-Кафанского антиклинория.

Западная часть зоны отнесена им к Севанскому прогибу в палеоцене — эоцене, который, как известно, является наложенным на первый. Все это относится к палеотектоническому плану развития области, а не к современной тектонической зональности; смешивание этих двух понятий ведет к нежела-

тельными результатами, например, к выделению Севано-Орду-бадского синклинория и т. д. Не говоря уже о новых данных, полученных до и после опубликования этой работы, в пределах описываемой зоны, начиная с Мургузского, Шахдагского и частично Мровдагского хребтов на западе до среднего течения р. Акера (район сел. Шальва, по нашим данным, 1950) и далее на юго-востоке (низовья рек Акера и Базарчай), открыты эоценовые; а в последнем пункте, у Кубатлов (В. Е. Хаин и др.), и майкопские отложения. Следовательно, объединение этой зоны с северо-восточными склонами Малого Кавказа невозможно, хотя бы по этим данным. В меловую эпоху эти зоны (Сомхито-Карабахская и Севано-Акеринская), при преобладании прогибания, имели совершенно отличную историю развития.

А. Т. Асланяном (1958) описываемая зона в несколько измененных контурах именуется Присеванской мегасинклинальной зоной; с расположенными южнее Кафанской и Ахтинской зонами она объединена в Севанский оротектонический пояс.

Нашими детальными исследованиями, проводившимися с 1948 по 1955 г., выявлены основные черты геологического строения зоны, соотношения магмопроявления с тектоническими структурами и геотектоническим развитием ее, характер и морфология складчатых и разрывных структур и магматических тел.

Все эти поверхностные данные увязаны с глубинным строением, и выявлен складчато-глыбовый характер ее строения, что дало нам основание пересмотреть существующую тектоническую зональность этой части Малого Кавказа и в пределах нее выделить Сомхито-Агдамскую, Севано-Карабахскую, Мисхано-Кафанскую и Араксинскую зоны.

Северо-восточную границу Севано-Карабахской зоны составляет Мровдагский надвиг, который на востоке, приобретая характер сброса, прослеживается вдоль юго-западного крыла Агдамского антиклинория почти до р. Аракс. Этой системой разломных структур отделяются различные фацциально-тектонические зоны: Сомхито-Агдамская на северо-востоке и Севано-Карабахская на юго-западе. Эти разломы и юго-западнее расположенные ветви их являются проводниками внедрения гипербазитовых интрузий.

Вдоль указанных разломных структур пограничные крупные раннеальпийские Мровдагский и Агдамский антиклинории Сомхито-Агдамской зоны надвинуты на смежные средне- и позднеальпийские Тоурагачайский и Мартунинский синклинории Севано-Карабахской зоны.

Мы полагаем, что юго-западную границу Севано-Карабахской зоны следует проводить вдоль юго-западного крыла Сарыбабинского синклиория, т. е. вдоль Лачинского разлома глубокого залегания. Последний отделяет Севано-Карабахскую зону от Мисхано-Кафанской и протягивается с района сел. Джебраил на р. Аракс, вдоль северного крыла Лачинского антиклиория в западном направлении через сс. Башлыбель, Басаркечар и далее, где вероятно, соединяется с Анкаванским разломом, проходящим севернее Мисханского массива.

В строении зоны принимает участие спилито-кератофировая формация средней юры, обнажающаяся вдоль осевых полос положительных структур и достигающая значительной мощности. Эта формация первичных геосинклиналей состоит из кварцпорфировой и осадочно-пирокластической субформаций, из коих наибольшее значение имеет последняя. Формация как в западном направлении, так и в пределах отрицательных вторичных структур резко сокращается в мощностях с выклиниванием кварц-порфировой субформации. Между указанными субформациями фиксируются перерывы и несогласия. Верхнеюрская известняково-пирокластическая формация, в отличие от таковой Сомхито-Агдамской зоны, развита неполностью, но мощности ее возрастают к юго-востоку. Возможно, что в осевых полосах отрицательных структур она представлена полнее. В составе формаций выделяются известняково-туфогенная и карбонатная субформации. Что касается пирокластической субформации, то она имеет незначительное развитие лишь в пределах Сарыбабинского синклиория. Таким образом, в пределах зоны, начиная с конца ранней стадии альпийского этапа и до середины средней стадии, был перерыв в осадконакоплении, связанный с общей геоантиклинальной тенденцией развития области. Средняя стадия развития зоны характеризуется в основном мергельно-вулканогенной формацией мощностью от 2500 до 3500 м. Эта формация, состоящая из аргиллито-сланцевой, кремнисто-диабазовой и кремнисто-мергельной субформаций, существенное значение приобретает в пределах интенсивно прогнувшихся вторичных прогибов, в развитии которых кремнисто-диабазовая субформация имеет исключительное значение.

Аргиллито-сланцевая субформация альба и сеномана выполняет собой почти все частные прогибы зоны, четко фиксируя характер и моменты интенсивного прогибания их и воздымания окружающих областей разрыва. Фоциально отложения альба представлены песчано-глинистыми образования-

ми значительной мощности. Эти данные дают основание параллелизовать субформацию с нижней терригенной формацией первичных геосинклиналей. Кремнисто-диабазовая субформация нижнего сенона в низах представлена мощными потоками микродиабазов, брекчиевидных и миндалевидных диабазов и мандельштейновых порфиритов, переслаивающихся с ожелезненными кремнистыми аргиллитами (силициты). Местами эти зеленокаменные породы обладают матрацевидной и сфероидальной отдельностями. В верхах субформации преобладают брекчиевидные разности диабазовых порфиритов, их туфобрекчии и туфы, чередующиеся с туфопесчаниками. Эта ассоциация пород характерна для осадочно-пирокластической субформации, которая латерально замещает первую. Кремнисто-диабазовая субформация содержит крупные глыбы рифовых рудистовых известняков и верхнеюрских известняков типа осадочных клиппенов, которые прослеживаются вдоль основных антиклинориев и в их погребенных продолжениях, намечая их осевые полосы. В структурах с геосинклинальными тенденциями она фашиально сменяется терригенной, а в слабоопускавшихся прогибах — осадочно-пирокластической субформацией. Конец этой средней стадии развития зоны, как и всюду на Малом Кавказе, ознаменовался однообразным геотектоническим режимом и накоплением в прогибах в основном мергельной субформации — вернее кремнисто-мергельной или мергельно-шлишевой субформации в значительно опущенных прогибах, и мергельной — в менее прогнутых.

В поздней стадии развития западного отрезка зоны, после продолжительного подъема и складчатости, во вновь прогибающихся депрессиях синклинориев и в погружениях раннеальпийских поднятий формируется подводно-андезитовая (или андезито-пирокластическая) формация с туфогенно-шлишеидной и пирокластической лавовой субформациями и туфогенно-терригенная формация в удалении от центров вулканической деятельности.

Интенсивная складчатость положила конец существованию морских условий; на фоне складчато-глыбового поднятия зоны происходит формирование на западе (вне пределов Азербайджана) наземно-вулканогенной, а на востоке — и субаэральной формаций.

Отличительной особенностью зоны является наличие сенонской офиолитовой формации и основных, средних и кислых интрузивных тел, в основном верхнеэоценовых, закономерно распределенных в пределах отдельных частных структур и тесно связанных с историей и строением последних.

Слагающие зону формации горных пород по их роли в создании отдельных структурных единиц разбиты на ряд структурных этажей и подэтажей. Последние отличаются типом формаций и субформаций, характером создаваемых структур, магматизмом, перерывами и несогласиями, отделяющими формации и субформации, а также особой историей своего развития.

В пределах зоны в восходящем порядке выделены следующие структурные этажи и подэтажи: по подошве бата, верхней юры, нижнего мела, верхнего мела, верхнего сенона, палеогена, верхнего плиоцена и антропогена.

Общее простирание зоны всецело подчинено ориентировке составляющих Сомхито-Агдамскую зону антиклинориев (Мрвдагской и Карабахской); на западе оно субширотное, а на востоке — северо-западнее. Зона пересекается несколькими поперечными (северо-восточными) сбросами и взбросами, которые далеко прослеживаются в смежные зоны, а некоторые возможно даже переходят в другие регионы (как, например, Тертерский).

Следует отметить, что при общей тенденции погружения складчатой системы в юго-восточном направлении, эти поперечные тектонические нарушения ступенчато опускают значительную западную часть зоны (особенно западнее Тертерского сброса). Одновременно по этим же сбросовым нарушениям в смежной Сомхито-Агдамской зоне в некоторых случаях сброшенными оказываются западные крылья, что заставляет рассматривать их как шарнирные сбросы. Вот почему, испытывая на всем своем протяжении погружение в юго-восточном направлении, данная зона только в долине р. Аракс целиком уходит под третичные образования.

Зона состоит из ряда антиклинориев и синклинориев второго и низших порядков, которые срезаны крутопадающими надвигами запад-северо-западного (субширотного) и северо-западного простирания. Интенсивность и размах складчатых и разрывных нарушений убывают в южном и юго-западном направлениях.

Все структуры до осевой полосы зоны обладают южным склонением (вергентностью). Южнее и юго-западнее, вдоль юго-западного борта зоны появляются признаки обратного склонения. Таким образом, общая структура зоны в целом имеет асимметричный характер, приближаясь к обратно-веерообразному строению.

В поперечном сечении зоны с севера на юг выделяются следующие главнейшие тектонические структуры, осложнен-

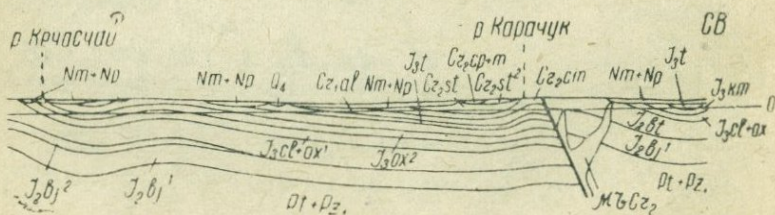
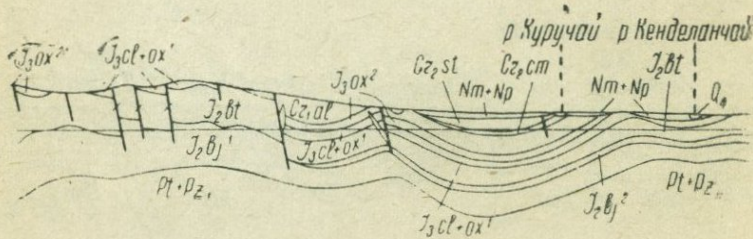
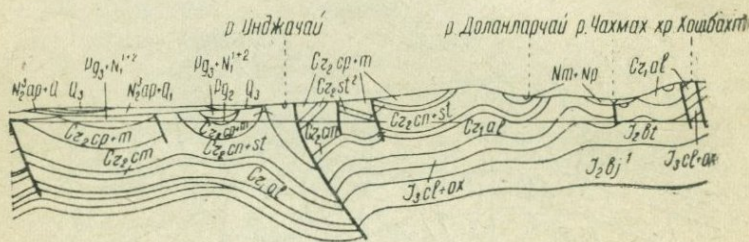
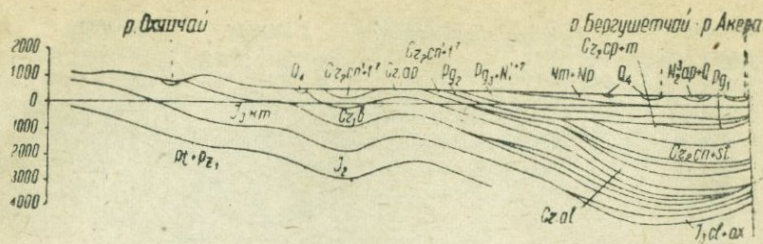


Рис. 9
Геологический профиль по линии р. Охичай — г. Карачук

ные, в свою очередь, рядом крупных антиклинальных и синклинальных полос: Тоурагачайский синклинорий, Мартунинский синклинорий, Карабахский антиклинорий, Сарыбабинский синклинорий, Гадрутская синклинальная полоса и Замзурский антиклинорий (рис. 7, 8, 9).

На юго-востоке у погружения Сомхито-Агдамской и Севано-Карабахской зон выделяется Нижнеараксинская наложенная депрессия.

Тоурагачайский синклинорий

Тоурагачайский синклинорий, располагаясь к юго-западу от Мровдагского антиклинория, отделяется от него надвигом того же наименования, значительно повлиявшим на развитие и структурные особенности первого.

Синклинорий, являясь наиболее северным структурным элементом Севано-Карабахской зоны, в общей ее структуре занимает такое же положение, какое занимает Мровдагский антиклинорий по отношению к Сомхито-Агдамской зоне.

В междуречье Левчая и Тертера с юго-запада синклинорий граничит с Карабахским антиклинорием, а западнее — с Левчайской антиклинальной полосой, трассирующей его погребенное продолжение. Здесь синклинорий разбит системой северо-западных (ветви Мровдагского надвига) и северо-восточных (Кечалдагский и Тертерский) сбросов на несколько ступенчато опустившихся блоков. Наиболее северо-западным сбросом меловые отложения синклинория приведены в тектонический контакт с вулканогенным батом Агдамского антиклинория Сомхито-Агдамской зоны.

Тертерским поперечным сбросом отложения бата правобережья этой речки взброшены и приведены в тектонический контакт с оксфордом левобережья. Поэтому меловые отложения синклинория на левом берегу этой реки как бы рисуют его центроклинальное замыкание. В связи с этим на некотором протяжении восточнее р. Тертер синклинорий фактически не находит своего конкретного выражения (отсутствие офиолитов). Однако еще восточнее, несмотря на продолжающееся погружение синклинория в юго-восточном направлении, постепенно в его поперечном сечении мы находим много общего с таковым его западной части.

Достаточно сказать, что в междуречье Тертера и Аракса синклинорий опять располагается между Агдамским и Карабахским антиклинориями.

В этой части Малого Кавказа юго-восточное продолжение Тоурагачайского синклинория именуется Мартунинским.

Следует отметить, что К. Н. Паффенгольц (1948), не выделяя эту структуру как самостоятельную, включает ее в зону Армении, расположенную юго-западнее Мровдагского (Малокавказского) надвига, который им сочленяется с Карабахским. Таким образом, юго-восточное продолжение (восточнее г. Гямыш) синклинория включается в состав Сомхито-Гянджинско-Карабахской зоны. Л. Н. Леонтьев (1949), выделяя вообще только Тертерскую часть синклинория, именует ее как Атерский прогиб и соединяет с Мардакертским прогибом. Как нам кажется, последний, подобно Эльбекдашской синклинали (прогиб), некогда являлся северной ветвью Тоурагачайского прогиба, занимающей вполне определенное положение в общей структуре восточной части Малого Кавказа.

Тоурагачайский синклинорий выполнен отложениями юры, мела и палеогена, причем в их распределении здесь наблюдается определенная закономерность: первые распространены на юго-востоке и, по-видимому, имеют сокращенные мощности; вторые наибольшим развитием пользуются в центральной части синклинория, а последние — на крайнем северо-западе, где первые, вероятно, имеют сокращенные мощности.

Восточный, Тоурагачайский, отрезок синклинория узкий и зажат между близко расположенными Мровдагским и Карабахским антиклинориями, тогда как западный, Шахдагский, отрезок его широкий и выполнен более молодыми отложениями.

Эти данные свидетельствуют о погружении шарнира синклинория в северо-западном направлении. Судя по выходам юрских отложений на юго-востоке, в глубинном строении синклинория исключительное место принадлежит разрывным нарушениям, из коих многие выходят на поверхность.

Являясь поднадвиговой структурой, синклинорий несет на себе черты воздействия надвинутых масс и потому имеет асимметричное строение с крутым, сложенным в изоклинальные сжатые и порой опрокинутые складки, северным и сравнительно пологим, собранным в обширные синклинали и разделяющие их антиклинали, южным крыльям.

Перерывы в осадконакоплении отмечены перед келловеем, в туроне, перед кампаном, в палеоцене и нижнем эоцене.

Синклинорий насыщен многочисленными ультраосновными, основными и редкими кислыми интрузиями, которые всецело распространены в полосе развития мощных меловых отложений; последние же изредка встречаются и в палеогене.

Поперечное сечение Тоурагачайского синклиория сложно и разбито сбросовыми нарушениями и надвигами. Наиболее интенсивная и напряженная тектоника наблюдается в центральном, Бенавшалинском пересечении, в междуречье Гянджачая и Мейданчая. Этот отрезок синклиория соответствует полосе поперечного поднятия (см. Дашкесанский и Агджакедский синклиории), заключенного между Хачбулак-Ханларской и Мровдагской поперечными флексурами или разломами глубокого заложения. Наибольшей амплитуды Мровдагской надвиг достигает в этом сечении, а по обе стороны напряженность тектоники ослабевает.

В бассейне р. Тертер в поперечном сечении синклиория с севера на юг нами выделяются две синклиналильные полосы, разделенные антиклинальной полосой, сравнительно хорошо прослеживаемые по р. Тоурагачай, т. е. восточнее р. Мейданчай (см. ниже). Западнее этой реки нами были выделены синклиналильные и антиклинальные полосы: Агдагская, Бенавшалинская и Сузлухская.

В 1962 г. О. Б. Алиеву и Халилу Алиюлле (1963) удалось в известняках Сузлухского хребта обнаружить титон-нижневаланжинскую фауну и тем самым опровергнуть их верхнесенонский возраст. Эти данные, конечно, значительно меняют прежние представления о тектонике данного участка и требуют проведения специальных исследований.

В связи с этим в 1963 г. мы произвели кратковременный осмотр района хребта Сузлух. В результате у нас сложилось определенное мнение о строении этого участка, но оно требует проверки. Мы воздержались бы от изложения результатов беглого осмотра, если бы указанные исследователи не снабдили свою статью схематическим профилем (рис. 10) и не приняли бы нанизанную гипербазитовыми интрузиями вулканогенную толщу, подстилающую титон-нижневаланжинские известняки, за верхнеюрскую. Действительно, в каньоне р. Такаякасы титон-нижневаланжинская карбонатная толща без видимого углового и эрозионного несогласия налегает на вулканогенную толщу нижнесенонского возраста (как бы обволакивая ее с севера). Этим, в основном, надо объяснить само предположение о верхнесенонском возрасте указанных известняков.

Однако западнее и восточнее к контакту этих толщ приурочены мощная 80-метровая пачка тектонической брекчии, полоса выходов родниковых вод и целая серия древних и молодых оползней. Все это и соотношение этих толщ не оставляют сомнений в наличии здесь тектонического контакта.

Нижнесенонский возраст указанной толщи доказан повсеместно; в данном районе это доказывается наличием в ее основании по р. Мейданчай фаунистически охарактеризованных сеноманских отложений.

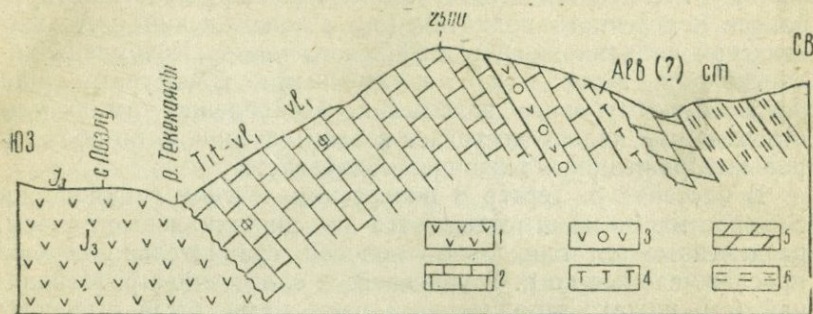


Рис. 10

Схематический профиль валаджинских отложений у с. Позлу (по О. Б. Алиеву и Х. Алиюлла):

1 — порфириты, туфы, туфокогломераты и туфобрекчии; 2 — известняки; 3 — туфокогломераты и туфогравелиты; 4 — порфириты; 5 — мергели; 6 — глины

Полученные в 1963 г. неокончателные данные позволяют прийти к заключению, что здесь отложения титона-нижнего валаджина, слага ядро сжатой, высоко приподнятой выжатой и опрокинутой на юг изоклиальной антиклинальной складки, надвинуты на отложения нижнего сена южного крыла очередной синклинали, северное крыло которой опущено под надвинутую серию отложений (рис. 11).

Аналогичное явление произошло и со среднеюрскими отложениями Мровдагского антиклинория, где надвигом срезано и опущено северное крыло Агдагской синклинали и потому ныне под надвигом оказалось южное крыло последней.

Таким образом, в Бенавшалинском пересечении Тоурагачайского синклинория, впервые на Малом Кавказе в крупном масштабе (протяженностью 20 км) устанавливается чешуйчато-надвиговая структура с опрокидыванием складок на юг, приближающихся к покровным. Эту Сузлухскую (Бенавшалинскую) изоклиальную, опрокинутую и надвинутую на юг антиклинальную складку мы считаем приразломной, возникшей вследствие нагнетения вдоль разлома; причем она хорошо трассируется рядовым расположением выходов диоритовых интрузий.

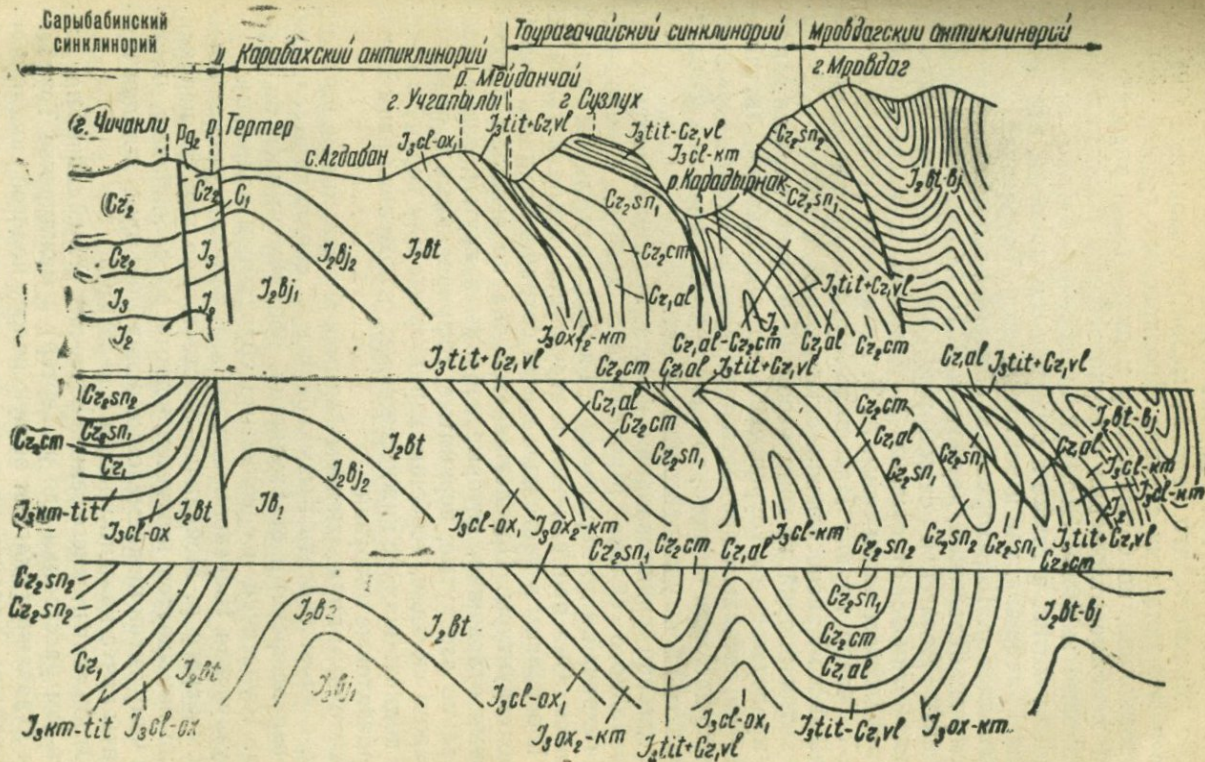


Рис. 11

97 Принципиальный схематический профиль развития современной структуры Мровдагского и Сузлукского хребтов

Возможен и другой вариант объяснения этого явления. Можно допустить, что некогда меловые отложения Сузлухского и юго-западных склонов Мровдагского хребта, залегая моноклинально, по Сузлухскому надвигу были разорваны, а затем меловые отложения северного блока были надвинуты на таковые южного. Этому противоречит, однако, строение данного участка, а также и строение синклинория, как в верховьях Гянджачая, так и восточнее по р. Тоурагачай.

Западнее р. Шамхорчай, в области распространения палеогеновых отложений, изученных Р. Н. Абдуллаевым на продолжении Агдагской синклинали, на г. Қанлы развиты верхнеэоценовые отложения. В Армении, в пограничной с Азербайджаном части зоны, А. Т. Асланяном (1958) выделяются с севера на юг: Иджевано-Мургузский антиклинорий, Дилижанско-Красносельский синклинорий, а южнее — Севанский антиклинорий, из коих, вероятно, второй является западным продолжением Тоурагачайского синклинория, третий — скорее погребенным продолжением Карабахского антиклинория; что касается первого, то в его принадлежности к Севано-Акеринской зоне у нас уверенности нет.

Агдагская синклиналичная полоса прослеживается вдоль юго-западного склона Мровдагского хребта, с верховьев р. Шамхорчай и до меридиана г. Гямыш, где целиком срезана надвигом. Она принадлежит к структурам поднадвиговой серии. В основном в настоящее время сохранилось лишь южное крыло структуры. Прослеживается она по выходам верхнемеловых отложений, которые собраны в крутые, узкие, изоклинально изогнутые, перемятые, гофрированные и разбитые складками, особенно характерные для верхнего сенона; в подлежащих же нижнесенонских отложениях размещены гипербазитовые интрузии.

Восточным продолжением Агдамской синклинали, по-видимому, следует считать Кызылархачскую синклинали, сложенную верхнеюрскими отложениями, обнажающимися на берегах р. Тоурагачай и срезанными сбросами и надвигом.

Сузлухская (Беневшалинская) антиклинальная складка на правом берегу р. Мейданчай неестественно как бы периклинально замыкается нижнесенонскими образованиями, благодаря чему титон-нижнемеловые отложения ядра складки подняты почти на один уровень с первыми.

Отложения нижнего сенона восточнее р. Мейданчай на значительном расстоянии (до р. Тертер) в междуречье Тоурагачая и Агдаванчая слагают осевую полосу пологой синклиналичной складки. Характерно и то, что осевая линия Сузлухской

(Беневшалинской) антиклинали в зоне погружения, в верховьях р. Мейданчай, приобретает северо-восточное простирание, и потому нижнемеловые отложения совместно с сеноманскими значительно сдвинуты в том же северном направлении. Все это свидетельствует о наличии здесь флексурного изгиба слоев, благодаря которому восточная, Тоурагачайская, часть антиклинали смещена к северо-востоку и значительно, по-видимому, не менее, чем на 2000 м, опущена. Надо полагать, что эта флексура соответствует юго-западному погребенному продолжению северо-восточного взбурса привершинной части восточного окончания Мровдагского хребта, который срезан и опущен под меловые отложения Тоурагачайского синклинория Мровдагским надвигом. Юго-западное продолжение этой флексуры прослеживается и далее в юго-западном направлении до Зодского перевала (см. ниже). Этим надо объяснить значительное сближение (на берегах р. Мейданчай) верхнемеловых отложений юго-западных склонов Сузлухского хребта с верхнеюрскими отложениями Карабахского антиклинория. В связи с этим отложения альба по р. Мейданчай раздроблены, перемяты и срезаны сбросом.

Благодаря тому, что указанной поперечной флексурой восточное продолжение Сузлухской (Беневшалинской) антиклинали опущено и смещено в северном направлении, она в верховьях р. Тоурагачай на значительном расстоянии оказалась под надвигом и ее можно наблюдать лишь после затухания последнего, юго-западнее Кызылархачской синклинали по выходам отложений альба и сенона в среднем течении р. Тоурагачай.

Мартунинский синклинорий

Мартунинский синклинорий располагается юго-западнее Агдамского и северо-восточнее Карабахского антиклинорийев, вырисовываясь по выходам выполнявших его верхнеюрских и меловых отложений. Синклинорий обладает некоторой асимметрией; юго-западное его крыло крутое, а северо-восточное — пологое. Протягивается синклинорий с правобережья р. Тертер на северо-западе до левобережья р. Аракс на юго-востоке. Имея северо-западное простирание, он погружается в юго-восточном направлении и восточнее линии, соединяющей г. Б. Кирс — сел. Каракенд (т. е. полосы поперечного подъема шарниров складчатых структур), принимает широтное простирание и заметно расширяется. На востоке, в левобережье р. Аракс, благодаря новому очередному поперечному подъему

слоев происходит центроклиналиное замыкание синклинория, очерчиваемое выходами юрских отложений, которые покрываются плиоцен-антропогеновыми образованиями Нижнеараксинской наложенной депрессии.

Шарнир синклинория на фоне общего погружения его неоднократно ундулирует, что обусловлено наличием крупных поперечных поднятий и прогибов, характерных для всех складчатых структур этой части Малого Кавказа, хорошо выявляемых в средне- и верхнеюрских структурных подъяэтажах. Последние сравнительно хорошо рисуются в междуречье Хачинчая и Тертера, где, кроме того, вдоль этих поперечных структур синклинорий рассечен северо-восточными сбросами, благодаря чему он разбит на отдельные блоки, осложненные затем складчатостью общекавказского простираания. На юго-востоке эти сбросовые нарушения замаскированы меловыми отложениями большой мощности. О существовании их можно судить лишь на основании вулканизма в кимеридже, альбе и сантоне и внедрения интрузии.

На северо-западе синклинорий срезан крупным Тертерским и Хачинчайским северо-восточными сбросами, благодаря которым междуречье Тертера и Хачинчая значительно приподнято. Этот синклиналиный блок наклонен к юго-востоку, к левобережью р. Хачинчай. Здесь на плато Охи-Ахпюр вырывается обширная и пологая Довшанлинская (Арчадзорская) мульда, выполненная отложениями верхней юры и сеномана и простирающаяся в субширотном направлении. Возникновение последней обусловлено наличием поперечного выступа, хорошо очерченного в долине р. Хачинчай дугообразным изгибом в простираании средне- и верхнеюрских отложений и сокращенными мощностями их. Благодаря наличию северо-западного Шушинского сброса юго-западная центроклинали Довшалинской мульды замыкается почти у выходов кварцевых порфиров.

Севернее этой структуры протягивается узкая антиклиналиная складка, сложенная в осевой полосе отложениями бата и, по-видимому, срезанная северо-западным сбросом, протягивающимся к району сел. Храморт на правом берегу р. Хачинчай. Эта антиклиналиная складка на правом берегу р. Тертер сменяется т. н. Марцепанской синклиналию¹, выполненной отложениями верхней юры и срезанной северо-северо-

¹ По новейшим исследованиям А. А. Байрамова в строении Марцепанской синклинали участвуют и меловые отложения до коньякского яруса включительно (устное сообщение).

западным сбросом юго-восточного крыла Агдамского антиклинория. Протягиваясь к р. Хачинчай, указанный сброс срезает юго-восточную центроклираль Довшанлинской мульды.

Восточнее, в междуречье Хачинчая и Каркарчая, шарнир синклинория погружается, о чем свидетельствует появление в продольном его сечении с запада на восток до долины р. Каркарчай все более молодых отложений.

В этом сечении синклинорий можно квалифицировать как поперечный прогиб, выполненный отложениями верхней юры и мела. На фоне этого прогиба при общей тенденции синклинория к погружению в юго-восточном направлении разворачивается складчатость общекавказского простирания. С юга отложения маляма синклинория посредством Шушинского сброса приведены в тектонический контакт с батом северного крыла Карабахского антиклинория. Основанием для выделения этого участка синклинория в качестве поперечного прогиба служит погружение здесь среднеюрских отложений, обнажающихся восточнее и западнее, погружения шарниров крупных антиклинальных поднятий, расширение контуров синклинальных прогибов и границ синклинория за счет ограничивающих его с севера (Агдамский) и с юга (Карабахский) антиклинориев.

Осевая полоса этого поперечного прогиба, испытывающего погружение и ныне, расположена примерно вдоль бассейна р. Каркарчай, о чем свидетельствует мощное накопление четвертичных отложений в Степанакертской равнине и севернее. Южнее этому поперечному прогибу соответствуют погружение шарнира Карабахского антиклинория (район погружения толщи кварцевых порфиров), наличие верхнеюрских отложений как на склонах, так и в присводораздельной части хребта, и затухание Карабахского надвига на этом отрезке.

В поперечном сечении синклинория с юга на север выделяются следующие складки: Хунзирстанская, Ханабадская, (Аскеранская или Норагюхская и Храмортская). Хунзирстанская синклинальная складка вырисовывается в основном по выходам верхнеюрских, особенно киммериджских, отложений, которые собраны в ряд вторичных структур, осложняющих общее строение синклинали. Последняя в общем имеет асимметричную структуру с сравнительно крутым южным и пологим северным крыльями; кроме того, она в ряде мест срезана сбросами. Вдоль северного крыла синклинали проходит крупный сброс северо-западного простирания, благодаря которому происходит тектоническое смыкание его с севернее расположенной Ханабадской синклиналью. Последняя выполнена

отложениями келловея—оксфорда, кимериджа, титона, альба, сеномана, нижнего сенома, кампана, маастрихта, дания и палеоцена. Погружается она в юго-восточном направлении и прослеживается на всем протяжении синклинория. Так, например, в северо-западном центроклинальном замыкании его, на правом берегу р. Хачинчай принимают участие отложения от бата до маастрихта включительно, а на юго-востоке, на правом берегу р. Каркарчай выступают на поверхность лишь отложения кампана. Севернее, отделяясь сбросом от Ханабадской синклинали, располагается миниатюрная Храмортская брахиантиклинальная складка, сложенная теми же отложениями, что и первая.

Восточнее Каркарчайского поперечного прогиба, в верховьях рек Кенделанчай и Хонашенчай происходит очередное воздымание шарнира Мартунинского синклинория. Здесь в поперечном сечении последнего с юга на север выделяются Шушикендская и собственно Мартунинская синклинальные полосы, разделенные Багурхан-Мачкалашенской антиклинальной полосой. Северо-западное простирание синклинория восточнее Каракенд-Кирсского поперечного поднятия замещается субширотным. К этому изгибу простираний приурочены многочисленные разрывы, мелкие выходы интрузивных пород и центры излияния сантонского вулканизма. В пределах синклинория наблюдается резкое различие в планах складчатости верхнеюрского и мелового структурных этажей.

Описываемый отрезок синклинория с юго-запада ограничен моноклинально залегающими верхнеюрскими отложениями и зоной разрывов (продолжение Шушинского сброса), протягивающейся с северо-запада. Здесь эта зона разрывов, рассекая отложения бата, оксфорда и альба, приводит их в тектонический контакт и протягивается через г. Шуша, сс. Сигнах, Чанахчи, Зарданашен к сел. Большой Таглар. Зона разрывов на юго-востоке фиксируется раздроблением и гидротермальными изменениями (заохрение, каолинизация и реликты сульфидного оруденения) пород. Плоскости сбрасывателей, составляющих зону разрывов, отвесные или же круто ($75-80^\circ$) падают на юго-запад. Шушикендская синклинальная полоса, являясь юго-восточным продолжением Хунзирстанской синклинали, выполнена отложениями верхней юры и альба. Эта синклиналь на юго-востоке, в районе сс. Красный Базар и Саркисашен, центроклинально замыкается выходами верхнеюрских (титонских и др.) отложений и погружается к северо-западу.

В пределах синклинали фиксируются три узла складчатых структур, которые кулисообразно замещают друг друга в

северо-западном направлении. Каждый узел состоит из пучка складок, ветвящихся в северо-западном направлении. Основными особенностями складок являются малая их длина, крутые ундации шарниров (ныряние, ветвление, невыдержанность простираний, пологие падения крыльев и разбитость их). Несмотря на все это, план складчатости синклинали выглядит довольно сложно. С северо-востока она ограничена Багурхан-Гергерским (или Багурхан-Мачкалалашенским) поднятием и системой разрывов вдоль юго-западных крыльев их.

Багурхан-Мачкалалашенская антиклинальная полоса сложена средне- и верхнеюрскими отложениями и состоит из двух кулисообразно замещающих друг друга антиклиналей: Багурханской на северо-западе и Гергер-Мачкалалашенской на юго-востоке. Первая протягивается от сс. Малибейли и Гаров на северо-западе до сел. Красносельск на юго-востоке. На этом участке простирание ее меняется в северо-северо-западного до юго-восточного, благодаря чему она в плане имеет некоторое изогнутое очертание. В поперечном сечении Багурханская антиклиналь асимметрична, с крутым юго-западным и пологим северо-восточным крыльями. Последнее осложнено дополнительной складчатостью и разрывами незначительной амплитуды (200—300 м) и вдоль юго-юго-западного крыла складки проходит крутой сброс. Этот сброс, по-видимому, протягивается от сел. Хунзирстан на северо-западе через г. Степанакерт и сел. Пахлюл к юго-востоку и далее, вдоль упомянутого крыла складки, до сел. Красносельск, где, принимая субширотное простирание, переходит на северо-восточное крыло Мачкалалашенской антиклинальной полосы. Последняя зарождается несколько южнее восточной периклинали Багурханской антиклинали и протягивается в юго-восточном направлении до Мильской степи, где намечается несколькими изолированными холмами, сложенными средне- и верхнеюрскими отложениями. Эта структура отделяется от южнее расположенного Карабахского антиклинория узкой антиклиналью, разбитой системой сбросов и синклинальной складкой, занимающей берега р. Кендаланчай у сел. Каджар. Последняя выполнена келловей-оксфордскими отложениями и, по-видимому, соответствует восточному продолжению Шушикендской синклинали.

По мере воздымания шарнира Мачкалалашенской антиклинали в восточном направлении постепенно происходит изменение простирания ее с северо-западного на субширотное, а вдали от гор — даже на северо-восточное. У северо-западной периклинали структуры нами были фиксированы многочислен-

ные сбросы, которые перисто ветвятся к востоку от северо-западного сброса, рассекающего юго-западное крыло складки. Сочетание таких разрывов образует сложную сеть, которая разделяет структуру на ряд смещенных блоков. Здесь были установлены три сжатые второстепенные антиклинали, разделенные такими же синклиналями, которые восточнее, расширяясь, расходятся и в присводовой части структуры в отложениях бата исчезают. Восточнее сел. Мачкалашен (т. е. восточнее наиболее приподнятой части свода структуры) и севернее р. Кенделенчай происходит виргация и общий заворот осей складок на северо-восток.

По данным М. Д. Гаврилова, тектоника района довольно спокойная, залегание слоев на крыльях складок колеблется от 25 до 35° и реже до 50° . Около сел. Дилагарда этим исследователем отмечен сброс меридионального простирания с амплитудой 200 — 300 м, а несколько юго-восточнее, в районе сел. Карванд, и выходы гранитоидной интрузии.

Из изложенного, а также из приведенных данных по юго-восточному продолжению северной ветви складок Агдамского антиклинория видно, что здесь происходит центроклиналиное замыкание собственно Мартунинской синклинали и объединение всех ветвей складок этой структуры. Следует еще отметить, что заворот осевых линий складок на северо-восток, вздымание шарниров их у погружения складчатой системы, появление в сводах складок батских отложений и интрузивных тел кислого ряда свидетельствуют о наличии здесь поперечного поднятия, протягивающегося вдоль левобережья р. Аракс.

Собственно Мартунинская синклинальная полоса заключена между северной ветвью складок Агдамского антиклинория на севере и Багурхан-Мачкалашенской антиклинальной полосой на юге. Она выполнена отложениями альба и верхнего мела и на западе имеет северо-западное, а на востоке — субширотное простирание с тенденцией перехода к юго-юго-восточному.

Описываемая синклинальная полоса является восточным продолжением Норагюхской синклинали и отделяется от северной ветви Агдамского антиклинория взбросом, приведшим в тектонический контакт отложения кампана синклинали с кимериджем и титоном антиклинория.

Описываемая антиклинальная полоса обладает некоторыми специфическими чертами строения, обусловленными, по-видимому, глубинной тектоникой. Здесь выделяются обширные, выполненные нижним и верхним сеноном, синклинали, разделенные узкими, сжатыми, разбитыми сбросами антикли-

налями, сложенными альбом и сеноманом. В структуре синклинальной полосы особое значение имеют дугообразно изгибающиеся системы ветвящихся сбросов, которые на западе, прижимаясь к северным крыльям Багурханской и Мачкалашенской антиклиналей, удаляясь от них, принимают субширотное простирание и рассекают Мартунинскую синклинальную полосу наискось к ее простиранию.

На западе, с правобережья р. Каркарчай, в юго-восточном направлении до района сел. Нинги и восточнее протягивается выполненная кампаном полая, ограниченная сбросами, синклинальная складка. Вдоль юго-западного крыла последней протягивается узкая, сложенная альбом и сеноманом, антиклинальная складка, срезанная северо-западным сбросом, благодаря которому слои интенсивно перемяты и раздроблены. Этот сброс, вероятно, подобно аналогичному, южнее расположенному Хонашенчайскому, дугообразно изгибаясь, принимает субширотное простирание. Упомянутые сбросы, следуя вдоль осевых линий узких антиклиналей, ограничивают субширотно ориентированную Ашанскую синклиналь. Южнее протягивается крупная синклинальная складка, сложенная вулканогенным сантоном с экструзией (некк) порфиридных базальтов в мульде и многочисленными дайками того же состава. Восточнее она центроклинально замыкается более древними отложениями. Последние собраны здесь в почти меридионально ориентированные структуры, которые между сел. Мартуни и хребтом Карачуг сливаются с юго-восточно ориентированными структурами Ашанской синклинальной полосы.

Эти данные в сочетании с таковыми, приведенными в предыдущем разделе о центроклинальном замыкании Мартунинской синклинали по юрским отложениям, ясно показывают на существование некоторой преемственности в структурных отношениях между юрскими и меловыми отложениями.

Карабахский антиклинорий

Выяснением геологического строения этой структуры занимались К. Н. Паффенгольц, А. Н. Соловкин, В. П. Ренгартен, В. И. Славин, Л. Н. Леонтьев, Э. Ш. Шихалибейли, Г. П. Корнев, А. А. Байрамов и др.

В пределах описываемой структуры, по аналогии с западными, считалось, что толща кварцевых плагиопорфиров, залегающая моноклинально, отделяет нижнюю и верхнюю вулканогенные толщи, имеющие соответственно верхний-аален-сред-

небайосский и батский возрасты. Отсутствие горизонта кварцевых плагиопорфиров восточнее г. Степанакерта объяснялось выклиниванием или же тектоническим срезом, в связи с чем граница между «нижней и верхней» вулканогенными толщами восточнее гор. Степанакерта вплоть до гор. Джеб-раила проводилась условно — вдоль северного склона хребта, между гор. Шуша и перевалом Лысогорск.

Таким образом, в тектоническом отношении Карабахский хребет во всех работах рисуется как асимметричная и опрокинутая на юго-запад антиклиналь (у некоторых — антиклинорий), присводовая часть которой вдоль водораздела срезана надвигом, в результате чего она в современной структуре выражена в виде моноклинали, полого падающей на северо-восток. Такое моноклиналиное строение обусловило появление в направлении от водораздела к его подножью все более молодых свит юры — от верхнего аалена — среднего байоса (?) вплоть до титона включительно. Кажущееся моноклиналиное залегание, фаціальное сходство вулканогенных пород приводораздельной части с подстилающими кварцевые плагиопорфиры образованиями, несоответствие тектоники хребта современному рельефу, а также отсутствие детальньх исследований явились основными факторами ошибочного понимания структуры Карабахского хребта.

Карабахский антиклинорий, являясь внутренней пограничной структурой Севано-Карабахской зоны, отделяет северо-восточнее и юго-западнее расположенные отрицательные структуры; располагается он юго-западнее синклинориев Тоурагачайского на западе и Мартунинского на востоке, (рис. 7 и 8) от которых ограничен зоной сбросовых нарушений, протягивающейся вдоль северо-восточного крыла антиклинория на всем его протяжении от р. Мейданчай на западе и до сел. Большой Таглар на юго-востоке. Антиклинорий с юго-запада подсечен надвигом, который является по природе своей глубинным разломом и посредством которого отложения бата антиклинория надвинуты на верхнемеловые и эоценовые отложения Сарыбабинского синклинория. При ширине в 10—15 км антиклинорий протягивается от окрестностей сел. Гадрут на юго-востоке до нижнего течения р. Левчай на западе, примерно на расстоянии свыше 100 км. Сложен он в основном верхним байосом, батом, верхней юрой и частично валанжином, имея на западе субширотное, а восточнее р. Тертер — северо-западное, с тенденцией у погружения к субширотному простиранию.

В левобережье р. Тертер толща кварцевых плагиопорфиров

обнажается вдоль осевой полосы антиклинория, крылья которого сложены отложениями бата. Последние у погружения данной структуры периклинально замыкают выходы первых, а западнее, в бассейне р. Левчай, обнажаются более высокие горизонты юры и меловые отложения, так что в этой части структуры, как и в остальной ее части, нет «нижней» вулканогенной толщи. Смещенные крупным Тертерским поперечным сбросо-сдвигом, юрские отложения правобережья этой реки, сохраняя такое же строение, прослеживаются в восточном направлении, но вследствие наличия упоминавшегося поперечного поднятия значительно расширяются, усложняясь дополнительными структурами, появившимися значительно южнее полосы выходов кварцевых плагиопорфиров. Последние в междуречье Тертера и Хачинчая, обнажаясь вдоль осевой полосы узкой асимметричной антиклинали, срезаны Гяракчай-Шушинской системой сбросов. На этом участке Карабахского хребта севернее выходов кварцевых плагиопорфиров протягивается крупная Довшанлинская мульда, а южнее расположена обширная Ходжаюртская синклиналь. Восточнее, в междуречье Хачинчая в Бадарачая, выходы кварцевых плагиопорфиров намечают собой осевую полосу антиклинория вдоль линии, соединяющей сел. Ванклу и лесопилки на реках Колатахчай и Бадара. Причем сплошного выхода кварцевых плагиопорфиров, как это предполагалось раньше, здесь нет. Эти отложения обнажаются в глубоких ущельях речных долин в виде окон, а разделяющие долины междуречья сложены покрывающими кварцевые плагиопорфиры породами бата с сокращенными мощностями. Последние, слагая присводовые части антиклинальных структур, круто погружаются как в юго-западном, так и в северо-восточном направлениях.

В первом случае отложения бата составляют северо-восточное крыло Ходжаюртской синклинали, а во втором — далекое юго-западное крыло Мартунинского синклинория.

Таким образом, толща кварцевых плагиопорфиров, выступая в присводовой части отдельных антиклинальных структур, намечает осевую линию Карабахского антиклинория, приуроченную не к самому водоразделу, а к среднегорной полосе. Юго-восточнее Кыргызского хребта происходит общее погружение антиклинория, и потому толща кварцевых плагиопорфиров восточнее меридиана г. Степанакерта не обнажается. Следовательно, эти отложения не выклиниваются и не срезаются трансгрессивно залегающей «верхней» вулканогенной толщей, а закономерно погружаются в связи с погружением всей складчатой системы в этом направлении.

На западе и в левобережье р. Хачинчай южнее осевой полосы антиклинория простирается обширная Ходжаюртская синклинальная складка, сложенная отложениями верхнего бата; восточнее она прослеживается до р. Зарыслычай. Между Ходжаюртской синклиналью на севере и Шиштапинской на юге вдоль северного склона Кыргызского хребта в отложениях бата фиксируется антиклинальный перегиб слоев. Эта обширная на западе и узкая на востоке антиклинальная складка прослеживается почти на всем протяжении хребта. В строении Шиштапинской синклинальной складки у г. Шиштапа принимают участие отложения от бата до верхнего оксфорда включительно. Южнее, близ вершины г. Большой Кирс, в отложениях бата фиксируется узкая антиклинальная складка, которая на востоке является одним из основных структурных элементов всей складчатой системы.

Характерно, что простираение осевых линий структур, составляющих Карабахский антиклинорий, не совпадает с орографическим простираением хребта: первые косо ориентированы по отношению к второму. Это относится к простираению Карабахского взброса-надвига, который прослеживается вдоль современного водораздела на значительном расстоянии. Так, взбросо-надвигом на отрезке г. Большой Кирс — г. Ходжаюрт срезаны осевые линии почти всех вышеперечисленных структур (рис. 4), за исключением осевых линий Ходжаюртской синклинали Карабахского антиклинория. Однако надо отметить, что в деталях Карабахский взбросо-надвиг представлен не общей линией, а состоит из ряда отрезков, протягивающихся вдоль простираения составляющих антиклинорий частных структур, кулисообразно заходящих друг за друга, а местами уходящих в пределы этих структур.

Сочленение отрезков взбросо-надвига происходит посредством сбросов и взбросов, поперечно или косо ориентированных по отношению к плоскости смещения первого. Учитывая эти данные, а также превращение восточнее гор. Учтык и Шиштапа надвига во взброс, следует в дальнейшем применять термин — зона Карабахского взбросо-надвига. Составляющие Карабахский антиклинорий частные структуры, по мере погружения его в восточном направлении, сужаются, становятся чрезмерно сжатыми; некоторые из них, погружаясь, уступают свое место вновь возникшим, и поэтому осевые линии структур, сближаясь, создают пучок, веерообразно разветвляющийся в западном направлении. Это способствует выполаживанию структур и расширению размаха их крыльев в

западном направлении. Поэтому число структур в различных сечениях антиклинория не только различное, но и неравномерное, ибо они убывают в западном направлении и в связи с этим расширяются. Этим объясняется сохранение на западе, в междуречье Хачинчая и Тертера, лишь двух структур взамен пяти на востоке. Из этих двух структур лишь одна асимметричная Ходжаюртская синклинальная складка имеет на значительном расстоянии пологое северо-восточное падение слоев.

Эти данные послужили основанием для предыдущих исследователей отнести весь Карабахский хребет к моноклинально построенным структурам. Кроме того, необходимо также добавить, что при этом не было учтено интенсивное поднятие приводораздельной части хребта и втягивание осевой полосы антиклинория в столь же интенсивное опускание окружающих прогибов в верхнем мезозое и кайнозое.

В результате этих контрастных движений общее строение антиклинория приобрело свою асимметрию и общий уклон складчатой системы к северо-востоку, что создает ложное впечатление о его моноклинальном строении.

Как было отмечено, антиклинорий на юго-востоке погружается в среднем течении р. Куручай, не доходя до сс. Физули и Гадрут, где периклинально замыкается верхне-юрскими и меловыми отложениями, которые разбиты различно ориентированными сбросами.

Северо-западная периклиналиль Карабахского антиклинория срезана в нижнем течении р. Лавчай и значительно опущена крупным Зод-Мровдагским северо-восточным сбросом или флексурой по р. Мейданчай. Западное продолжение антиклинория вырисовывается по выходам альба, сеномана и нижнего сенона. Участвуя в строении Левчайской антиклинали, эти отложения сохраняют общее северо-западное простирание антиклинория и отражают в меловом структурном этаже основные его особенности. Это доказывается и присутствием в отложениях нижнего сенона Левчайской антиклинали, начиная с левобережья р. Тертер до вершины Гиналдага на западе и далее (т. е. на протяжении 20—25 км) большого числа крупных экзотических утесов лузитанских известняков, которые иногда слагают целые скалы, имеющие рядовое расположение вдоль простирания антиклинали (рис. 12). По-видимому, эти крупные и удлиненные гряды известняков являются не только продуктом размыва древних поднятий, но и останцами верхнемеловых кордильер.

При описании тектоники смежных структур было отмечено

влияние на них поперечных поднятий, прогибов и сбросов; естественно, что, если они действительно являются древними структурами, то должны отражаться и на тектоническом строении этой структуры. В продольном сечении Карабахского антиклинория четко выявляются Далидаг-Мехманинское поперечное поднятие, а также Каркарчайский и Араксинский поперечные прогибы.

Кроме указанных на западе, намечается Кошкардагское поднятие, но проследить его в пределах развития мощной толщи меловых отложений не представляется возможным.

Далидаг-Мехманинское поднятие выявляется резким изменением простираения антиклинория, сравнительно значительным размывом осевой полосы его, возрастанием мощности кварцевых порфиров и уменьшением таковой бата на северном крыле структуры, спокойной складчатостью, наличием обширных синклиналей и узких антиклиналей и др.

Тертерским взбросом значительно опущено западное продолжение антиклинория и приподнято правобережье р. Тертер, что привело к несоответствию геологии берегов этой реки на данном участке. То же надо сказать в отношении Хачинчайского сброса, который несколько наклонил Далидаг-Мехманинское поднятие к востоку.

Юго-западное продолжение Каркарчайского прогиба в пределах антиклинория проходит в районе гор Учтык, Шиштапа и др. Здесь в синклиналях сохранились верхнеюрские отложения, а меловые отложения Сарыбабинского синклинория глубоко заходят в пределы антиклинория, где отложения альба не согласно залегают на породах бата. Все структуры антиклинория в этом сечении испытывают ундацию. Севернее располагается широкая моноклираль и отмечается изгиб юрских и меловых отложений в районе гор Шуша.

В приводораздельной части хребта, в районе гор Учтык, Шиштапа и других Карабахский взбросо-надвиг разветвляется на несколько мелких крутопадающих разрывов типа взбросов и сбросов, причем ни один из них не соединяется с разрывами гор Учтык и Шиштапа. Кроме того, здесь происходит фаціальное изменение состава вулканогенных пород и смена их туфогенно-осадочными породами, уменьшение мощности потоков и всей толщи в целом.

Все эти данные, а также наличие только здесь мелких интрузий типа даек дают основания выделить в этом сечении антиклинория юго-западное продолжение Каркарчайского прогиба, зарождение которого здесь может быть восстановлено с батского времени; надо, однако, полагать, что, как и все

остальные поперечные структуры, он зародился в доальпийском субстрате. Приараксинское поперечное поднятие в пределах антиклинория, по сравнению с севернее расположенным его отрезком, проявляется очень слабо. Это объясняется погружением и замыканием антиклинория, а также возрастанием амплитуды ограничивающих его разрывных нарушений (почти до 2000 м). Тем не менее здесь отмечается некоторый заворот простирации антиклинория к северо-востоку, воздымание шарнира, замыкание Алджанлинской мульды Сарыбабинского синклинория и сочленение Карабахского антиклинория с Замзурским антиклинорием на незначительном участке.

Карабахский антиклинорий с юго-запада ограничен одноименным сбросо-надвигом, который прослеживается с нижнего течения р. Левчай на западе и до района Гадрута на юго-востоке. В зонах погружения антиклинория на значительном расстоянии взбросо-надвиг квалифицируется как взброс.

На всем протяжении им приведены в тектонический контакт отложения бата антиклинория с альбом, сеноманом, нижним и верхним сеноном, а также палеогеном Сарыбабинского синклинория. Надвинутой является наиболее высокоприподнятая центральная часть Карабахского антиклинория. Характер, амплитуда, а равно и углы наклона плоскости его в различных участках различны. Если на западе, в междуречье Левчай и Тертера, плоскость взброса крутая (с.в. 60—70°), то в междуречье Тертера и Хачинчая и восточнее, вдоль Гыркызского хребта, она выполаживается до 40—45° и потому квалифицируется как надвиг; юго-восточнее же она вновь становится круче.

Амплитуда взбросо-надвига на западе составляет 1000—2000 м, в центральной части — 0—500 м и 1000—2500 м, а на юго-востоке — около 500—1000 м.

Выше было отмечено, что общее простираение антиклинория, а равно и взбросо-надвиговой зоны, не совпадает с простираением составляющих его складчатых структур. Однако простираение последних параллельно таковым сбросовых нарушений, отходящих от зоны взброса-надвига как в сторону антиклинория, так и в сторону смежного Сарыбабинского синклинория, а простираение сброса-надвига совпадает с простираением складчатых структур последнего.

К этому необходимо добавить, что несовпадение простираений взбросо-надвиговой зоны с таковыми складчатых структур антиклинория, в основном, наблюдается в восточной части последнего, где она квалифицируется как взброс.

Все это указывает на единство направления складчатости

до мелового цикла осадконакопления как в пределах Карабахского антиклинория, так и Сарыбабинского синклинория. Изменение плана складчатости в пределах синклинория произошло после верхней юры, и осадки мела были смяты в складки в том направлении, в каком они первоначально были отложены (т. е. параллельно надвигу). Разрывные же нарушения, простирающиеся параллельно юрским структурам, возникли позже и, видимо, имеют миоплиоценовый возраст (во всяком случае, послезоценовый).

Характерно, что все побочные разрывы, отходящие от разрывов северного крыла антиклинория и от таковых Мартунинского синклинория, простираются параллельно простираению последней, т. е. являются субширотными.

Необходимо еще отметить, что некоторые из упомянутых высот (г.г. Кирс, Алакая и Ходжаюрт), как впервые указал Л. Н. Леонтьев (1949), представляют собой поднятия и, по нашим данным, являются центрами излияния вулканов батского времени. Это дает основание допустить, что зачатки Карабахского взбросо-надвига, как ветви глубинного разлома, были заложены в батское время или, быть может, значительно раньше.

Вдоль юго-западного крыла Карабахского антиклинория плоскость взбросо-надвига в двух участках упирается (но не срезается) в Тертерский и Хачинчайский сбросо-надвиги, которыми хребет в этих районах значительно смещен. Полагаем, что эти сбросо-надвиги являются более древними, т. е. домеловыми. Северо-западнее западной периклинали Карабахского антиклинория и до Шагдагского хребта, вдоль осевой полосы Левчайской антиклинали (т. е. западнее продолжения антиклинория) прослеживается система взбросов, расположенных кулисообразно друг к другу. Здесь амплитуда взброса — около 500—1000 м.

Сарыбабинский синклинорий

Сарыбабинский синклинорий является пограничной структурой Севано-Карабахской зоны и соответствует наиболее прогнутой и сложно построенной ее полосе.

Располагаясь юго-западнее Карабахского антиклинория, синклинорий отделяется от него Карабахским надвигом, который в юго-восточном направлении, разветвляясь, переходит во взброс и местами даже затухает. В пределах Азербайджана синклинорий протягивается с Шагдагского хребта на северо-западе до Гадрутского района в левобережье р. Аракс

на юго-востоке, имея протяженность около 150—160 км при максимальной ширине в центральной части зоны (по р. Тутхун) порядка 25—30 км; юго-восточнее происходит резкое воздымание шарнира и сужение границ синклинория. В связи с частыми ундациями шарнира на отрезке Тутхун—Аракс, синклинорий в плане имеет четковидное очертание, что по-видимому, является следствием наличия поперечных поднятий и прогибов, пересекающих как эту, так и смежную зоны. Восточнее р. Тутхун ширина синклинория колеблется от 10 до 3—1,5 км; резкое воздымание шарнира его фиксируется на Акера-Хачинчайском водоразделе, погружение — у сел. Нураддин, воздымание — на отрезке гг. Сарыбаба — Б. Кирс, погружение — в Алджанлинской мульде, воздымание и центрально-клинальное замыкание — у сел. Думы и новое погружение — у сел. Гадрут.

Северо-западнее р. Тутхун происходит погружение синклинория и, в связи с этим, юго-западная часть его выполнена палеоген-неогеновыми образованиями наложенной Кельбаджарской мульды, а северо-западнее бассейна р. Тертер, на Шагдагском хребте, палеогеновые отложения имеют доминирующее значение в его строении.

Таким образом, синклинорий на северо-западе, расширяясь, как бы отходит от Карабахского антиклинория, а на юго-востоке, суживаясь, все ближе прижимается к юго-западному его крылу. И если в целом простирание синклинория подчинено таковому Карабахскому антиклинория, то этого **нельзя** сказать в отношении составляющих его структур.

Так, общее простирание синклинория на западе — запад-северо-западное, а на востоке — юго-восточное. Преобладающим же простиранием составляющих структур является запад-северо-западное с незначительным отклонением в южной части синклинория (вблизи Карабахского антиклинория) к юго-восточному, так что южнее долины р. Тертер частные структуры синклинория резко наискось срезаются Карабахским надвигом, который здесь не только морфологически (крутизна), но и генетически не может быть причислен к надвиговым структурам, а является взбросом.

Таким образом, только западнее левобережья р. Тертер, где имеет место совпадение простираний частных структур и самого синклинория, можно выделить надвиговую структуру; в этом случае уклон надвиговой плоскости не более 45—50°. Южнее долины р. Тертер зона сопряжения Карабахского антиклинория и Сарыбабинского синклинория состоит из сочетания разрывных нарушений, далеко прослеживаемых в пре-

делах последнего. Вдоль осевых полос, составляющих его складок-структур разрывы, имеют субширотное простирание, которые вблизи юго-западного крыла Карабахского антиклинория (т. е. в зоне сопряжения) отклоняются на юго-восток. Поэтому здесь не может быть речи о наличии единого взброса юго-восточного простирания, а отмечаются кулисообразно замещающие друг друга в северо-западном направлении объединенные отрезки субширотных и юго-восточных взбросов, благодаря чему Карабахский взброс-надвиг в плане имеет характер ломанной линии, то клиновидно уходящей в пределы синклинория, то отходящий от него.

Кроме всего этого, надо отметить, что в юрских отложениях Карабахского антиклинория на участках минимальной амплитуды взброса можно проследить продолжение частичных меловых структур Сарыбабинского синклинория.

Все это, как было отмечено выше, свидетельствует о наличии в раннеальпийском этапе единого субширотного ориентированного структурного плана, который был нарушен интенсивным поднятием Карабахской геоантиклинали по Карабахскому взбросу, а изменение простираний частных меловых структур вдоль последнего на юго-восточное указывает на приспособление их к данному взбросу (или, вернее, флексурному изгибу), имеющему длительное развитие.

Эти данные свидетельствуют об уменьшении мощностей меловых отложений вдоль юго-западного крыла Карабахского антиклинория и о возрастании их в удалении от последнего. Поэтому при установлении амплитуды взброса необходимо исходить из этих реальных мощностей. В зоне взброса в ряде мест нами были отмечены случаи несогласного залегания маломощных отложений альба и сеномана синклинория на породах бата антиклинория, в связи с чем при исчислении амплитуды взброса-надвига необходимо из расчета исключить мощности недостающих свит и учесть реально существующие. Следовательно, амплитуда взбросов колеблется от 500—600 м до 2,5—3,0 км.

Кроме того, во взброшенной части взбросовой зоны, т. е. на отложениях нижнего мальма антиклинория, которые как бы описывают юго-восточную центроклиналь Нураддинской синклинали Сарыбабинского синклинория, лежат отложения альба, которые срезаны взбросом и опущены. Это дает основание полагать, что в указанной части структуры флексура перешла во взброс после отложения альбских отложений.

Синклинорий выполнен осадочно-пирокластической субформацией средней и известняково-пирокластической форма-

цией верхней юры, а также мергельно-вулканогенной и подводной андезито-пирокластической формациями мела и эоцена, имеющими мощность 5—6,6 км. Известняковая — пирокластическая формация состоит из известняково-туфогенной, карбонатной и пирокластической — андезито-дацитовая субформаций. Мергельно-вулканогенная формация состоит из аргиллито-сланцевой, кремнисто-диабазовой и кремнисто-мергельной субформаций, отделенных перерывами и несогласиями. Основное значение в строении синклиория имеет мощная нижнесенонская кремнисто-диабазовая формация. Аргиллито-сланцевая субформация своими выходами намечает осевые полосы частных меловых положительных структур, а кремнисто-диабазовая выполняет разделяющие их крупные, обширные и значительно прогнутые синклиналильные полосы, осложненные второстепенной складчатостью, к отрицательным структурам которых приурочена кремнисто-мергельная субформация. Последняя в свою очередь в глубоко прогнутых синклиналях, прослеживаемых вдоль юго-западного крыла Карабахского антиклиория, покрывается подводно-андезито-пирокластической формацией эоцена, которая пользуется значительным развитием как в западной части синклиория, так и вдоль юго-западного крыла его в пределах Кельбаджарской наложенной мульды.

Отличительной особенностью синклиория является наличие в его составе характерной и мощной офиолитовой формации и более молодых гранитоидных интрузий. Гипербазитовые интрузии приурочены в основном к антиклинальным структурам или их полосам и зонам смятия пород, рассекая иногда и докампанские синклинали. Сравнительно крупные гранитоидные интрузии приурочены к синклиналильным структурам, выполненным верхнесенонскими и эоценовыми отложениями, а более мелкие тела этого рода, за редким исключением, всегда приурочены к синклиналильным складкам крупных антиклинальных и синклиналильных полос.

Составляющие синклиорий структурные единицы, в силу его внутреннего строения, не могут быть выделены во всех сечениях, ибо они часто оказываются замененными новыми, сдвинутыми, опущенными или же приподнятыми структурами. Эти особенности синклиория связаны с наличием поперечных сбросо-сдвигов или же флексурных изгибов слоев (Мровдаг-Зодский, Тертерский, Хачинчайский и др.), а также с резким изгибом простираения синклиория на востоке на юго-восточное. Вот почему особенности строения Сарыбабинского синклиория могут быть установлены только при поочередном

прослеживании составляющих структур в различных его сечениях. На западе, в бассейне р. Тертер, в поперечном сечении синклинория удобно выделять с северо-востока на юго-запад следующие структурные полосы — соответственно синклинального и антиклинального строения: Шахдагскую, Гейдаринскую и Калабойнинскую (рис. 6, 7, 8).

Шахдагская синклинальная полоса

Протягивается вдоль юго-западного крыла Карабахского антиклинория с правобережья р. Тертер в северо-западном направлении к Шахдагскому хребту и западнее, отделяясь от него взбросо-надвигом того же наименования. Следовательно, эта синклиналь принадлежит к поднадвиговым структурам, выполненным мощными (1200 м) кремнисто-мергельной и туфогенно-флишоидной субформациями сенона и эоцена. Наибольшее значение и мощности (около 2500 м) последние имеют на западе, в пределах Шахдагского хребта. Из указанных соотношений мощностей верхних структурных ярусов, сложности строения этой синклинальной складки и протяженности ее (около 100 км длины при ширине от 1,5— до 5—7 км и более) видно, что она принадлежит к синклинорно построенным структурам и по своему положению отвечает сложно построенному северному крылу Сарыбабинского синклинория.

Ограничивающие эту синклинальную структуру взбросо-надвиги протягиваются на всем ее протяжении, имея различную амплитуду, в общем убывающую в северо-западном направлении. Западным продолжением затухающего Карабахского взбросо-надвига является система взбросов, хорошо прослеживаемых в верховьях р. Левчай, вдоль южных склонов г. Гиналдаг и через оз. Гек-Гель, и круто падающих на северо-восток. Ограничивающий с юго-запада Шахдагскую синклиналь взброс принадлежит к шарнирным, ибо плоскость его в бассейне р. Тертер круто падает на юго-запад, а в южных склонах Шахдагского хребта — на северо-восток. Эти данные дают основание отнести структуру к горст-синклиналям.

На всем своем протяжении Шахдагская синклинальная полоса простирается в запад-северо-западном направлении. На правом берегу р. Тертер, у отрога Сиялесского хребта, восточная центрoклиналь этой синклинали срезана Тертерским сбросо-сдвигом, имеющим амплитуду около 1 км, благодаря чему отложения нижнего сенона не только приведены в тектонический контакт с верхним сеноном, но и значительно смещены к югу. Восточнее протягиваются уже структуры, сложенные

докампанскими образованиями, которые имеют юго-восточное простираие.

Кремнисто-диабазовая формация нижнего сенона в пределах Шахдагской синклинальной полосы интродуцирована гипербазитовыми интрузиями, а выполняющие ее верхнесенонская и эоценовая субформации — мощной экстружией и лакколитами диоритового порфирита, пластовыми интрузиями дацита и крупной габброидной интрузией послезоценового возраста.

Южнее Карабахского взбросо-надвига на значительном расстоянии протягивается узкая, разбитая сбросами, антиклинально построенная зона. В поперечном сечении Шахдагской синклинальной полосы, расположенной фактически южнее этой антиклинали, по р. Тертер хорошо выделяются две крупные, интенсивно перемятые и разбитые сбросами асимметричные синклинальные складки, разделенные антиклиналью, сложенной отложениями нижнего сенона. В западном направлении взбросом юго-западного крыла Шахдагской синклинали пересекаются как южная синклиналь, так и севернее расположенная антиклинальная складка, и к району сел. Гюнейпея прослеживается лишь одна севернее расположенная Чичаклинская синклинальная складка, которая здесь выполнена эоценом.

Надо полагать, что на берегах р. Тертер, на расстоянии 12—15 км к западу от Тертерского сбросо-сдвига, эта часть Шахдагской синклинали погружается минимум на 800—1000 м, ибо здесь, у сел. Гюнейпея (правда, срезанная) мощность верхнего сенона падает до 20—30 м. Поэтому в плане эта часть синклинали имеет форму удлинённой капли. Наиболее узкая часть синклинали по р. Левчай соответствует зоне периклинального замыкания Карабахского антиклинория и ранее упоминавшегося Мровдаг-Зодского сбросо-сдвига или же флексурного изгиба слоев. Западнее верховьев р. Джамилличай эоценовая мульда замыкается, и на восточных отрогах Конурдага наблюдаются высокоприподнятые верхнесенонские отложения, т. е. вновь происходит воздымание шарнира синклинали на значительную высоту (примерно на 600—700 м).

Благодаря этим особенностям строения синклинали, данная часть ее в плане имеет форму обратно вложенной удлинённой капли, расширяющейся в западном направлении. На Шахдагском хребте, по сечению оз. Гек-Гель — сел. Инагдаг, описываемая синклинальная полоса имеет сложное веерообразное строение. Здесь, южнее Гекгельского взброса, в отложениях верхнего сенона вырисовывается асимметричная анти-

клинальная складка с крутым северным и пологим южными крыльями; южнее эти отложения описывают обширную синклинальную складку, выполненную туфогенно-осадочными породами среднего эоцена, которые осложнены дополнительной складчатостью, в общем опрокинутой на юг и срезанной взбросо-надвигом.

Гейдаринская антиклинальная полоса

Принадлежит к центральным структурным единицам западной части Сарыбабинского синклинория, имеющим значительное протяжение, сложное и резко отличающееся от смежных структур строение. На правом берегу р. Тутхун Гейдаринская антиклиналь ограничена Тертерской флексурой и, имея запад-северо-западное простирание, протягивается к верховьям р. Саидлярчай и далее в бассейн оз. Севан, где она погружается под более молодые образования последнего. В бассейне р. Тертер данная антиклиналь протягивается на 40 км и имеет наибольшую (около 8 км) ширину по р. Тутхун. На юго-западе эта антиклинальная полоса переходит в Калабойнинскую (или Агятагскую) синклиналь, значительная часть которой скрыта под Кельбаджарской наложенной мульдой (рис. 13 и 14). В строении Гейдаринской антиклинали принимают участие аргиллито-сланцевая и кремнисто-диабазовая подформации альба-сеномана и нижнего сенона. Эта антиклинальная полоса выявляется не только развитием на ее крыльях кремнисто-мергельной подформации верхнего сенона, но и обнажением в осевой полосе ее аргиллито-сланцевой подформации альба и сеномана, хорошо фиксирующей собой расположения антиклинальных складок.

Составляющие Гейдаринскую антиклинальную полосу складчатые структуры отличаются четко выраженной линейностью и выдержанностью по простиранию. Они значительно сужены на востоке, в долине р. Тутхун и, погружаясь в западном направлении, расходятся. Антиклинали узкие, гребневидные, стоячие в осевой зоне антиклинальной полосы и ассиметричные на ее крыльях, где осевые плоскости их соответственно падают как на север, так и на юг, придавая этой структуре обратноезеркальное строение. Синклинали же широкие, плоскодонные, с крутыми крыльями.

В значительной мере вдоль осей составляющих антиклинальных складок внедрены гипербазитовые интрузии, которые протягиваются на значительное расстояние.

По р. Тутхун и западнее в поперечном сечении описывае-

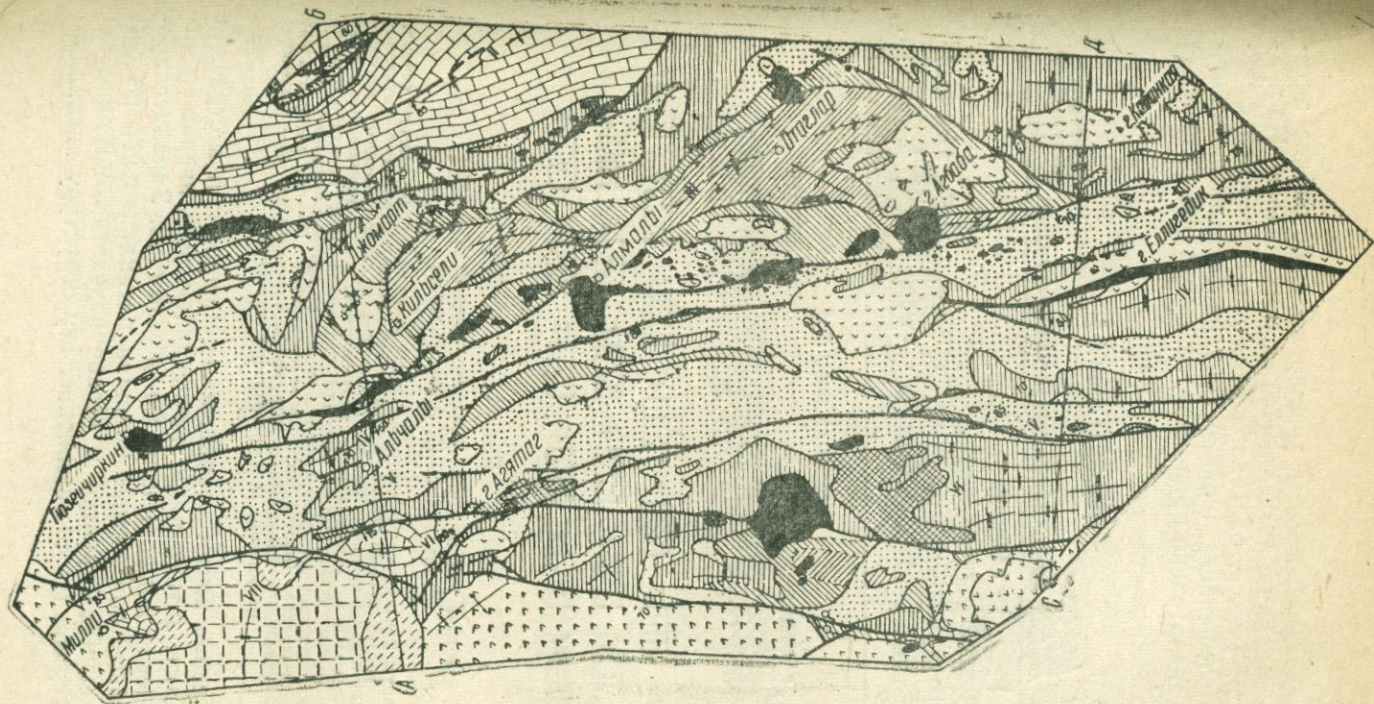


Рис. 13.

Геологическая карта низовьев бассейна р. Тутхун (правобережья р. Тертер) (составил Г. И. Аллахвердиев)
 I — Аджарисская брахиантклиальная складка; II — Лачинская (или Чичаклинская) синклиальная складка; III — Агба-ба-Джомартская антиклиальная складка; IV — Еллигядик-Алчалынская синклиальная складка; V — Агдагская антиклиальная складка; VI — Агтягатская синклиальная складка; VII — Сарыбулагдагская наложенная синклиальная складка
 Примечание: условные обозначения см. рис. 14.

мой антиклинальной полосы хорошо выделяются две антиклинальные складки с разделяющей их синклиналью. На правом берегу р. Тутхун, благодаря наличию Тертерской флексуры или сбросо-сдвига, шарнир Гейдаринской антиклинальной полосы значительно приподнят, поэтому здесь отложения

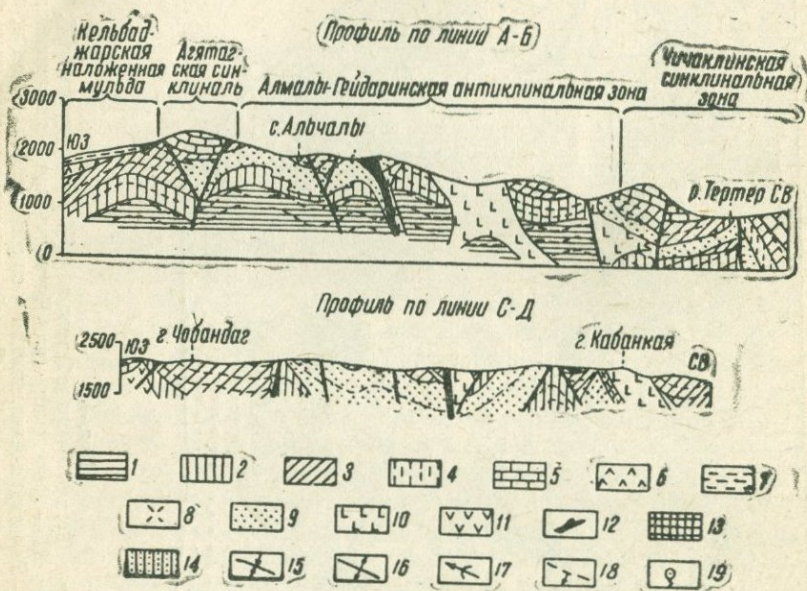


Рис. 14

Геологические профили среднего течения р. Тутхун
(составил Г. И. Аллахвердиев)

1 — альбский ярус; 2 — сеноманский ярус; 3 — вулканогенные породы нижнего сенона; 4 — осадочные породы нижнего сенона; 5 — известняки верхнего сенона; 6 — вулканогенно-осадочные породы среднего эоцена; 7 — дациты и липарито-дациты меотиса-понта; 8 — андезиты и их пирокластолиты меотиса-понта; 9 — ультраосновные интрузии (верхнемеловые); 10 — основные интрузии (верхнемеловые); 11 — габброиды — позднеэоцен-олигоценые; 12 — кислые интрузии позднеэоцен-олигоценые; 13 — экструзии андезито-дацитов (меотис-понт); 14 — листвениты; 15 — оси антиклиналей; 16 — оси синклиналей; 17 — направления погружения антиклиналей; 18 — разрывные нарушения; 19 — минеральные источники

нижнего сенона имеют сокращенные мощности и в строении осевой полосы антиклинали значительную роль играет аргилито-сланцевая подформация альба-сеномана. Западнее происходит общее погружение шарнира антиклинальной полосы и составляющих структур и резкое возрастание мощностей нижнего сенона. Из составляющих эту структуру антиклина-

лей наиболее крупной следует считать северную Килисалинскую, которая, имея в общем запад-северо-западное простирание в долине р. Тутхун, в зоне упоминавшегося сбросо-сдвига (или флексуры), дугообразно изгибаясь (выпуклостью, обращенной к югу), восточнее вершины г. Агбаба сменяется почти меридионально ориентированной синклинальной складкой, выполненной нижнесенонской вулканогенной толщей. Восточнее правобережья р. Тутхун заворот простирания складок и несоответствие западных структур восточнее расположенным присущи всем составляющим Гейдаринскую антиклинальную полосу складкам. Как нам кажется, подставляющая на востоке Килисалинскую антиклинальную складку т. н. Даликдашская синклиналь есть не что иное, как сдвинутая восточная часть Шахдагской синклинали, которая, как было указано, восточнее сбросо-сдвига была замещена полосой антиклиналей, характерных для зон Карабахского взбросо-надвига.

Изложенное показывает, что здесь происходит кулисообразное замещение структур, являющееся характерной особенностью Сомхито-Карабахской зоны. В этой части Гейдаринской антиклинальной полосы существование флексурного изгиба слоев или замаскированного сброса-сдвига фиксируется помимо указанных выше признаков и наличием многочисленных мелких интрузивных тел кварц-диоритового и габброидного состава, расположенных вдоль линии сел. Отахлар — сел. Абдулла Ушаги, т. е. до северного, прикрытого эоценом, крыла Калабойнинской синклинальной полосы.

Калабойнинская синклинальная полоса

Выявляется соответствующим залеганием и участием в строении южного крыла Сарыбабинского синклинория отложений верхнего сенона и эоцена, которые составляют верхний структурный этаж последнего. В строении его принимают участие отложения от альба до нижнего плиоцена.

Доверхнесенонские формации прорваны гипербазитовыми, а вышележащие, включая и эоценовые, — кварцдиоритовыми и сиенит-диоритовыми интрузиями.

Описываемая структура протягивается с междуречья Караханчалчая и Мозчая, левых притоков р. Тутхун, в восточном направлении к району вершины Чилгыз на Мыхтеканском хребте.

Калабойнинская синклинальная полоса, суживаясь, к Мыхтеканскому хребту воздымается, в западном направлении,

погружаясь, расширяется. Так, в районе г. Чилгыз ширина этой синклинальной полосы равна 3 км, тогда как в верховьях левых притоков р. Тутхун она достигает 10 км.

Если в правобережье р. Тутхун в строении данной синклинальной полосы доминирующее значение имеют доверхнесенские отложения, то западнее эту роль выполняют залегающие на них эоцен-нижнеплиоценовые отложения Кельбаджарской наложенной мульды (рис. 19). Здесь, в долине р. Тутхун, описываемая синклиналь простирается в запад-северо-западном направлении, а восточнее Мыхтекянского хребта заменяющая ее структура имеет северо-западное простирание. Характерно, что как кислые, так и основные интрузии приурочены к западному склону Мыхтекянского хребта, где, как будет показано ниже, имеются и центры плиоценовых, а несколько восточнее и четвертичных вулканов. Все это (сокращение мощностей сенона, а также огрубение фации сеноманских отложений с появлением в разрезах мощных конгломератов из галек эопалеозоя и, наконец, на Мыхтекянском хребте поперечных, северо-восточно ориентированных сбросов) наводит на мысль о возможном наличии в глубине крупной флексуры или взброса, протягивающегося с Хачинчая к Мыхтекянскому хребту и юго-западнее к Далидагу.

Как нам кажется, благодаря этой флекуре или взбросу в районе Мыхтекянского хребта докембрийский субстрат и вышележащие отложения приподняты, а восточнее — опущены.

В строении Калабойнинской синклинальной полосы выявляется несколько сжатых и разорванных сбросами антиклинальных складок, фиксируемых выходами альба, и сравнительно просто построенных пологих симметричных синклиналей, выполненных нижним и верхним сеноманом и реже — средним эоценом. Здесь насчитывается четыре антиклинали, разделенные таким же количеством синклиналей. К осевым полосам или крыльям первых приурочены пояса гипербазитовых интрузий, а к осевым зонам синклиналей на севере сравнительно крупные и удлиненные интрузии кварцевого диорита и сиенит-диорита, которые при наличии сбросовых нарушений захватывают и приосевые полосы антиклиналей. Складчатые структуры этой синклинальной полосы в общем имеют асимметричное строение и крутые и разорванные сбросами южные крылья (рис. 15).

Описываемая синклинальная полоса вдоль составляющих ее антиклинальных складок срезана сбросами, прослеживаемыми или вдоль осевых полос последних или же вдоль их

крыльев. Плоскости сбрасывателей круто наклонены к северо-востоку или же поставлены наголову и имеют различную амплитуду. Эти разрывные нарушения, простираясь здесь в виде сравнительно сжатого пучка вдоль осевых линий почти всех положительных структур, на востоке секут все складки этой части Сарыбабинского синклинория. При этом северные сбросовые нарушения на всем своем протяжении не изменяют направления своего простираения, а южные несколько отходят к югу. В связи с этим в данном сечении синклинория, т. е. в

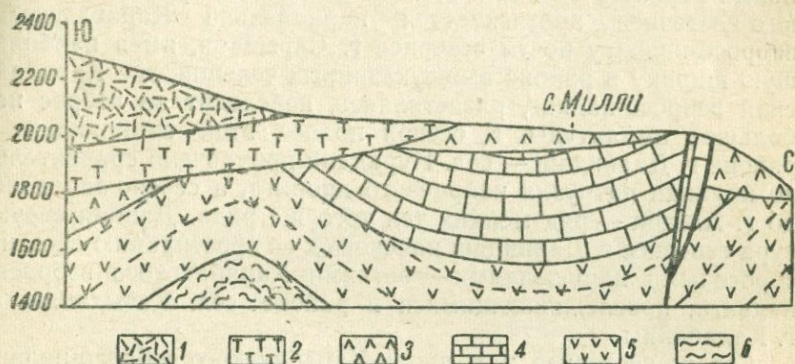


Рис. 15

Соотношения мелового, палеогенового и мио-плиоценового структурных этажей и подэтажей у юго-западного крыла Сарыбабинского синклинория
 1 — андезиты, андезито-дациты и их пирокластиты (меотис-понт); 2 — биотитовые туфы дацитов и липарито-дацитов (меотис-понт); 3 — андезиты (средний эоцен); 4 — известняки и мергели (верхний сенон); 5 — порфириды и туффиты (нижний сенон); 6 — песчаники и аргиллиты (сеноман).

бассейне р. Акера, сбросы этой системы несколько отходят друг от друга, хотя и являются, как было указано, ветвями Карабахской системы взбросо-надвига. Наиболее важным из всех этих сбросовых нарушений (сохранившим все признаки, чтобы квалифицировать это как глубинный разлом) является Лачин-Башлыбельский, ограничивающий с юго-запада не только Сарыбабинский синклинорий, но и всю офиолитовую формацию. Надо полагать, что Сарыбабинский синклинорий, заключенный между Карабахской системой взбросо-надвига на северо-востоке и Лачин-Башлыбельским сбросом на юго-западе, принадлежит целиком к структурным формам, возникшим в зоне глубинного разлома.

Как было отмечено выше, в связи с наличием Тертерского

сбросо-сдвига на севере и Хачинчайского — на юге, в верховьях р. Хачинчая происходит резкое изменение простирания складок и кулисообразное замещение структур. Так, взамен Килисалинской антиклинали восточнее р. Агбаба, вначале почти в меридиональном, а южнее уже в юго-восточном направлении протягивается постепенно погружающаяся Даликдашская синклинали складка, которая на юго-западных склонах Карабахского хребта, в районе г. Даликдаш, сс. Нураддин и Фарраш, в поднадвиговой зоне выполнена отложениями верхнего сенона и эоцена. Эта синклинали складка юго-восточнее протягивается параллельно Карабахскому взбросо-надвику почти севернее г. Сарыбаба, имея наибольшую ширину в районе вышеуказанных селений, где Карабахский взбросо-надвиг, разветвляясь, переходит во взброс небольшой амплитуды. К осевой полосе этой синклинали в районе г. Даликдаш — сел. Нураддин приурочена сравнительно крупная интрузия кварцевого диорита, а северозападнее, до г. Агбаба — ряд мелких тел того же ряда. Данная структура севернее г. Даликдаш наискось к её простиранию срезана сбросовыми нарушениями — ветвями Карабахского взбросо-надвига, прослеживающимися в районе сел. Казыханлы и г. Калабойны.

Северовосточнее, т. е. вдоль Карабахского взбросо-надвига, прослеживается антиклинальная полоса, сложенная альбом, сеноманом и нижним сеноном, имеющая наибольшую ширину в левобережье р. Хачинчай, а западнее упирающаяся посредством Тертерского сбросо-сдвига в восточное окончание Шахдагской синклинали. Структуры, расположенные югозападнее Даликдашской синклинали, узкие, пережатые и, протягиваясь почти в меридиональном направлении, своим простиранием срезают северные структуры Калабойнинской синклинали полосы (Агятагская синклинали, Казыханлинская антиклиналь и Калабойнинская синклинали) и, по-видимому, отвечают восточному продолжению южных складок Гейдаринской антиклинальной полосы.

Эти изменения и замещение структур на востоке новыми, по-видимому, тесно связаны, как было указано, с наличием на глубине Хачинчайской флексуры, протягивающейся вдоль Мыхтеканского хребта.

В верховьях р. Акеры между Лачинским антиклинорием и Даликдашской синклинали выделяется с юга на север ряд структур, из коих южные две (Корджабулагская синклинали и Мамаличайская антиклиналь) являются восточным продолжением таковых Калабойнинской синклинали полосы, а

Джудаларская синклиналь и Пчанисчайская антиклиналь — соответственно кулисообразно заменяющими на востоке структуры Калабойнинской синклинали и Казыханлинской антиклинали.

Все эти структуры воздымаются в северо-западном и погружаются в юго-восточном направлениях и восточнее слияния рек Пчанисчай и Шальва, в районе сел. Ипяк, целиком интродуцированы мощными гипербазитовыми интрузиями.

Следует еще остановиться на одной характерной особенности строения Сарыбабинского синклинория — наличии поперечного прогиба по линии сел. Нураддин — г. Гюраньбаба, расположенного на продолжении отмеченного Каркарчайского прогиба, по-видимому, продолжающегося до г. Ишихлы на Карабахском плато и юго-западнее (рис. 16 и 17).

Восточнее, на отрезке г. Сарыбаба — г. Б. Кирс, описываемый синклинорий значительно суживается и его здесь можно квалифицировать как узкую зону смятия пород. На этом участке Карабахский и южнее расположенный Лачинский антиклинорий вплотную подходят друг к другу, и разделяющий их Сарыбабинский синклинорий, имея ширину около 1,5—3 км и ограниченный с севера Карабахским взбросо-надвигом, а с юга — Лачин-Башлыбельским сбросом, представляет собой грабенообразную структуру. Следовательно, на этом участке, надо полагать, происходит общее поперечное поднятие шарниров всех структур этой части Малого Кавказа.

Юго-восточнее меридиана г. Б. Кирс синклинорий расширяется, образуя т. н. Алджанлинскую мульду, и между г. Гюллюджа и зим. Гергеч центроклинально замыкается лузитанскими известняками (рис. 18). Здесь, благодаря очередному поперечному поднятию шарниров структур, среднеюрские отложения Карабахского и Замзурского антиклинориев смыкаются между собой. Юго-восточнее сел. Мухранес вновь происходит погружение шарнира кулисообразно замещающей Сарыбабинский синклинорий Гадрутской синклинали, возникшей у погружения Карабахского антиклинория.

В строении описываемой части Сарыбабинского синклинория принимают участие отложения альба, сеномана и нижнего сенона, прорванные ультраосновными, средними и кислыми интрузиями.

Складчатая структура синклинория резко изменяется по простиранию и находится в тесной зависимости от поперечной зональности последнего. На участке между горами Сарыбаба и Кирс, в зоне заключенной между двумя почти сходящимися региональными разрывами, слагающие синклинорий отложе-



Рис. 16. Геологическая карта среднего течения реки Акера:

1—современные отложения и молодые речные террасы; 2—акеринская свита—пепелово-суглиниково-гальчиниковые континентальные отложения; 3—герюсинская свита—туфо-обломочные (пирокластические) отложения; 4—потоки андезито-базальтовых лав; 5—вулканогенная толща горы Ишыхлы; 6—верхний сенон (кампан-мастрихт)—пелитоморфные известняки и мергели; 7—верхний сантон—известковистые конгломераты, гравелиты, песчаники и глин; 8—нижний сенон (коньяк-сангон)—диабазовые мандельштейновые и плагиоклазовые порфириды и их туфы, туфобрекчии и железенные аргиллиты (силлиты); 9—сенонский ярус—известковистые конгломераты, песчаники и глин; 10—альбский ярус—песчано-глинистые отложения, песчаники окварцованные; 11—титонский ярус—окремнелые и кристаллические известняки; 12—келловейский ярус—туфобрекчии, туффиты туфопесчаники и др.; 13—батский ярус—туфы, туфобрекчии и туфопесчаники, туфоконгломераты и порфириды; 14—средняя юра без подразделения—покровы пород иридов, туфов и туфобрекчий; 15—пироксениты; 16—дуниты; 17—серпентиниты; 18—габбро-амфиболиты; 19—габбро-пироксениты; 20—соэсюритизированные трактолиты; 21—габбро и габбро-нориты; 22—габбро-диабазы; 23—кварцевые и бескварцевые метадiorиты; 24—гранодиориты; аплиты, кварцевые диориты, плагиограниты, кварцевые и бескварцевые диоритовые порфириды; 25—гранодиориты—порфиры; 26—эпидозиты; 27—навлиги, сбросы и взбросы.

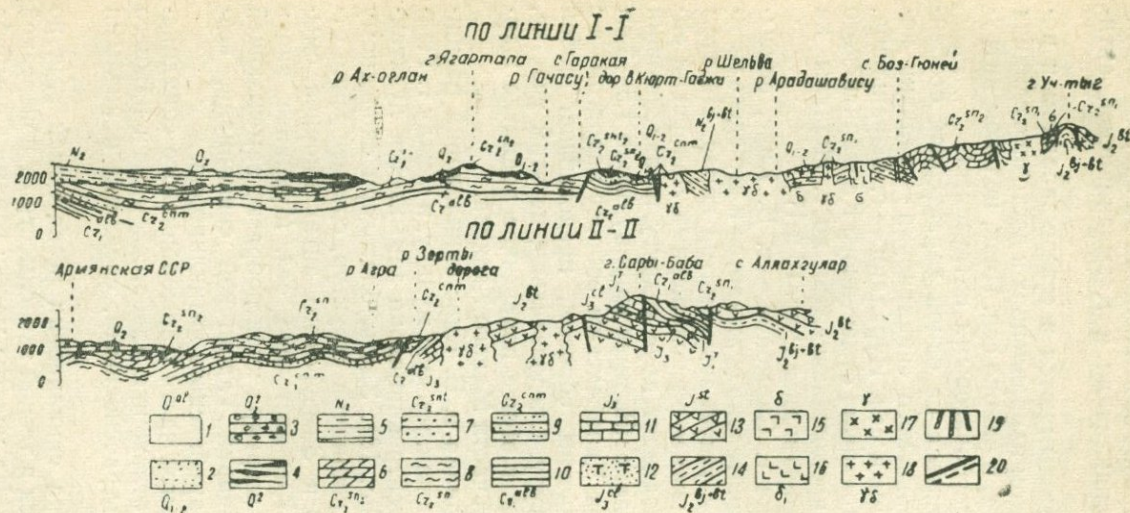


Рис. 17

Геологические профили среднего течения р. Акера

1 — современные отложения и молодые речные террасы; 2 — акеринская свита — пеллово-суглинково-галечниково-континентальные отложения; 3 — герюсиинская свита — пирокластические, туфогенные и континентальные образования; 4 — потоки андезито-базальтовых лав; 5 — вулканогенная толща массива горы Ишихлы; 6 — верхний сенон (кампан-маастрихт) — пелитоморфные известняки и мергели; 7 — верхний сантон-известковистые конгломераты, гравелиты, песчаники и глины; 8 — нижний сенон (коньяк-сантон) — диабазовые, мандельштейновые и плагиоклазовые порфириды и их туфы, туфобрекчии и ожелезненные аргиллиты; 9 — сеноманский ярус — известковистые конгломераты, песчаники и глины; 10 — альбский ярус — песчано-глинистые отложения; 11 — титонский ярус — окремненные и кристаллические известняки; 12 — келловейский ярус — туфобрекчии, туфиты, туфопесчаники и пр.; 13 — батский ярус — туфы, туфобрекчии, туфопесчаники, туфоконгломераты, порфириды; 14 — средняя юра без определения — покровы порфиридов, туфы и туфобрекчии; 15 — ультраосновные интрузии — серпентиниты и серпентинизированные дуниты, пироксениты; 16 — габбро-амфиболиты; 17 — гранодиорит-порфириды; 18 — гранодиориты, аплиты, кварцевые диориты, плагиограниты, кварцевые и бескварцевые диориты порфириды и кварцевые порфириды; 19 — дайки кварцевые и бескварцевые диоритовые порфириды, диабазовые порфириды, андезиты, андезито-базальты, плагиоплиты и спессартиты; 20 — надвиги сбросы, взбросы.

ния сильно перемяты с образованием плейчатых структур, сложных и неправильных мелких складок, небольших разрывов и зон дробления. В пределах же Алджанлинской мульды складчатость, конечно, по сравнению с зоной смятия, менее напряженная, но достаточно сложная (рис. 19). Здесь выделяются сильно сжатые и асимметричные две антиклинали, разделенные синклиналиями, причем расположенные несколько кулисообразно. При почти широтном простирании мульды они пересекают ее под косым углом и срезаются взбросо-над-

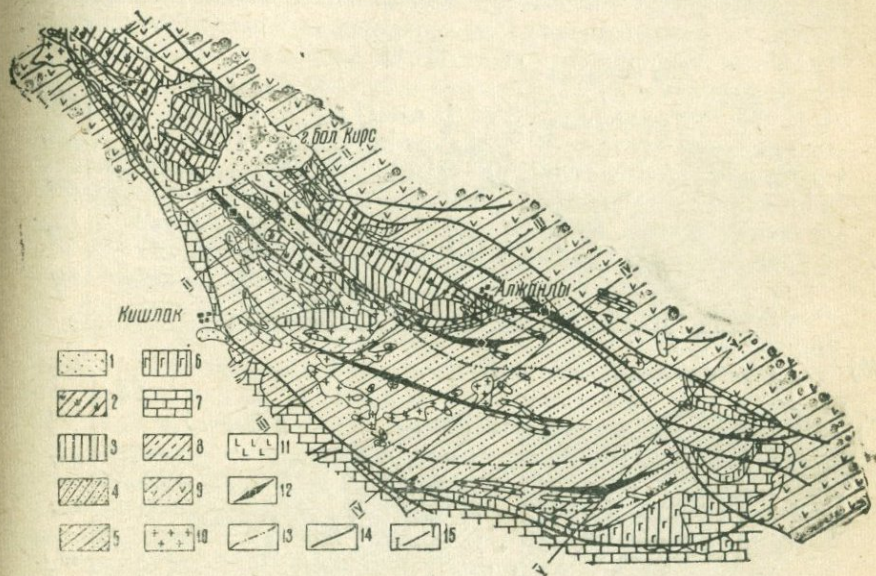


Рис. 18

Геологическая карта Алджанлинской мульды (составили Э. Ш. Шихалибеги, Г. П. Корнев, А. А. Байрамов с дополнениями А. Я. Насирова)

1 — четвертичные отложения; 2 — нижний сенон-вулканогенно-осадочные породы; 4 — отложения сенонманского яруса; 5 — отложения альбского яруса; 6 — отложения кимериджа; 7 — известняки верхнего оксфорда; 8 — отложения келловей — оксфорда; 9 — отложения бага; 10 — верхнеэоценовые кислые интрузивы; 11 — верхнемеловые ультраосновные интрузивы; 12 — оси антиклинальных складок; 13 — оси синклиналиных складок; 14 — сбросы, взбросы и надвиги; 15 — линии профилей

вигом. Последний, разветвляясь здесь на несколько взбросов, сильно осложняет восточную центроклиналь синклинория, пересекает ее и переходит на северное крыло Замзурского антиклинария. Южное крыло синклинория (или Алджанлинской мульды) срезано Башлыбель-Лачинским взбросом с амплитудой смещения порядка 800—1200 м и убывает к юго-востоку.

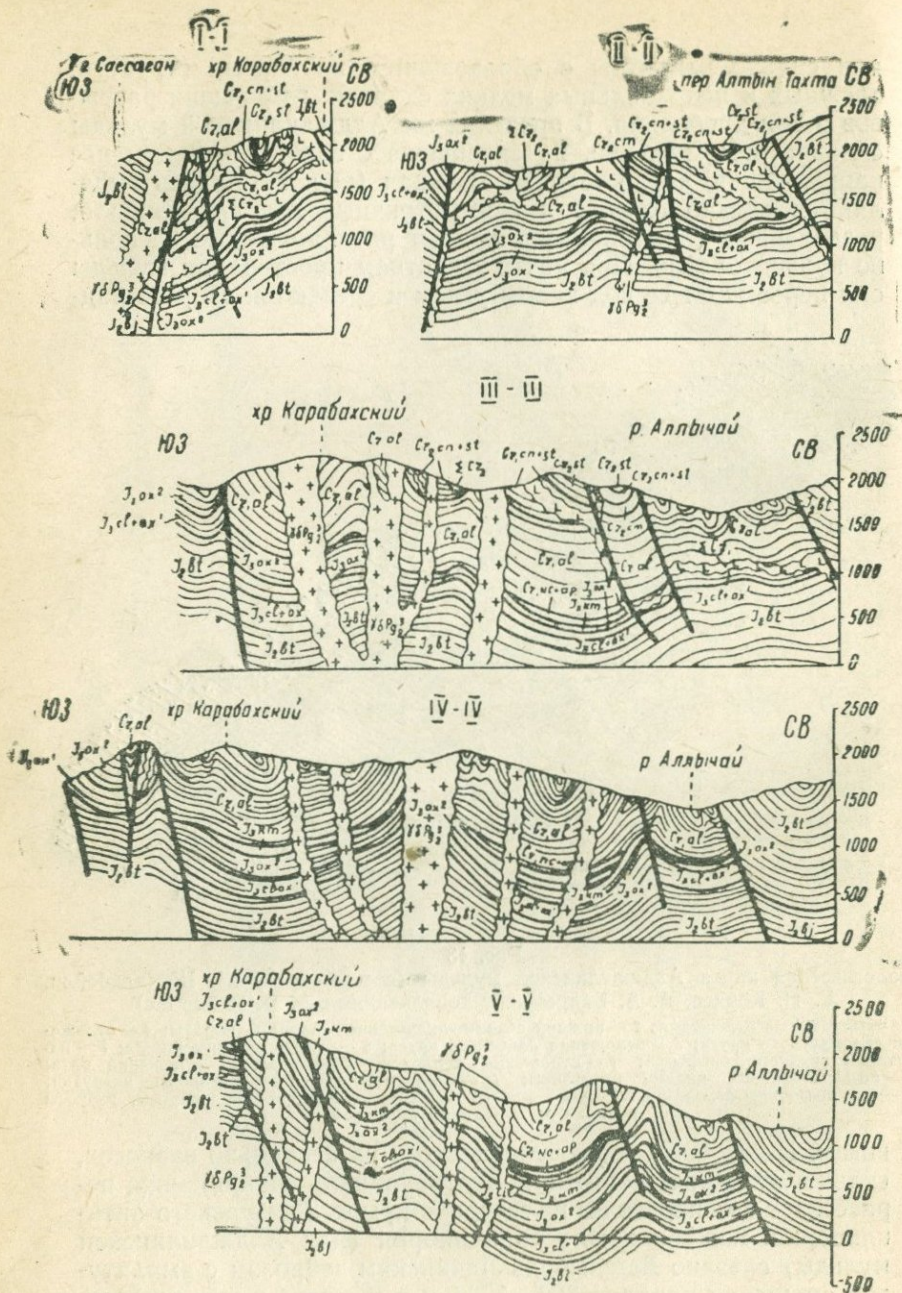


Рис. 19

Геологические профили Алджанлинской муьды (составил А. Я. Насиров).
Условные обозначения см. рис. 18

В этом же направлении возрастает крутизна плоскости взброса. С юга Алджанлинская мульда восточнее вершины г. Сарымсаглы на коротком расстоянии сливается Хузабиртским синклинорием, расположенным южнее Замзурского антиклинория. Восточнее эта мульда сопрягается с последним, северное крыло которого здесь построено довольно просто, в виде крутой моноклинали, осложненной чешуйчатыми взбросами.

Гадрутская синклиальная полоса

Юго-восточнее г. Мухранес, постепенно погружаясь, она расширяется, образуя широкий, раскрывающийся к юго-востоку прогиб, выполненный поочередно отложениями альба, сеномана, нижнего и частично верхнего сенона. Восточнее она уходит под наложенный Нижнеараксинский синклинорий. Наибольшей ширины эта синклиальная полоса достигает восточнее юго-восточной периклинали Карабахского антиклинория в междуречье Козлучая и Куручая. Здесь, севернее последней, эта структура граничит с Мачкалашенской антиклиналью по сбросу. По данным М. Д. Гаврилова, амплитуда последнего — более 2000 м.

На фоне общего широтного простираня синклинали наблюдается некоторое изменение простираня составляющих структур, которые на северном крыле синклинали имеют северо-восточное, а на южном — юго-восточное направление, что связано с положением окружающих крупных структур. На западе строение синклинали сравнительно сложное, здесь прослеживается три узких синклинали и две антиклинали.

Восточнее в отложениях нижнего сенона эти складки вылаживаются. На погружении этой синклиальной полосы, в отложениях верхнего сенона, выявлены мелкие складки северо-восточного простираня. Продолжение этой синклиальной полосы под Нижнеараксинскую депрессию намечается полосой отрицательных аномалий силы тяжести между Физули и Горадизом. Бурением здесь выявлена крупная синклиальная складка в меловых отложениях широтного простираня, выполненная майкопской свитой.

Замзурский антиклинорий

Зарождается он у погружения Карабахского антиклинория, по отношению к которому расположен несколько кулисообразно. С юго-запада антиклинорий ограничен Лачин-Башлыбельским разломом. Эта структура, на западном, более

погруженном продолжении которой развивается Сарыбабинский синклинорий, выполненный мелом, сложена юрскими отложениями, и, очевидно, отвечает нижнему структурному этажу последнего. Воздымание юрских отложений и их антиклинорное строение связаны с наличием здесь поперечного поднятия и хорошо согласуются с наложенным характером Сарыбабинского синклинория, сложенного меловыми и палеогеновыми образованиями, и кроме того, подтверждает наши предположения о принадлежности юрского структурного этажа меловых прогибов Малого Кавказа к горст-антиклинориям. Западная часть антиклинория отчетливо рисуется по обнажениям на дневной поверхности, а восточная скрыта под молодыми отложениями Нижнеараксинского синклинория. Контуры антиклинория хорошо очерчиваются выходами юрских отложений между сел. Гадрут и г. Зиарат. Антиклинорий резко асимметричный, северо-восточное крыло его сравнительно пологое, а юго-западное — крутое или даже запрокинутое.

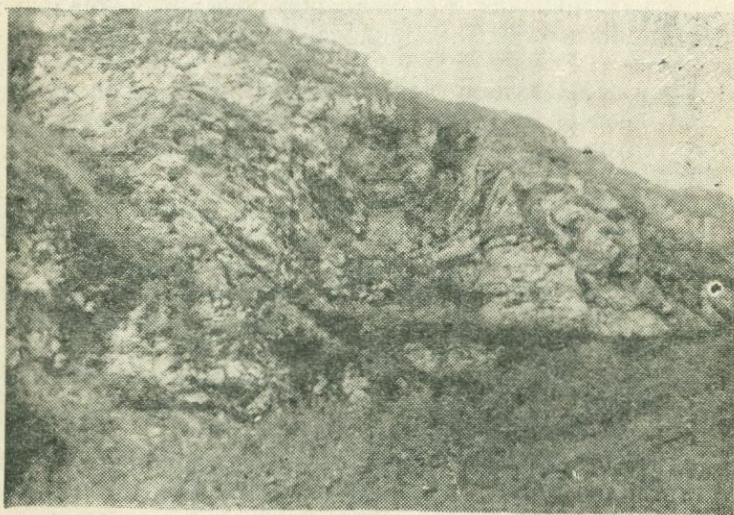


Рис. 20

Складчатость в верхнеюрских известняках горы Зиарат

Складчатая структура северо-западной оконечности антиклинория довольно проста. Здесь мы имеем всего лишь одну антиклиналь, осложненную чешуйчатыми взбросами значительной амплитуды. Восточнее меридиана г. Гюллюджа в

связи с крутым воздыманием антиклинория возник пучок мелких складок (рис. 20). Ширина их в большинстве случаев не более 1 км и только в местах наибольшего воздымания шарнира в некоторых случаях достигает 1,5—2 км. Хотя в целом простираение складок близко к простираанию антиклинория, в расположении их наблюдается некоторая кулисообразность. Так, крайняя южная складка, берущая начало на г. Гюллюджа и протягивающаяся в лузитанских известняках вдоль южного подножья г. Зиарат, юго-восточнее последней отклоняется к сводовой части антиклинория. На южном же крыле антиклинория, у сел. Агджакент, зарождается новая антиклиналь, параллельная первой. В районе между сс. Дашбаши и Араюль появляется третья антиклиналь, тогда как первая — Зиаратская — здесь уже затухает.

Для Замзурского антиклинория характерно широкое развитие взбросов. Они начинаются на южном крыле северо-западной г. Гюллюджа, а в районе последней и восточнее разветвляются с образованием пучка почти параллельных разрывов (рис. 21).

На северном крыле антиклинория такое же разветвление испытывают разрывы, являющиеся продолжением Карабахского взброс-надвига. В результате восточнее г. Зиарат антиклинорий оказывается разбитым целой серией взбросов, проходящих один от другого на расстоянии 1—2 км. Некоторые разрывы проходят диагонально простираанию структуры (рис. 22).



Рис. 21

Тектонический контакт известняков оксфорда с отложениями келловея у г. Гюллюджа (на снимке — зеркало скольжения)

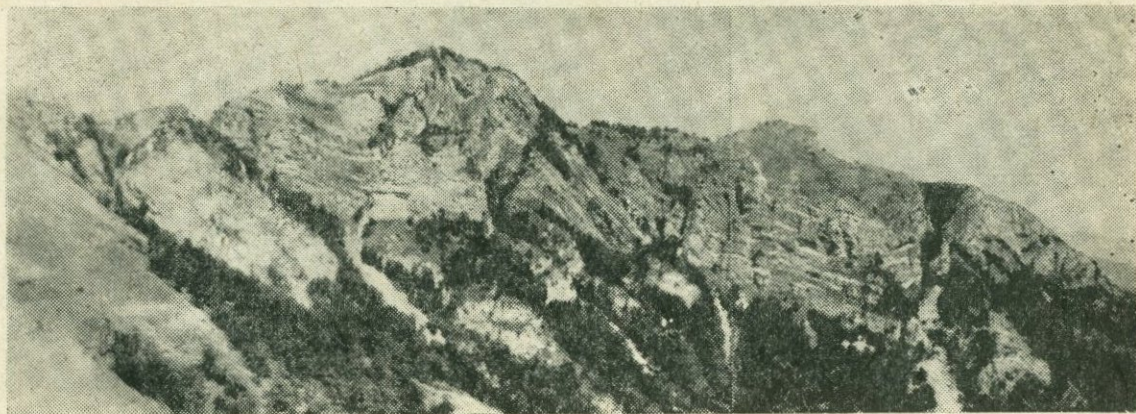


Рис. 22

Складки в известняках оксфорда, осложненные разрывами у зимовки Сакин-юрт на Карабахском хребте

Данная зона занимает высоко приподнятую область центральной Армении с ее многочисленными классическими вулканами плиоценового и антропогенного времени. На юго-восток она располагается юго-западнее Севано-Карабахской зоны и отделяется от последней протяженным Лачин-Башлыбельским разломом — восточной ветвью Анкаванского разлома.

В пределах описываемой зоны в изученной части Малого Кавказа расположены Лачинский приразломный антиклинорий, Старотагская антиклинальная и Хузабиртская синклинальная полосы, Гочасский синклинорий, Кельбаджарская наложенная мульда и Кафанский антиклинорий (рис. 3).

Лачинский антиклинорий

Располагается юго-западнее Сарыбабинского синклинория и протягивается почти с берегов р. Аракс на юго-востоке до района сел. Башлыбель на северо-западе (верховья р. Тутхун), имея протяженность по выходам юрских отложений около 65 км, а по меловым — около 100 км, при ширине от 2—3 до 7—8 км.

Антиклинорий сложен в основном осадочно-пирокластической подформацией бата и известняково-пирокластической формацией верхней юры, которые слагают соответственно его осевую полосу и крылья. Северо-западнее слияния рек Пчанисчай и Шальва и до сел. Башлыбель антиклинорий прослеживается по выходам мергельно-терригенной формации мела и несогласно на них залегающим в синклиналях подводной андезито-пирокластической и наземно-вулканогенной формациям эоцена и плиоцен-атропогена.

Отложения бата трассируют осевую полосу антиклинория и неизменно прослеживаются на значительное расстояние от района сел. Старый Таг на юго-востоке и до сел. Бюлевлик на северо-западе, где, не доходя до сел. Шальва, периклинально замыкаясь, срезаются интрузией. Антиклинорий наиболее отчетливо и полно представлен в долине р. Каладарсы, левого притока р. Акера, по линии Лачин-Лысогорск.

Здесь, в наиболее приподнятой части симметрично на крыльях его залегают известняки верхнего оксфорда, которые на юго-востоке, в связи с плавным погружением шарнира антиклинория, играют заметную роль в его строении. Так, например, начиная с меридиана г. Б. Кирс и восточнее происхо-

дит пучкообразное ветвление (виргация) до того единой структуры. Отдельные, составляющие антиклинорий, структуры надвинуты друг на друга и опрокинуты на юг. Чешуйчатое строение наглядно видно в юго-восточном периклинальном замыкании антиклинория, в отложениях келловея — оксфорда по р. Суарасы и восточнее. Как было указано, воздымание шарнира антиклинория в Лачин-Лысогорском пересечении соответствует как общему подъему всех складчатых структур, так и очередному поперечному антиклинальному перегибу по линии Каракенд—Ашан—Кагардзи—Багурхан—Бугадаг—(Лысогорск)—Лачин—Татев.

Погружение же Лачинского антиклинория несколько восточнее сел. Суарасы соответствует очередному поперечному синклинальному перегибу всех складчатых структур по линии Мартуни—Красный Базар—Алджанлы—Суарасы—Кубатлы и далее. Отметим, что вышеперечисленные поперечные структуры охватывают полосы шириною более 5—6 км.

В пределах рассматриваемого отрезка Лачинский антиклинорий характеризуется развитием диагональных складок в ядре и простым моноклинальным строением крыльев. При общем простирании антиклинория на ЮВ $135-140^\circ$ составляющие его антиклинали простираются на ЮВ $120-125^\circ$. Начиная с присводовой части первого, вторые кулисообразно заходят одна за другую и затухают у северного крыла антиклинория, не затрагивая верхнеюрские отложения. Только самая южная — Чеменская антиклиналь проходит от южного крыла до свода антиклинория и является основной складкой последнего в его суженной юго-восточной части. Юго-восточнее периклинального замыкания Лачинского антиклинория, восточнее меридиана г. Гюллюджа, вдоль осевой полосы антиклинория, вследствие его виргации, формируется Хузабиртская синклиналь, которая отделяется от него поперечным сбросом. Здесь севернее и южнее упомянутой синклинали кулисообразно по отношению к Лачинскому антиклинорию в юго-восточном направлении протягиваются соответственно Замзурский антиклинорий и Старотагская антиклинальная полоса.

Резкое погружение шарнира антиклинория на северо-западе, у слияния рек Шальва и Пчанис (район г. Гюранбаба и сел. Блевлик), по-видимому, тесно связано с наличием упоминавшегося поперечного Каркарчай-Ишихлинского синклинального перегиба слоев глубокого заложения. Здесь, одновременно с погружением отложений бата, происходит быстрое нарастание мощностей несогласно на них залегающих меловых отложений от альба до верхнего сенона, которые почти

тут же покрываются эоценовыми отложениями, так что минимальное погружение юрских отложений, учитывая мощности обнажающихся здесь меловых и более молодых отложений, составляет величины порядка 2—2,5 км. Это дает основание считать, что здесь мы имеем дело не просто с синклинальным перегибом слоев, а с флексурным изгибом их, все более углубляющимся в юго-западном направлении.

Прослеживание северо-западного продолжения антиклинория в меловых отложениях связано с определенными трудностями, ибо ограничивающие эту структуру синклинории также сложены меловыми образованиями. Тем не менее это удается по наличию ограничивающих сбросов, изменению фаций, мощностей меловых отложений и их различию в этих структурах. Так, в верховьях р. Шальва к западному продолжению Лачинского антиклинория нами отнесены с севера на юг Чалбаирская и Кабангядыкская синклинальные и расположенные между ними Шальвачайская антиклинальные складки.

Синклинали выполнены верхним мелом (Кабангядыкская) и эоцен-плиоценовыми отложениями (Чалбаирская). В основном они построены симметрично, имеют пологие крылья, а у флексурного изгиба слоев (или же синклинального перегиба) приближаются к брахиантиклинориям и с юго-запада срезаны взбросо-надвигами. Вдоль осевой полосы Чалбаирской синклинали протягивается западное продолжение Шальва-Лачинской интрузии. Разделяющая эти синклинали Шальвачайская антиклинальная складка вырисовывается по выходам отложений альба, построена асимметрично, крылья ее осложнены дополнительной складчатостью, а вдоль осевой полосы выступают мелкие тела гранитоидного состава.

В северо-западном направлении, с приближением к Мыхтеканскому хребту, шарниры этих структур воздымаются, мощности меловых отложений убывают и они резко несогласно покрываются более молодыми образованиями, сложенными в Мыхтеканскую синклиналь северо-восточного простиранья. Это и новое возрастание мощностей альба в бассейне р. Тутхун (соответствующие данные приведены при описании Калабайнинской синклинали) дают основание предполагать высокое положение юрского и быть может эопалеозойского структурных этажей, под Мыхтеканским хребтом и о возможном продолжении вдоль него Хачинчайского сброса или же флексурного изгиба слоев. Здесь, в бассейнах правых притоков р. Караханчаллычай (верховья р. Тутхун), между Сарыбулахским и Мыхтеканским хребтами, на значительной площади обнажаются отложениями альба, которые интенсивно

дислоцированы и гофрированы. Севернее выступают отложения верхнего мела, а южнее — как меловые, так и кайнозойские отложения.

Таким образом, в строении этой части Лачинского антиклинория принимают участие отложения альба, обнажающиеся в приосевой полосе антиклинория, и сеномана, сохранившиеся в мульдах синклинальных складок. Крылья антиклинория сложены на севере сеноманом, срезанным Башлыбельским разломом, а на юге — сеноманом, верхним сеноном, средним и верхним эоценом, полого падающим на юго-запад. Антиклинорий погружается в северо-западном направлении и потому на левобережье р. Баритты обнажается лишь кровля альбских отложений. Здесь, кроме маломощного сеномана и верхнего сенона, значительным развитием пользуются отложения среднего эоцена и плиоцена, собранные в меридиональную Сарыбулахдагскую синклиналь Кельбаджарской наложенной мульды. Здесь, так же как и в Мыхтеканском хребте, нижние структурные этажи, по-видимому, значительно приподняты (см. выше), что связано с Тертерским сбросо-сдвигом, который на данном участке может быть квалифицирован как флексурный изгиб слоев, но в виде поперечных сбросов обновленный после мелового времени. Благодаря этим глубинным тектоническим структурам верховья долины р. Тертер значительно опущены и выполнены эоцен-антропогеновыми лавовыми образованиями, очагами излияния которых явились эти же сбросовые нарушения глубокого заложения.

В верховьях р. Тутхун, в поперечном сечении Лачинского антиклинория с севера на юг выделяются Башлыбельская, Шальвачайская и Чалбаирская антиклинальные (первые две) и синклинальная складки.

Башлыбельская антиклинальная складка сложена (отложениями альба и сеномана и отделяется от Сарыбабинского синклинория региональным Башлыбельским глубинным разломом, к которому приурочена удлиненная апофиза Шальва-Лачинской кварцево-диоритовой интрузии. Восточнее эта структура срезана упомянутым разломом.

Чалбаирская синклиналь здесь вырисовывается по выходам вдоль ее осевой линии уцелевших от размыва отложений сеномана и верхнего сенона у вершины гор. Гюнти и Агдаг. Шальвачайская антиклиналь прослеживается по выходам альба в верховьях правых притоков р. Караханчаллычай, между Мыхтеканским и Сарыбулагдагским хребтами. Крылья структуры сложены более молодыми отложениями.

Необходимо отметить, что общее строение Лачинского антиклинория здесь осложнено рядом наложенных поперечных складок северо-восточного простирания, осложненных многочисленными сбросами того же направления, с которыми связаны выходы мелких интрузивных тел кварц-диоритового состава.

Вдоль северо-восточного крыла Лачинского антиклинория, на всем его протяжении от сел Башлыбель на северо-западе и до меридиана г. Гюллюджа на юго-востоке, протягивается система взбросов, объединяемых в единый Башлыбель-Лачинский разлом глубокого заложения. Этот разлом служит стыком между отложениями бата и нижнего мальма антиклинория и верхним и нижним сеноном Сарыбабинского синклинория. Подсчет показывает, что амплитуда разлома в наиболее приподнятой части структуры определяется величиной около 2—2,5 км, которая постепенно убывает как к северо-западу, так и к юго-востоку.

Этот разлом не только отделяет смежные крупные структурные зоны, но на юго-западе служит разграничительной поверхностью распространения гипербазитовых интрузий, частично контролирует интенсивность верхнемелового и палеогенового вулканизма и является выводным каналом или путем проникновения гранитоидной магмы в верхние слои земной коры в палеогеновое время. Эти особенности разлома и живучесть его во времени дают основание считать его разломом глубокого заложения, являющимся крайней юго-западной ветвью разломов, пересекающих ложе Сарыбабинского синклинория или грабен-синклинория.

Вдоль юго-западного крыла Лачинского антиклинория, по левобережью р. Акера, в северо-западном направлении через г. Лачин и до р. Шальва проходит взброс, который приводит юрские и меловые отложения этой структуры в тектонический контакт с меловыми отложениями расположенного южнее Гочасского синклинория. Плоскость взброса падает на СВ под углом 50—55°. В связи с общим погружением антиклинория в северо-западном направлении, сопровождающий его взброс в долине р. Шальва распадается на две ветви. Одна из этих ветвей в виде круто падающего сброса с перерывами прослеживается в северо-западном направлении от Пирджанского моста на р. Шальва до нижнего Истису в верховьях р. Тертер. Вторая ветвь нарушения уже в виде круто падающей на юго-запад системы взбросо-надвигов с перерывами прослеживается с нижнего течения р. Гочасчай вплоть до истоков рр. Тутхун и Тертер и далее на запад к Восточно-Гок-

чинскому хребту, осложняя внутреннее строение Гочасского синклинория. Юго-восточнее гор. Лачин основной взброс прослеживается до г. Чемен, к восточной периклинали антиклинория.

Плоскость сбрасывателя падает на северо-восток под различными углами: от 40—45 до 80—90°. Местами к этой зоне нарушения, начиная с г. Чемен и до сел. Башлыбель, приурочены выходы мелких интрузивных тел кислого и среднего состава.

Приведенные данные показывают, что разрывные смещения юго-восточной периклинали Карабахского антиклинория перисто отходят от Карабахского взброса-надвига и, направляясь к запад-северо-западу, вдоль северного крыла Лачинского антиклинория объединяются в единую систему разломов глубокого заложения со значительной амплитудой. Система сбросовых нарушений Замзурского антиклинория—восточной периклинали Лачинского антиклинория и Старотагской антиклинальной полосы, соответственно осложняют как южное крыло первого на востоке, так и внутреннее строение Гочасского синклинория. Западнее и северо-западнее периклинали Лачинского антиклинория также наблюдается перистое расположение разрывных нарушений по отношению к Башлыбель-Лачинскому разлому северного крыла антиклинория. Надо полагать, что такое же явление присуще и осевой полосе его, но там разрывы, быть может, замаскированы крупной интрузией.

Из этих данных следует, что описываемая структура, являясь приразломным антиклинорием, в современной складчатости представляет горст-антиклинорий.

Осевая полоса Лачинского антиклинория интродуцирована удлиненной Шальва-Лачинского гранодиоритовой и кварцдиоритовой интрузией. Непрерывные выходы последней прослеживаются от долины р. Каладарасы в северо-западном направлении вплоть до г. Кешиштапасы над сел. Шальва, на расстоянии 40 км.

Северо-западнее как в верховьях Шальвы, так и в верховьях р. Тутхун, в районе с. Башлыбель в отложениях мела и палеогена имеются многочисленные апофизы этой интрузии. Юго-восточнее р. Каладарасы, вдоль Башлыбель-Лачинского разлома, фиксируются небольшие, но довольно многочисленные выходы интрузивных тел типа даек, штоков и апофиз, представленных роговообманковыми дацитами, андезито-дацитами и андезитами, которые указывают на их относительную молодость.

Наоборот, вдоль южного взброса выступают многочисленные мелкие тела гранодиорит-порфира, диорита, габбро-диорита и габбро, что нами ставится в зависимость от удаленности их от Шальва-Лачинского интрузива, от положения их в структуре и в зависимость от вмещающих пород.

Старотагская антиклинальная и Хузабиртская синклиналильная полосы

Юго-западнее зоны смыкания Лачинского и Замзурского антиклинориев располагается Старотагская антиклинальная полоса. Она отделяется от восточной оконечности первого и западной оконечности второго узкой Хузабиртской синклиналильной полосой, выполненной сеноманскими, альбскими и частично верхнеюрскими отложениями. Здесь зафиксированы четыре антиклинали с разделяющими их синклиналями. В остальных сечениях можно выделить не более двух складок. Здесь, так же как и в структуре других антиклинориев и синклинориев, проявляется кулисообразность или, точнее, диагональное расположение складок по отношению к крупным структурам. В строении Старотагской антиклинальной полосы принимают участие отложения средней и верхней юры. В пределах этой структуры выделяются две антиклинальные складки в северо-западной части и три — в юго-восточной. Большое количество разрывных нарушений и некоторые взбросы, характеризующиеся амплитудами смещения в 1000—1500 м, придают структуре чешуйчатое строение.

Гочасский синклинорий

Синклинорий является наиболее крупным структурным элементом Мисхано-Кафанской зоны. В различных своих сечениях он выполнен осадками разного возраста и фаций, зачастую отсутствующих в пределах уже рассмотренных структур данной зоны. Указанные особенности синклинория тесно связаны со сложной, часто меняющейся историей его развития, расшифровка которой затруднительна ввиду значительного распространения послемеловых вулканогенных, осадочно-туфогенных и континентальных образований, маскирующих его внутреннее строение.

Эта обширная плоскодонная асимметричная синклиналиная депрессия на юго-западе занимает Алагелларское, Карабахское и Герусинское плато и протягивается от берегов р. Аракс на юго-востоке до Восточно-Гокчинского хребта на

северо-западе, где уходит под более молодые образования бассейна оз. Севан.

Таким образом, юго-западное крыло синклинория пологое, разбито сбросами и построено просто, тогда как северо-восточное крыло крутое, построено сложно и разбито взбросами и надвигами.

Синклинорий, в основном, занимает бассейн р. Акера и истоки р. Тертер.

Юго-западное крыло синклинория на всем своем протяжении замаскировано плиоцен-антропогенными лавами, пирокластическими излияниями и субаэральными образованиями. Имеющиеся косвенные данные, отмеченные в начале данного раздела, указывают на наличие вдоль юго-западного крыла синклинория ныне замаскированного новейшими образованиями крупного Исихлинского разлома — ветви Анкаванского разлома бассейна оз. Севан. На юго-востоке, в бассейне р. Баргушатчай, крутое моноклинальное погружение меловых и более молодых образований северо-восточного крыла Кафанского антиклинория под четвертичные отложения осевой полосы синклинория также подтверждают существование в междуречье Акеры и Баргушетчая флексурного изгиба слоев или же разлома значительной амплитуды.

В строении синклинория принимают участие: 1) мергельно-пирокластическая формация мела с мергельно-терригенной, осадочно-пирокластической и мергельной подформациями альб-сеномана, нижнего и верхнего сенона; 2) туфогенно-терригенная формация с морской терригенной и туфогенно-флишовой подформациями олигоцен—нижнего миоцена и среднего эоцена; 3—4) наземно-вулканогенная и континентально-субаэральная формации с липарит-дацитовый, андезит-дацитовый, андезит-базальтовый, пирокластической и суглинисто-галечниковой подформациями плиоцен-антропогена.

Надо отметить, что, за исключением мергельно-пирокластической формации мела, все вышележащие формации являются наложенными и что если мощности первой убывают в северо-западном и юго-западном направлениях, то мощности вторых в указанном направлении возрастают. Кроме того, если вдоль северо-восточного крыла синклинория развиты линейно-вытянутые складки и им подчиненные разрывные нарушения северо-западного простирания, то на северо-западе, в зоне воздымания шарнира синклинория, развиты обширные плоские синклинали, разделенные узкими асимметричными антиклиналями, которые разбиты сбросовыми нарушениями различного направления. В зонах уменьшения мощностей ме-

ловых отложений роль разрывных нарушений значительна, и они порой имеют сетчатое расположение.

Юго-западные продолжения перечисленных выше поперечных прогибов и поднятий в пределах синклинория замаскированы плиоцен-антропогеновыми отложениями и потому прослеживание их здесь затруднительно. Однако по некоторым косвенным данным все же они могут быть восстановлены.

Юго-западное продолжение Каркарчайского поперечного прогиба отмечается значительным развитием верхнесенонской мергельной подформации к западу от северо-западной периклинали Лачинского антиклинория, в среднем и верхнем течении р. Гочас.

Следует отметить, что наличие в этих отложениях мощной пластовой интрузии габбро, вероятно, также связано с этим прогибом. Мартуни-Алджанли-Кубатлинский прогиб в пределах синклинория выявляется наличием и сравнительно широким развитием верхнего сена западнее г. Дагтумас, в левобережье Акеры и в районе Кубатлы, а также зоена и майкопа в последнем.

Каракенд-Б. Кирс-Татевское поперечное поднятие, проявление которого в полосе синклинория не ощущается, в пределах юго-западнее расположенного Кафанского антиклинория может быть намечено по выходам верхнеюрских отложений и по сокращенным мощностям мела. Ввиду того, что в этом сечении синклинория широко распространены акеринская и герюсинская свиты, маскирующие меловые отложения, то прослеживание составляющих его структур возможно лишь западнее и восточнее. Кроме того, наиболее напряженная тектоника в пределах синклинория наблюдается именно в этих направлениях, т. е. в полосах поперечных прогибов.

Судя по обнажениям меловых отложений в левобережье р. Акера, вся эта полоса принадлежит к северо-восточному приподнятому крылу синклинория, так что осевая полоса его, надо полагать, протягивается с низовьев р. Акера к верховьям р. Гочасчай в северо-западном направлении (сел. Ханлых — правобережье р. Акера — р. Ильдрымсу — г. Катырдаш — сел. Багырсах).

Юго-восточнее г. Лачин в поперечном сечении синклинория выделяются (при ширине синклинория свыше 30 км) Башаратская на севере и Кубатлинская на юге синклинальные полосы, разобщенные Акерачайской антиклинальной складкой, примерно соответствующей осевой полосе первой.

Акерачайская антиклиналь имеет сундучное строение и вдоль крыльев разбита взбросами значительной амплитуды —

порядка 700—1000 м (которая с глубиной возрастает). В связи с этим в данном сечении синклиорий приобретает ступенчатое строение, причем опустившимся и наиболее прогнутым является его юго-западное крыло (соответствующее выделенной здесь Кубатлинской погребенной синклинали), сложенное почти горизонтально залегающими плиоцен-антропогеновыми отложениями. Надо полагать, что эта единственная на Малом Кавказе структура (за исключением, быть может, Предмалокавказского краевого прогиба), испытавшая с верхней юры и до антропогена непрерывное прогибание, прерванное, быть может, лишь в миоцене.

В связи с этим рассматриваемый отрезок синклиория, т. е. Кубатлинская погребенная синклиналь (в междуречье Баргушатчая и Акеры) в современной структуре рисуется как необращенная синклинальная структура с интенсивным плиоцен-антропогеновым вулканизмом на северо-западе.

В поперечном сечении Башаратской синклинальной полосы выделяется ряд асимметричных и узких складок на севере и сравнительно пологих, разбитых взбросами, — на юге. Наиболее крупный и протяженный из взбросов Дагдумасский, срезая южное крыло синклинали, значительно и круто опустил северное крыло Акерачайской антиклинали. Этот взброс северо-западнее, у берегов р. Акера, уходит под акеринскую свиту и далее не обнажается; на северо-западе он, видимо, срезает уже южное крыло антиклинали.

Северо-западнее, в Лачинском пересечении, в связи с общим воздыманием шарнира синклиория, Акерачайская антиклинальная складка, значительно воздымаясь, суживается и становится гребневидной, а Башаратская синклинальная полоса, имея уже незначительную (5—6 км) ширину, состоит из трех пологих плоскодонных синклиналей и разделяющих их антиклиналей. Северо-восточное крыло структуры разбито системой сбросов, из коих Шальвачайский взброс является наиболее протяженным и значительным. Характерно, что здесь на фоне общих минимальных значений аномалий силы тяжести, Акерачайская антиклинальная складка фиксируется как Минкендский максимум. Это, вероятно, объясняется неглубоким залеганием основных интрузий, или же высоким положением складчатого основания. В этом сечении Кубатлинская синклинальная полоса нам представляется как сравнительно узкая и глубокая синклинальная складка.

Западнее, в междуречье Шальвы и Гочаса, в поперечном сечении Башаратской синклинальной полосы, выделяются две асимметрично построенные гребневидные антиклинали и,

соответственно, обширные и глубокие синклинали. Последние, в связи с погружением шарнира синклинория в северо-западном направлении, значительно расширяются, и мощности выполняющих их осадков возрастают. Описываемая синклиналичная полоса вдоль южного крыла срезана Шальвачайским взбросом, плоскость которого круто падает на северо-восток. Акерачайская антиклинальная полоса, состоящая из ряда складок, разбита многочисленными разно ориентированными сбросовыми нарушениями, из коих Агбулагский взброс, срезая юго-западное крыло антиклинали, падает в том же направлении. Следовательно, Акерачайская антиклинальная полоса в верховьях бассейна р. Гочасчай (полоса поперечного прогиба) грабенообразно опущена и, в свою очередь, разбита меридиональными сбросами, возникшими уже в начале воздымания шарнира синклинория на склонах Мыхтекийского хребта.

В связи с этим надо полагать, что воздымание шарнира структуры сопровождается поперек оси последней расколами, ступенчато приподнявшими этот участок. Северо-западнее описываемый синклинорий на северо-востоке уходит под палеогеновые осадки поперечной синклинали Мыхтекийского хребта. В центральной части структура интродуцирована полифазной Далидагской граносенитовой интрузией, а южнее покрыта плиоцен-антропогеновыми лавовыми излияниями. Элементы северного крыла синклинория и равно Башаратской синклинали можно видеть под палеогеновыми осадками Мыхтекийского хребта на северных склонах Далидага (рис. 23). Интрузия в основном приурочена к осевой полосе Акерачайской антиклинали, которая, по-видимому, прослеживается вдоль линии г. Катырдаш — сел. Багирсах и по р. Карахач на Кетидагском хребте.

Кроме того, следует отметить, что поле интрузива приурочено к крупным сбросо-сдвигам (Тертерскому и Хачинчайскому), которые, как было отмечено, соответствуя поперечному поднятию, создают блоковое строение и значительно приподнимают доальпийский субстрат, особенно в области перехода к смежным зонам.

В верховьях р. Минкендчай, Кубатлинская синклиналичная полоса рисуется в виде пологой и обширной синклинали, осложненной второстепенной складчатостью, замаскированной лавовыми излияниями. Надо полагать, что на северо-западе доальпийский субстрат значительно приподнят и центры плиоцен-антропогеновых вулканов приурочены к расколам фундамента, из коих наиболее значительным, вероятно, является Анкаван-Ишихлинский, прослеживающийся далеко в юго-восточном направлении в междуречье Акеры и Багуршатчая.

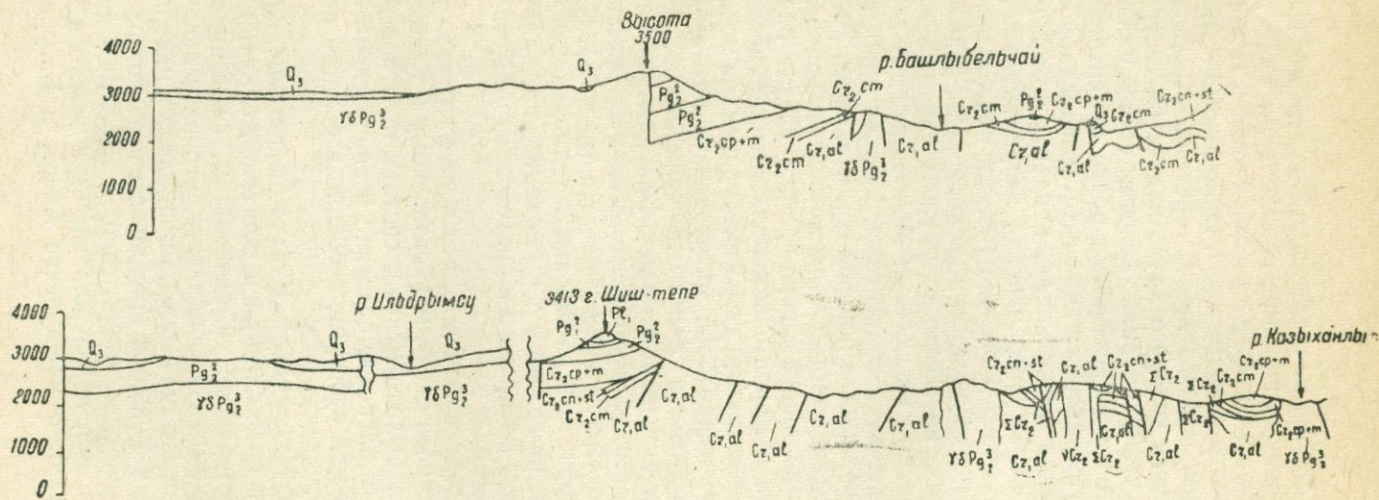


Рис. 23
Геологические профили верховьев р. Тутхун

Кельбаджарская наложенная мульда (синклиорий)

Кельбаджарская наложенная мульда была выделена в верховьях рек Тертер и Акера впервые в 1953 г. М.-А. Кашкаем, В. Е. Хаиным и автором (1953). Эта мульда, являясь крайне восточной структурой Армянского вулканического нагорья, располагается поперек интенсивно дислоцированных меловых структур юго-западной части Мисхано-Кафанской зоны. Кельбаджарская наложенная мульда возникла в результате послемеловых интенсивных дифференцированных движений вдоль Мровдагского, Тертерского и Хачинчайского поперечных сбросо-сдвигов и магматизма как вдоль последних, так и вдоль вновь оживших разломов глубокого заложения общекавказского направления (Лачин-Башлыбельский).

Описываемая структура выполнена средне- и верхнеэоценовой подводно-андезито-пирокластической и плиоцен-антропогеновой наземно-вулканогенной формациями. Первая состоит из подформаций туфогенного флиша и пирокластическо-лавовой, вторая же — из липарит-дацитовой и андезито-базальтовой.

Кельбаджарская наложенная мульда занимает в верховьях рек Акера и Тертер поперечное сечение погребенного продолжения Лачинского антиклинория и в бассейне последнего далеко заходит в пределы юго-западного крыла Сарыбабинского синклиория.

С юго-запада выполняющие эту структуру эоценовые отложения непосредственно примыкают и даже переходят в пределы Гочасского синклиория (район г. Далидаг, хребты Мыхтекян, Сарыбулагдаг и западнее), где они дислоцированы не согласно с подстилающими их меловыми отложениями.

Плавню погружаясь к северо-востоку, описываемая структура ступенчато опущена в северо-западном направлении. В результате наиболее приподнятая часть ее располагается на востоке в междуречье Акеры и Тутхуна, где в глубоких ущельях речных долин обнажаются меловые отложения, простирающиеся в северо-западном направлении. Эту часть наложенной мульды можно квалифицировать как двухъярусную структуру. Несмотря на то, что в истоках р. Тутхун, между хребтами Мыхтекян и Сарыбулагдаг, послемеловые отложения размыты, в меловых отложениях на фоне общекавказской складчатости можно уловить элементы наложенной северо-восточной складчатости. Все это указывает на формирование и подготовку палеогенового структурного плана в верхнемеловое время. Одновременно с этим следует отметить, что на фоне

основного северо-восточного направления наложенной складчатости в выполняющих мульду отложениях можно видеть складки общекавказского простирания, являющиеся унаследованными относительно таковых нижнемелового структурного этажа. Эти унаследованные складки соответствуют наиболее крупным структурам, отраженным в толще меловых отложений. Наряду с этим уместно отметить, что элементы унаследованности лучше всего сохранились в меловых синклиналях, а в местах сплошного развития эоценовых отложений они выявляются с трудом.

В пределах Кельбаджарской наложенной мульды с востока на запад выделяются Мыхтеканская, Човдарская, Сарыбулагдагская, Тертерская и Кетидагская соответственно поперечные синклинали и антиклинали, разбитые, в свою очередь, северо-восточными взбросами, ступенчато опустившими каждую западнее расположенную структуру по отношению к восточной.

Кроме этих структурных единиц по окраине Кельбаджарской наложенной мульды, в восточных отрогах Мыхтеканского и Сарыбулагдагского хребтов соответственно выделяются унаследованные палеогеновые синклинали — Чалбайрская и Узуняльская общекавказского простирания.

Мыхтеканская синклинали складка является наиболее восточной и высокоприподнятой структурой Кельбаджарской наложенной мульды. Она выявляется по резко несогласному залеганию среднеэоценовых отложений хребта (начиная с г. Шиштапа на юге и до г. Громова на севере) на отложениях альба, сеномана, нижнего и верхнего сенона северного крыла Гочасского синклинория, погребенного продолжения Лачинского антиклинория, и юго-западного крыла Сарыбабинского синклинория. Это несколько асимметричная, но довольно пологая синклинали складка северо-восточного простирания, выполненная плиоценовыми образованиями, выражена наиболее отчетливо на севере, в зоне Башлыбель-Лачинского глубинного разлома. Осевая полоса синклинали протягивается вдоль хребта и срезана северо-восточным взбросом, который хорошо прослеживается от г. Шиштапа на юге до площади распространения плиоценовых лав, где уходит под последние и где его проявление устанавливается по наличию центров излияния этого времени. По-видимому, вдоль этого взброса, являющегося юго-западной ветвью Хачинчайского сбросо-сдвига, западное крыло синклинали опущено по сравнению с восточным на 500—600 м.

Човдарская антиклинальная полоса

Выделяется она между Мыхтекянской и Сарыбулагдагской поперечными синклиналями в отложениях мела, южнее Башлыбельского разлома. Характерно, что здесь на преобладающую северо-западную складчатость накладываются элементы складчатости северо-восточной ориентировки. Это хорошо видно на поперечных отрогах Агдага и Гюнта, имеющих по отложениям верхнего мела в общем синклинальное строение, так что здесь, между г. Далидаг на юге и Башлыбельским разломом на севере, все выделенные второстепенные структуры, ундулируя, в указанных отрогах создают поперечные синклинальные перегибы, выполненные маломощными верхнемеловыми отложениями. Исходя из этих данных, здесь на фоне общекавказских структур выделяется ряд антиклиналей и синклиналей северо-восточного направления. Эти структуры расчленены северо-восточным и меридиональными сбросами, ступенчато опустившими первые в западном направлении.

Сарыбулагдагская синклинальная полоса

Прослеживается вдоль хребта того же наименования в междуречье Тертера и Тутхуна. Эта поперечная синклинальная складка выполнена эоцен-плиоценовыми отложениями, которые в левобережье правого притока Караханчаллыча несогласно залегают на меловых отложениях. Западное крыло синклинали, по-видимому, значительно опущено системой северо-восточных сбросов.

Так же, как на Мыхтекянском хребте, эти сбросовые нарушения и приуроченные к ним центры плиоценовых излияний хорошо выражены на юге. Интенсивное погружение меловых отложений западнее Човдарской антиклинальной полосы, смена эоцена в этом направлении лавовыми излияниями и наличие многочисленных силл и даек дацитов в них и в вышележащих отложениях дают основание полагать, что нижний структурный ярус, описываемой наложенной *мульдой под Сарыбулагдагской синклиналью, срезан юго-западным продолжением Тертерского сброса-сдвига.

Севернее, в верховьях ручья Левый Башлыбель, как в эоценовых, так и несогласно подстилающих меловых отложениях является узкая асимметричная антиклинальная складка, осевая полоса которой срезана Башлыбельским разломом.

Характерно, что севернее указанного разлома глубокого заложения в этой синклинально построенной и поперечно ори-

ентированной структуре, наложенной уже на меловые отложения Сарыбабинского синклиория, все заметнее наблюдается влияние общекавказской складчатости.

Наиболее четко это явление можно видеть в восточных отрогах Кочдашского хребта (северное продолжения Сарыбулагдагского) — в пределах Узуняльской синклинали. В этой обширной синклинали северо-западного простирания, выполненной отложениями эоцена и плиоцена, расположенной в междуречье Караханчаллычая и Мозчая и протягивающейся до берегов р. Тутхун на востоке, взамен многочисленных узких структур в нижнем меловом структурном этаже развиты две широкие и плоские синклинали, разделенные такой же антиклинальной складкой, разбитой сбросом интрузивной сениит—диоритовой интрузией.

Несколько западнее, в районе г. Конур, отложения нижнего плиоцена рассечены сбросом северо-западного простирания, являющимся западным продолжением вышеуказанного.

Тергерская антиклинальная полоса

Это — очередная, поперечно ориентированная, интенсивно нарушенная северо-восточными сбросами, ступенчато опущенная и асимметричная структура, которая сложена эоценовыми и кое-где сохранившимися плиоценовыми образованиями. Обширная осевая полоса этой сложно построенной антиклинали размыта и несогласно покрыта языкообразно вытянутыми четвертичными лавовыми потоками, так что о строении этой структуры можно судить лишь по ее крыльевым частям. Строение антиклинали в деталях еще не изучено¹, но, как нам кажется, осевая часть этой антиклинали грабенообразно опущена на несколько сот метров, причем восточное крыло круче западного.

Полезные ископаемые и минеральные источники значительной придолинной части этой структуры детально были изучены М.-А. Кашкаем (1955), М.-А. Кашкаем и А. И. Мамедовым (1954), Н. Зайцевой и Р. Рафибейли, а также К. Асадовым и др.

Кетидагская синклиальная полоса

Эта структура располагается вдоль Восточно-Гокчинского хребта и сложена эоцен-плиоценовыми образованиями. Имея

¹ Последнее время (1962—1963 гг.) этот вопрос плодотворно решается Г. Аллаhverдиевым, выявившим здесь много интересных явлений связи интрузивного и эффузивного магматизма с тектоникой.

северо-восточное простирание, на юге, в районе Карахачского перевала, она испытывает поперечный антиклинальный перегиб слоев. Здесь в эоценовых отложениях фиксируется пологая антиклинальная складка общекавказского простирания, вдоль осевой полосы которой выступают антиклинально построенные меловые отложения, разбитые продольным сбросом. Необходимо отметить, что геологическое строение этой структуры еще достаточно не изучено.

Рассмотрение тектоники Кельбаджарской наложенной мульды показывает, что возникновение последней всецело обусловлено предпалеогеновой ее предисторией. С этим вопросом тесно связано более общее и широко распространенное на Малом Кавказе явление — происхождение поперечных поднятий и прогибов и ими порожденная поперечная «антикавказская» складчатость. На нем мы остановимся специально. Здесь же хочется изложить кратко некоторые выводы о возникновении описываемой структуры.

Слагающие Кельбаджарскую наложенную мульду палеогеновые отложения распространены западнее Каркарчай-Кызылбогазского поперечного прогиба, где происходит периклинальное замыкание Лачинского антиклинория, сложенного юрскими отложениями, так что междуречье верховьев р. Акеры и Тертера, по-видимому, отвечает очередному поперечному поднятию, правда, ступенчато спущенному в западном направлении Хачинчайской и Тертерской северо-восточными флексурами или сбросо-сдвигами, где доальпийский субстрат приподнят, а потому происходит сокращение мощностей верхнего мела и исчезновение юрских отложений (за исключением, быть может, маломощной верхней юры).

Шарниры меловых структур Лачинского антиклинория и Сарыбабинского синклинория с приближением к приподнятым участкам доальпийского субстрата (хребта Мыхтекан, Сарыбулагдаг и др.) ундулируют и к седлам их в пределах упомянутых хребтов приурочиваются поперечные синклинали, выполненные палеоген-миоценовыми образованиями.

Таким образом, над доальпийскими поднятиями возникают наложенные палеогеновые поперечные синклинали, а над доальпийскими прогибами — сложные антиклинали, причем шарниры меловых структур последних сравнительно часто, но незначительно ундулируют (истоки р. Тутхун-Човдарская антиклинальная полоса), а в случае с Тертерской антиклиналью, ввиду глубокого погружения вдоль осевой полосы ее, происходит интенсивный вулканизм по разлому.

Вторая особенность описываемой наложенной мульды за-

ключается в том, что меловые структуры вдоль или вблизи Башлыбельского глубинного разлома в палеогене и позже испытывают интенсивное погружение и вулканизм. В связи с этим в синклинальное погружение вовлекаются все положительные и отрицательные структуры, которые несогласно покрываются палеогеновыми и плиоценовыми отложениями и развиваются в общем в том же направлении, что и нижний меловой структурный этаж. Позже, при сводовом поднятии области и складчатости, палеоген-плиоценовые отложения верхнего структурного этажа этих продольных (северо-западных) прогибов сминаются в более пологие складки, чем подстилающие (Узуняльская и Чалбаирская синклинальные полосы). Необходимо отметить, что северо-западная складчатость последних в некоторой степени отражается и в пределах поперечных палеогеновых структур Кельбаджарской наложенной мульды (левая Башлыбельская антиклинальная складка).

Изложенное показывает, что северная часть этой наложенной мульды в палеогене и плиоцене прогибалась активнее и была ареной интенсивного вулканизма, тогда как южнее эти процессы были замедленными.

Кафанский антиклинорий

Кафанский антиклинорий, являясь крайним юго-восточным элементом Мисхано-Кафанской зоны в Азербайджанской части Малого Кавказа, в значительной и наиболее приподнятой своей части располагается в Армении, где изучен К. Н. Паффенгольцем, В. Н. Котляром, В. Г. Грушевым, А. Н. Соловкиным, С. С. Мкртычяном, А. Т. Асланяном, А. А. Габриеляном и др.

В пределах Азербайджана располагается обширное и пологое северо-восточное крыло его, тектоника которого изучалась, кроме перечисленных исследователей, и М. Д. Гавриловым, А. З. Абдуллаевым и частично нами. Хотя описываемая структура имеет довольно простое строение, но ввиду значительного распространения пологозалегающих новейших образований, маскирующих общее строение антиклинория в зоне перехода к смежным структурам, многие вопросы ее тектоники еще не раскрыты. Много нового о внутреннем строении далекого северо-восточного крыла этой структуры получены в последние годы А. З. Абдуллаевым, которым, к сожалению, рассмотрены лишь отдельные складки, осложняющие эту моноклиналь.

Кафанский антиклинорий, ограниченный с юго-запада Гир-

ратахским глубинным разломом, принадлежит к очередному поднятию доальпийского субстрата Мисхано-Кафанской зоны и потому быстро погружается(?) как к северо-северо-западу, в сторону Учтапеларского лавового плато, так и к северо-востоку, под новейшие образования междуречья Базарчая и Акерачая. На юго-востоке брахиантиклинорий переходит в Иранский Карадаг.

Это асимметричный широкий (30—35 км) и необычайно короткий (70 км) брахиантиклинорий; приосевая часть его, тяготея к зоне глубинного разлома, располагается в районе Кафанского месторождения и в плане имеет брахиантиклинальный характер.

Брахиантиклинорий протягивается параллельно разлому в северо-северо-западном направлении. Юго-западнее крыло его узкое, крутое и осложнено складчатостью и сбросами, а северо-восточное — пологое и широкое.

Эти данные позволили А. Т. Асланяну (1958) отнести эту структуру к моноклинорию. Он сложен спилито-кератофировой, пирокластической — карбонатной и карбонатно-терригенной формациями соответственно нижнего байоса, верхнего оксфорда — готерива и баррема — апта (нижнего альба) и частично малохарактерными и маломощными терригенными и мергельно-пирокластическими подформациями коньяка и верхнего сенона, а также терригенной формацией палеогена — нижнего миоцена. Последние принадлежат к отдельным утоняющимся или выкливающимся членам более крупных формаций смежной Севано-Карабахской зоны. Характерно, что они срезают все без исключения доверхнемеловые формации антиклинория и в его строении играют подчиненную роль.

Мощность доверхнемеловых вулканогенно-осадочных формаций брахиантиклинория — около 4000 м; они интродуцированы верхнеюрскими гранитами, кварцевыми диоритами и палеогеновыми гранодиоритами и габбро.

Перерывы в осадконакоплении отмечаются в течение бата, келловее, оксфорда, альба, сеномана, турона, палеоцена — нижнего эоцена, миоцена и нижнего плиоцена¹.

Брахиантиклинорий осложнен на юго-западе узкими, а на северо-востоке — пологими и широко раскрывающимися к востоку и юго-востоку валообразными антиклиналями, перемежающимися с плоскодонными корытообразными синклиналями, выполненными верхнеюрскими карбонато-пирокластическими отложениями. Синклинали могут быть выделены и по наличию в их мульдах неоком-аптских пирокластических и

¹ Отложения альба и коньяка имеют незначительное развитие.

карбонатно-терригенных образований. Юго-западное крыло брахиантиклинория, узкое, крутое и осложнено несколькими складками, протягивающимися вдоль Гирратахского разлома в северо-северо-западном направлении по всей длине брахиантиклинория. Осевая полоса последнего, имея на северо-западе такое же простирание, как и вышеуказанный разлом, на юго-востоке, постепенно изгибаясь в левобережье р. Аракс, принимает северо-восточное простирание. Этому изгибу простирания осевой полосы брахиантиклинория обязаны и простирания всех второстепенных структур северо-восточного крыла.

По мере погружения брахиантиклинория в юго-восточном и северо-восточном направлениях осевые линии составляющих это крыло структур в плане в тех же направлениях перисто отходят друг от друга в северном направлении, пока не принимают почти широтное простирание.

На севере, поперек северо-восточного крыла структуры, протягиваются почти широтно ориентированные складки. К осевой полосе сильно эродированной антиклинальной складки приурочена широтная часть долины р. Базарчай, которая, следуя вдоль северной периферии брахиантиклинория, на востоке, с погружением складчатой системы, в том числе и упомянутой антиклинали, коленообразно резко изгибаясь, течет в меридиональном направлении, почти параллельно простиранию верхнемеловых отложений, которые, в свою очередь, срезают простирание доверхнемеловых структур. Тем самым выходы верхнемеловых отложений очерчивают собой контуры структуры на северо-востоке, у ее погружения, и как бы прислонены к слагающим это крыло отложениям.

Кроме того, характерно, что верхнемеловые отложения, имея необычайно малые для этой области мощности, сравнительно быстро погружаются под почти согласно на них залегающие отложения палеогена; которые, в свою очередь, уходят под горизонтально залегающие верхнеплиоцен-антропогеновые отложения приосевой полосы Гочасского синклинория.

Важной особенностью северо-восточного крыла брахиантиклинория на правобережье р. Базарчай является слияние на юго-востоке, в зоне погружения всех разрывных смещений, рассекающих доверхнемеловые отложения северо-западной части структуры. Принимая почти меридиональное простирание, этот единый разрыв не затрагивает верхнемеловые образования.

Все это, а также высокое и резко приподнятое положение

доверхнемеловых отложений, по сравнению с окаймляющими их более молодыми образованиями, дают основание предполагать наличие здесь крупных доверхнемеловых разрывных смещений, способствовавших тому, что брахиантиклинории не были покрыты морскими водами в течение значительного времени от альба до турона включительно.

Видимо, послепаалеогеновыми разрывными нарушениями, происходящими вдоль левого бережья р. Базарчай и далее, вдоль осевой полосы Гочасского синклинория, юго-западное крыло последнего ступенчато опущено и только наличием их можно объяснить плиоцен-антропогеновый вулканизм в междуречье Базарчая и Акеры и северо-западнее.

Наличие вдоль северного крыла Базарчайской антиклинали сравнительно круто залегающих маломощных верхнесенон-эоценовых отложений, многочисленных, почти широтно ориентированных сбросовых нарушений, насыщенной приосевой полосы антиклинали послеэоценовыми габброидными интрузиями, и, наконец, наличие в районе Учтапаларского плато четвертичных вулканов — все это дает основание полагать, что левобережье Базарчая на участке г. Горис — сел. Татев глубоко опущено и покрыто плиоцен-антропогеновыми образованиями.

Из изложенного видно, что Кафанский брахиантиклинорий с юго-запада, северо-востока и с севера срезан сбросовыми нарушениями и приподнят, а потому он может быть отнесен к горст-антиклинориям с приподнятым доальпийским субстратом, придающим и осложняющим его строение структурам полого очертания, приближающиеся к платформенноидным.

Это в некоторой степени подтверждается гравиметрическими данными.

РОЛЬ РАЗЛОМОВ И ФЛЕКСУР ГЛУБОКОГО ЗАЛОЖЕНИЯ В ФОРМИРОВАНИИ СТРУКТУР И ИХ КЛАССИФИКАЦИЯ

Как известно, еще первые исследователи Малого Кавказа указали на наличие здесь крупных сбросовых нарушений, которые обусловили его глыбовое строение. Эта концепция позже была отвергнута более детальными исследованиями, авторы которых огромное значение придавали горизонтальным движениям и порождаемым ими складчатым структурам и потому совершенно оставили без внимания разрывные нарушения. Такой подход к изучению Кавказа со стороны ведущих его исследователей наложил определенный отпечаток и на исследования их последователей. В результате разрывные на-

рушения Малого Кавказа, за редкими исключениями (и то в последние 5—7 лет), надлежащим образом не изучены.

Разломами глубокого заложения вообще, и разрывными нарушениями в частности, исследователи начали интересоваться лишь только после признания почти всеми той их роли, на которую впервые в Советском Союзе указали А. В. Пейве, А. Н. Заварицкий и Н. С. Шатский. В настоящее время глубинные разломы изучены и описаны на Карпатах, в Казахстане, Урале, Средней Азии, Северо-Востоке СССР, Северном Кавказе, Приморье, Монголо-Охотском поясе и в многочисленных складчатых областях и платформах мира.

В пределах Малого Кавказа глубинные разломы изучены А. А. Габриеляном (1956), Ш. А. Азизбековым (1956), А. Т. Асланяном (1958), С. М. Сулеймановым (1956), нами (1956, 1960 а, 1964) и другими.

Детальное изучение геологического строения эвгеосинклинальной области Малого Кавказа показало, что она заложилась на раздробленном докембрийском субстрате южной окраины Закавказского срединного массива, где в течение всего альпийского цикла развития ее произошли интенсивные дифференциальные движения по разломам с образованием глыбовых структур и длительная магматическая деятельность.

Вулканогенные образования всех этапов альпийского цикла (юрский, меловой, палеогеновый и плиоцен-антропогеновый), а также сопровождающие их интрузивные тела размещены в определенных и протяженных тектоно-магматических и литолого-фациальных зонах, имеющих поясовое расположение, которые в подавляющем большинстве случаев ограничены разломами глубокого заложения.

Как известно, в изученной части Малого Кавказа все раннеальпийские положительные структуры (Храмский, Локский, Аллавердский, Лачинский, Шамхорский, Мровдагский, Агдамский, Карабахский, Замзурский, Старотагский и Кафанский антиклинории) характеризуются кулисообразным расположением. Таким их расположением объясняется в основном и конфигурация разделяющих их крупных обращенных отрицательных структур. Исключением из этого правила являются некоторые поперечные гемисинклинории внешней периферии Малого Кавказа (Казахский, Агджакендский, Мардакертский и Нижнеараксинский).

Характерно и то, что восточнее Транскавказского (Ставрополь—Казбек—Дзирула—Артвин) поперечного и высоко поднятого выступа происходит зарождение новых пучкообразно ветвящихся и постепенно погружающихся

положительных структур. Последние повсеместно ограничены разломами, из коих, за редкими исключениями, глубинными и длительно живущими являются разломы, ограничивающие их юго-западные крылья. Что же касается разломов северо-восточных крыльев некоторых структур, то они, несмотря на свое проявление на поверхности, в то же время не являются разграничительными линиями распределения литолого-фациальных зон и магматических масс в соответствующих структурных этажах; именно поэтому их следует считать либо возникшими в начальных этапах, но закупоренными в дальнейшем, либо возникшими в заключительных этапах развития области.

Кроме того, установлено, что переклинные замыкания раннеальпийских положительных структур соответствуют поперечным флексурным изгибам слоев или же скрытым разломам ранних этапов, которые рассекают все тектонические зоны эвгеосинклинали. Все эти особенности расположения крупных структурных единиц и ограничивающих их разломных структур обязаны, как выясняется теперь, своим происхождением первоначальному плану заложения альпийской эвгеосинклинальной области Малого Кавказа и ее унаследованному развитию.

Эти данные дали нам основание связать магматизм эвгеосинклинальной области Малого Кавказа со складчато-глыбовым ее строением (1962).

При описании отдельных структурных единиц области нами приведены соответствующие краткие данные о разломах. Но эти сведения разбросаны по всему тексту, не сгруппированы и отрывочны.

При описании разломов глубокого заложения мы укажем на их пространственное размещение, длительность развития, эпохи активизации и время затухания, роль в магматизме и распределении фаций отложений, созданные ими структуры, характерные аналогии или типы их в других складчатых областях и, наконец, остановимся на их классификации.

Имеющиеся данные показывают, что к началу альпийского этапа для нижнего структурного этажа Малого Кавказа уже были характерны структуры, в том числе протяженные разломы широтного и субширотного (каледонского), северо-восточного и северо-северо-западного (герцинского) простираний. Некоторые из этих разломных структур, просуществовав в раннеальпийском этапе, явились проводниками магматических масс и были ими же закупорены. Это, в основном, разломы северо-восточного простирания, которые вновь оживились

лишь в последних этапах развития области. Из всех до сего времени выявленных на Малом Кавказе разломов глубокого заложения наиболее отчетливо выраженными и бесспорно существующими, но в то же время по разному понимаемыми, являются Гирратахский разлом и разломы офиолитового поя-

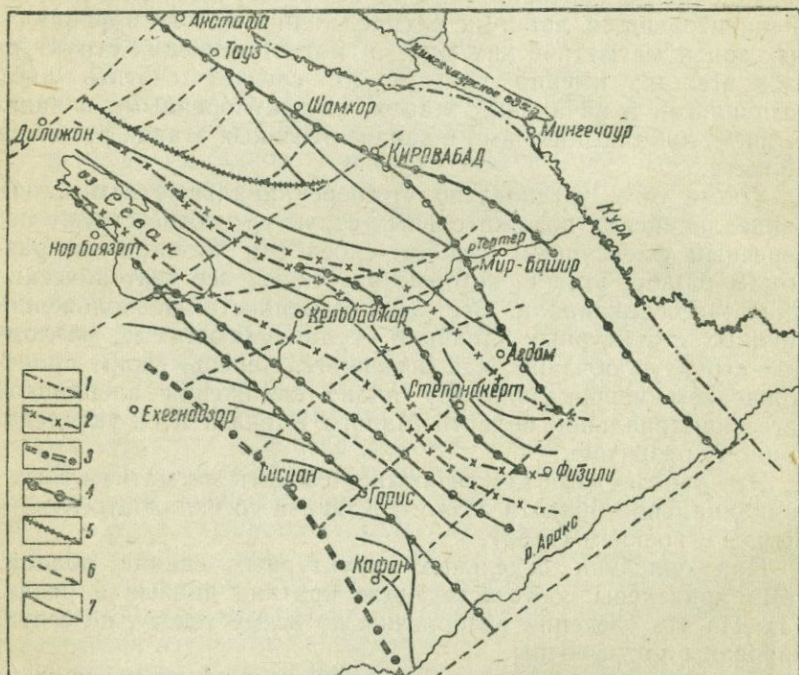


Рис. 24

Схема расположения разломов и флексур глубокого заложения восточной части Малого Кавказа

1 — краевой разлом полного цикла развития; 2 — граничный глубинный разлом полного цикла развития; 3 — граничный глубинный разлом сквозного длительного развития; 4 — поздний глубинный разлом; 5 — граничный глубинный разлом раннего этапа развития; 6 — поперечные разломы и флексуры (в основном скрытые); 7 — сбросы и взбросы;

са (рис. 24). Гирратахский разлом, как нарушение сбросового типа, впервые установлен С. С. Мкртчяном, а на его глубинный характер указал Р. А. Аракелян, и как разлом глубокого заложения он был всесторонне изучен и описан А. А. Габриеляном, который назвал его Севано-Зангезурским (1956), а позже — Анкаван-Зангезурским (1959).

А. Т. Асланян (1958) в интересующей нас части Малого Кавказа выделяет лишь Ширакско-Зангезурский разлом, который северо-западнее оз. Севан проведен по офиолитовой формации, восточнее — по юго-западной окраине Карабахского плато и далее соединен с Гирратахским разломом на юго-востоке.

Наряду с этим, на тектонической карте им показаны разломы или флексуры глубокого заложения почему-то средне-третичного времени, которые служат границами зон.

Один из этих разломов им проведен через Аллаверди-Иджеван и восточнее, а другой — по линии Севан—Басаркечар и восточнее.

По нашим данным, оба эти разлома ограничивают офиолитовую формацию на юго-востоке и являются основными и бесспорно глубинными разломами, уходящими в глубь мантии до периодитового слоя; вероятно, они возникли в доальпийском этапе, о чем будет речь ниже.

Одним из первых обратил внимание на глубинные разломы Малого Кавказа В. Л. Егоян (1956), выделивший Севано-Акеринский, Гяуркаласинский Южнотурецкий и Приаравийский глубинные разломы. Гирратахский разлом он не выделяет, а его Гяуркаласинский разлом, по-видимому, в некоторой степени соответствует центральному отрезку Ани-Ордубадского разлома, в нашем понимании выделенному А. Т. Асланяном.

Большой интерес представляет высказывание В. Л. Егояна (1956) о том, что между Севано-Акеринским и Гяуркаласинским разломами располагается Понто-Армянский геосинклинальный ров (по-видимому, следует говорить о геоантиклинальном поднятии, которое характеризуется сокращенным разрезом меловых отложений) и что во многих его участках отложения верхнего сенона залегают на метаморфическом арзаканском комплексе. Севернее происходит наращивание юры и мела, а южнее, но в пределах срединного прогиба (вероятнее, Араксинского), — палеозоя и триаса.

После этих предварительных данных приступим к описанию разломов в пределах интересующей нас части Малого Кавказа.

Выше мы уже говорили о существовании вдоль северо-восточных предгорьев Малого Кавказа, на границе с Куринской впадиной, Предмалокавказского краевого прогиба. Сложное глубинное строение прогиба замаскировано просто построенным верхним структурным этажом и потому до сего времени южную границу впадины проводят по-разному. Тем не менее, имеющиеся поверхностные данные по среднекурин-

ской части впадины показывают, что р. Кура на отрезке Пойлы—Самух протекает вдоль разлома. Здесь плиоцен-антропогеновые отложения левобережья Куры взброшены, а местами и надвинуты на антропогеновые отложения ее правобережья. Несмотря на отсутствие поверхностных данных о продолжении этого разлома или системы разломов на юго-восток, данные бурения и геофизики, как было отмечено, указывают на наличие по линии, соединяющей сс. Барда, Агджабеды, Ждановск. и восточнее флексурного изгиба слоев. Эта линия соответствует границе выклинивания тортона и сармата на юго-западе и ограничивает зону резкого возрастания мощностей плиоцена и убывания силы тяжести.

Несколько юго-западнее среднекуринского отрезка разрывов, вдоль северо-восточных предгорьев Малого Кавказа или в зоне перехода от Предмалокавказского краевого прогиба к последнему нами выделяется, описанная в соответствующих разделах, система кулисообразно расположенных разрывных нарушений иногда с вертикальной амплитудой перемещения около одного километра и более. Эту систему разрывов можно проследить с района Садохло (Грузия) до сел. Мадагиз на р. Тертер, на расстоянии примерно 180—200 км. Эта система разрывов западнее гор. Кировабада и до долины Храми, временами являлась проводником магматических масс и на гравиметрической карте, соответствует границе перехода Тбилиси-Мартунинского максимума в Куринский минимум, т. е. гравиметрическому уступу. Восточнее р. Тертер эти две (Куринская и Предмалокавказская) системы разрывов возможно сливаются в единое нарушение, ибо здесь, кроме Бардинской гравиметрической ступени или флексурного изгиба слоев, других резко выраженных структурных швов не обнаружено.

Таким образом, поверхностные данные в некоторой степени подтверждаются и геофизическими исследованиями. Всем исследователям еще на заре геологических исследований было известно, что геологическая история Куринской впадины в альпийском этапе резко отличалась от таковой Малого Кавказа и что первая в мезозое имела геантиклинальные тенденции развития, а второй — геосинскинальные.

Всеми исследователями ныне признается, что в доальпийском этапе эти мегаструктуры (особенно смежные области) составляли единый Закавказский срединный массив, сложенный докембрийскими образованиями. Возникновению Малокавказской эвгеосинклинали и Курицкой геантиклинали в альпийском этапе предшествовали расколы фундамента, давшие начало дифференциальным тектоническим движениям

противоположного знака (опусканию в первом и поднятиям во втором).

Если даже стать на точку зрения о волнообразном характере строения их фундамента, и то не представляется возможным допустить опускания первой в мезозое на 5—7 км без разрывов, не говоря уже о проявлении бурного магматизма в ее пределах. Это и имеющиеся фактические данные дают нам основание допускать возникновение еще в доальпийском или возможно в раннеальпийском этапе на границе вышеуказанных геоструктур разломных структур, которые в течение всего альпийского этапа развития служили основной зоной распределения литолого-фациальных и магматических масс.

Интенсивное погружение Предмалокавказского краевого прогиба в заключительном этапе альпийского цикла, возможно, объясняется закупориванием магматическими телами этих разломных структур. Следовательно, этот прогиб является надразломной структурой подобно многочисленным краевым прогибам, развитым на границе геосинклиналей и платформ и наглядно описанным А. А. Богдановым.

Сомхито-Агдамская зона не только с северо-востока, но и с юго-запада ограничена разломами глубокого заложения. Если севернее расположенный Предмалокавказский разлом в современной структуре выражен очень слабо, или почти не выражен, ибо покрыт мощным чехлом неоген-антропогенных отложений, то юго-западнее расположенная Севано-Карабахская шовная зона выражена резко и отчетливо. Отдельные ветви этой шовной зоны давно известны в литературе как надвиговые структуры и впервые выявлены К. Н. Паффенгольцем (1948).

Севано-Карабахская шовная зона, имея ширину от 20 до 40—50 км, занимает всю внутреннюю насыщенную офиолитами область Малого Кавказа, выделенную нами под тем же наименованием. Это одна из протяженных и крупных шовных зон Малой Азии.

В пределах азербайджанской части Малого Кавказа эта шовная зона восточнее очередного Мисхано-Шамхорского поперечного поднятия, пучкообразно разветвляясь, распадается на несколько ветвей, являющихся разграничительными линиями крупных положительных (горст-антиклинорий) и отрицательных (грабен-синклинорий) структур, фациально-литологических зон и областей распространения магматических масс.

Крайней северо-западной границей описываемой шовной зоны, области развития офиолитовой формации и Севано-Кара-

бахской тектонической зоны служит Мровдагский глубинный разлом, являющийся в современной структуре надвигом. Было указано, что последний протягивается с северных склонов Мургузского хребта, к верховьям р. Шамхорчай и юго-западным склонам Мровдагского хребта и далее по долине р. Тоурагачай прослеживается до р. Тертер. Начиная с верховьев р. Тоурагачай, он расходуется на три ветви, северная из коих срезает уже юго-западное крыло Агдамского антиклинория и в междуречье Тертера и Хачинчая протягивается севернее Довшанлинской (Арчадзорской) мульды, где приводит в тектонический контакт отложения бата первого с верхнеюрскими и верхнемеловыми отложениями второй. Юго-восточнее р. Хачинчая этот разлом вновь расходится на три ветви, из коих северо-восточная с перерывами прослеживается вдоль юго-западного склона Агдамского антиклинория до хребта Карачук, центральная несколько изменяет свое простирание и, ветвясь, проходит вдоль осевой полосы собственно Мартунинского синклинория почти до сел. Мартуни, а юго-западная, также несколько изменяя свое простирание, прослеживается по осевой полосе Багурханского поднятия в юго-восточном направлении почти до г. Физули в левобережье р. Аракс.

Вышеописанная ветвь Мровдагского разлома повсюду отделяет крупные тектонические единицы, приводит в тектонический контакт верхнеюрские и верхнемеловые отложения и служит проводником магматических масс в бате, кимеридже и верхнем меле. Таким образом, протяженность разлома в пределах Азербайджана — около 200 км. Не менее важной является и вторая, Центральная Карабахская ветвь Севано-Карабахской шовной зоны. Карабахский глубинный разлом также является шовной линией, ибо отделяет насыщенный ультраосновными, средними и кислыми интрузиями Сарыбабинский синклинорий, сложенный меловыми и палеогеновыми отложениями, от Карабахского антиклинория, сложенного средней и верхней юрой. В современной структуре этот разлом представлен как надвиг и протягивается от района сел. Красносельск в Армении вдоль северо-восточных склонов Шахдагского хребта к вершине г. Гиналдаг, к среднему течению р. Левчай и далее, вдоль юго-западного склона Карабахского хребта, через г. Мухранес на юго-востоке, к левобережью р. Аракс.

Третья ветвь данной шовной зоны является крайней юго-западной границей распространения офиолитовой формации Малого Кавказа и границей Севано-Карабахской и Мисхано-Кафанской тектонических зон. Эта ветвь, названная нами Баш-

лыбельским глубинным разломом, протягивается от сел. Севан через сел. Басаркечар — Н. Истису — Башлыбель — г. Сарыбаба до сел. Джебраила на левобережье р. Аракс.

Протяженность Карабахского глубинного разлома в пределах Азербайджана — около 200—210 км, а Башлыбельского — 150—160 км. Башлыбельский разлом отделяет насыщенный офиолитовыми интрузиями Сарыбабинский синклиниорий от Лачинского антиклинория. Вдоль этого, оставшегося незамеченным до сего времени, глубинного разлома, аналогично предыдущему, произошло опускание Сарыбабинского синклинория, внедрение офиолитовой формации, тектоническое сопряжение верхнемеловых отложений последнего со средне- и верхнеюрскими отложениями приразломного Лачинского антиклинория, изменение характера нижнесенонского вулканизма с переходом его в осадочно-туфогенную и карбонатную фации и выклинивание последней в Гочасском синклинории, интенсивный эоценовый вулканизм на западе и внедрение лентовидной Шальва-Лачинской гранитоидной интрузии (протяженностью свыше 60 км, а с апофизами — около 100 км).

Распределение фаций и мощностей отложений как по обоим крыльям Севано-Карабахской шовной зоны, так и вдоль ее составляющих глубинных разломов (Мровдагской, Карабахский и Башлыбельский) показывает, что она была заложена в доальпийском этапе и, видимо, к концу этого времени движения в ее пределах повсеместно ослабевают, хотя на востоке временами (кимеридж) она служила проводником магматических масс. В течение неокома—альба, видимо, роль дифференциальных движений вдоль разлома ослабевает и только в сеномане начинается второй этап активизации разломов этой шовной зоны и снос грубообломочных пород в опускающиеся прогибы. В туроне происходит повторное дробление ранее закупоренных ветвей разлома и интенсивное дифференциальное движение структур по обоим крыльям вышеупомянутых разломов шовной зоны, а также интенсивный магматизм в раннем сеноне с накоплением более одного километра его продуктов в смежных грабен-прогибах. Эти условия в зонах разломов привели к внедрению ультраосновных и основных интрузий в начале позднего сенона к стабилизации контрастности движений в кампане и затишью вулканизма. На западе, вблизи Мисхано-Шамхорского поперечного поднятия доальпийского фундамента, наибольшую активность, но значительно уступающую нижнесенонской, эти разломы приобретают в эоцене, когда, наряду с мощной вспышкой вулка-

низма, происходит и внедрение вначале основных¹, а позже, после верхнего эоцена, и кислых интрузий.

Необходимо здесь же отметить еще одну особенность Севано-Карабахской шовной зоны: в отличие от Мровдагской и Карабахской ветвей ее, юго-западная, Башлыбельская ветвь, в современной эпохе, несмотря на вулканическую деятельность вдоль ее в плиоцене и антропогене и наличия ряда минеральных источников, ныне в рельефе не выражена. Это можно объяснить частично закупориванием ее магматическими телами и в основном одновременным включением смежных структур в общее сводовое поднятие, протекающее здесь ныне равномерно и однозначно.

Это подтверждается и гравиметрическими данными, которые скорее фиксируют современное состояние подкорковых масс в сочетании с поверхностным строением, и потому в схеме гравиметрических региональных аномалий силы тяжести отражены ступени Мровдаг-Карабахской ветви шовной зоны, хорошо выраженные и в современной структуре.

Из изложенного видно, что данная шовная зона с описанными особенностями сужается в западном направлении и расширяется и ветвится в юго-восточном направлении, расчленяя Севано-Карабахскую зону на несколько блоковых структур, представленных в современной структуре области антиклинориями и синклинориями.

По характеру ветвления, длительности развития, частоте активизации и роли в магматизме данную шовную зону можно приравнять или считать подобной Джалаир-Найманской шовной зоне Казахстана, подробно описанной А. В. Пейве (1948). По типу пространственного расположения Севано-Карабахская шовная зона и составляющие ее глубинные разломы подобны таковым Памирского типа, где разломы дугообразно изгибаются.

В Армении западная часть данной шовной зоны А. Т. Асланияном (1958) объединена с Гирратахским глубинным разломом в единый Ширакско-Зангезурский глубинный разлом, который западнее оз. Севан им проводится через Севан-Кировокан и Ленинанкан. Тем не менее к этому разлому отнесен и севернее расположенный разлом. Как нам кажется, границы этой шовной зоны и составляющих ее ветвей (разломов) пра-

¹ Внедрение в это время ультраосновных интрузий, как будет изложено, не противоречит нашей концепции, но в азербайджанской части Малого Кавказа нет соответствующих данных на это, а данные о единичных выходах их в Армении малоубедительны, ибо здесь ультраосновные интрузии располагаются в зонах разломов, и они могли быть повторно смещены (Хесс).

вильно показаны на тектонической карте Армении, составленной А. Т. Асланяном (1958). Северная граница зоны, соответствующая Мровдагскому разлому, на упомянутой карте им проведена через Иджеван—Аллаверды — севернее Калинино и до верховьев р. Ахурян. Центральная ветвь шовной зоны, названная нами Карабахским разломом, им проводится по р. Тарсачай — севернее Кировакан—Гукасян, а западным продолжением, южнее расположенного Башлыбельского разлома в Армении, служит разлом, проведенный этим исследователем через Басаркечар—Севан—южнее Кировакан—Ленинакана.

А. А. Габриелян (1959) описывает Севано-Акеринский глубинный разлом, по-видимому, имея в виду лишь Мровдагскую ветвь зоны на западе и Карабахскую на востоке.

Из изложенного видно, что Севано-Карабахская шовная зона интенсивно раздроблена и имеет блоковую структуру; возникла она на северной окраине высоко приподнятого раздробленного докембрийского основания центральной части Малого Кавказа (или Армянского нагорья), ныне прикрытого палеогеновыми и плиоцен-антропогеновыми образованиями. Дугообразный изгиб шовной зоны по обе стороны от этого докембрийского основания еще раз подтверждает сказанное. Западным продолжением описываемой шовной зоны в восточной Турции, по-видимому, служит северная ветвь Северо-Анатолийского разлома, которая протягивается с Эрзинджана к сел. Тортун-Геле. Этот Североанатолийский разлом, имея в Турции протяженность около 1400 км, располагается южнее Понтийских гор и всюду с севера ограничивает крупные срединные массивы — Киршехерский, Мендересский и Эгейский, а на Балканском полуострове, по-видимому, судя по тектонической карте М. В. Муратова (1949), — и Македоно-Родопский массив. Восточнее р. Аракс, данная шовная зона погружается под мощные неоген-антропогеновые отложения и по-видимому затухает.

Из изложенного видно, что эта шовная зона, хотя и с перерывами, но хорошо прослеживается с Балаканского полуострова и западнее до р. Аракс. Эта огромная шовная зона, возникнув во внутренней части альпийской геосинклинали, по-видимому, способствовала заложению и развитию последней.

Юго-западнее, за пределами Азербайджана, в Армении давно известен хорошо выраженный глубинный разлом, именуемый Гирратахским. Этот разлом детально описан в трудах исследователей этой области и прослежен от сел. Шишкерт на левом берегу р. Аракс и до сел. Сисиан. На этом отрезке се-

веро-восточных склонов Зангезурского хребта разломом приведены в тектонический контакт отложения докембрия, девона, верхнего мела и палеогена юго-западного крыла разлома с юрскими отложениями северо-восточного крыла. Гирратахский разлом, по данным А. А. Gabrielyana (1959), на поверхности хорошо фиксируется двумя параллельными крупными разрывными нарушениями — Хуступ-Гирратахским и Тоштанским. Первое имеет характер надвига с движением масс к северо-востоку, а второе выражено в виде сброса, секущего Мегринский интрузив.

Нами было отмечено, что западнее Сисиана этот разлом проводится по-разному, и мы уже выше неоднократно указывали на наше отношение к данному вопросу. Сумма данных К. Н. Паффенгольца (1948), А. Т. Асланяна (1958), А. А. Gabrielyana (1959) и В. Л. Егояна (1956) и др. по Армении и Ш. А. Азизбекова (1956) по Нах.АССР позволяет нам высказать предположение о том, что весь Зангезурский хребет, начиная с Аракса, в западном направлении с его Мегри-Ордубадским плутоном и апофизами представляет крупную шовную зону, северо-восточную границу которой составляет Гирратахский разлом, а юго-западную—восточный отрезок Ани-Ордубадского разлома А. Т. Асланяна. Как нам кажется, эта шовная зона на северо-востоке простирается до верховьев р. Воратан, а на юго-западе занимает северные склоны Даралагезского хребта и далее простирается вдоль продольных притоков р. Восточный Арпачай, южнее Южногоччинского хребта, южнее вулкана Гызылхарап (охватывая выходы карбона и девона у Агричи), юго-западных склонов Ахманганского хребта и западнее. Таким образом, простираение этой шовной зоны в основном совпадает с простираением Ани-Ордубадского глубинного разлома А. Т. Асланяна.

О принадлежности рассматриваемой зоны к шовным структурам данных мало, тем более у нас. Однако длительность подвижек по Гирратахскому разлому, интенсивный вулканизм в девоне, отсутствующий в смежной области, приподнятое положение ее в мезозое, интенсивное линейное погружение в палеогене и вулканизм в это время, внедрение параллельно зоне удлиненного Мегри-Ордубадского плутона, протягивающегося на 60—80 км, наличие системы протяженных разломов в теле интрузива, протягивающейся с района Ордубада к Шахбузу и далее параллельно зоне, расщепленность, перекристаллизация, раздробленность и милонитизация пород, а также линзовидный характер интрузии, интенсивная минерализация, плиоценовый вулканизм, современные движения по

зоне и наличие минеральных источников — все это свидетельствует о ее шовном характере. Юго-западная граница данной шовной зоны хорошо фиксируется изменением значений аномалии силы тяжести.

Прежде чем перейти к описанию остальных разрывных нарушений, мы вкратце остановимся на классификации глубинных разломов, приобретающей большое значение. В связи с этим необходимо отметить, что, несмотря на ведущую роль глубинных разломов в современной геологии, до сего времени нет единой общепризнанной классификации их, хотя этот вопрос неоднократно обсуждался в печати.

Продольные разломы складчатых областей В. Е. Хаиным (1962б) подразделены на краевые, граничные и межглыбовые, из коих две последние категории могут относиться и к поперечным разломам. Краевые разломы отделяют мегаструктуры земной коры (платформы, геосинклинали и срединные массивы), граничные разломы присущи геосинклинальным системам, где они отделяют структурно-формационные зоны, а межглыбовые разломы разделяют фундамент складчатых зон на неравномерно поднятые и опущенные ступени. Как нам кажется, наряду с установлением пространственной связи глубинных разломов с теми или иными структурами (т. е. установлением пространственных критериев классификации), необходимо выявить и этапы формирования глубинных разломов. Исходя из этих соображений, Г. Н. Щерба, Ю. А. Колмогоров и др. (1962) в Центральном Казахстане различают ранние, средние и поздние глубинные разломы. Кроме того, они обратили внимание и на длительность формирования глубинных подвижных зон. Наиболее длительно просуществовавшие глубинные подвижные зоны ими названы зонами сквозного длительного развития. К этой категории отнесены те подвижные зоны, которые функционируют от одного геотектонического периода к другому. Вначале они отделяют структурно-фациальные зоны, в которых впоследствии создаются линейные складки, осложненные, в свою очередь, параллельными (или продольными) поясами интрузий. Далее вышеупомянутые исследователи выделяют зоны полного цикла развития, зоны, возникающие эпизодически, и поздние разломы (зоны отдельных этапов развития).

Исходя из этих данных систему глубинных разломов Предмалокавказского краевого прогиба, как отделяющую складчатые области Малого Кавказа и Закавказский срединный массив Куринской депрессии и отличающуюся длительным — от байоса (быть может и раньше) и поныне — развитием, мы

считаем краевым разломом полного цикла развития.

Глубинные разломы (Мровдагский, Карабахский и Башлыбельский) Севано-Карабахской шовной зоны следует рассматривать как граничные глубинные разломы полного цикла развития.

Зангезурская шовная зона и ее составляющие Гирратахский и Ани-Ордубадский глубинные разломы отнесены к граничным глубинным разломам (шовным зонам) сквозного длительного развития.

Кроме описанных выше длительно развивающихся продольных глубинных разломов, в пределах исследованной части Малого Кавказа имеются многочисленные протяженные разломы, сбросы и взбросы, которые были описаны в соответствующих разделах данной главы. В этом разделе мы остановимся на некоторых из них, которые, на наш взгляд, возникли значительно позже вышеописанных — возможно в поздних или же заключительных этапах развития эвгеосинклинальной области Малого Кавказа, но тем не менее имеющих существенное значение в становлении отдельных структур.

К поздним глубинным разломам следует отнести крупную зону разрывных нарушений, протягивающуюся с северо-запада на юго-восток с перерывами от окрестностей Шамхора до Мардакерта, на расстоянии свыше 120 км (см. Агджакендский синклиорий). С данной системой разрывных нарушений связано ступенчатое опускание северного крыла Шамхорского антиклинория, агджакендской части Дашкесанского синклиория, северо-восточное погружение Мровдагского антиклинория и, возможно, возникновение Мардакертского синклиория. К этой категории разломов мы относим **Шушикендский** сброс, протягивающийся от верховьев р. Мейданчай на северо-западе до сел. Большой Таглар на юго-востоке вдоль северо-восточного крыла Карабахского антиклинория (см. Карабахский антиклинорий и Мартунинский синклиорий), **Гочасский** сброс, протягивающийся с верховьев р. Гочасчай в юго-восточном направлении через Лачин до г. Чемен вдоль юго-западного крыла Лачинского антиклинория (см. Гочасский синклиорий и Лачинский антиклинорий), а также **Анкаван-Ишихлинский** сброс, ныне замаскированный четвертичными лавовыми излияниями Карабахского плато.

Шамхор-Мардакертский и Шушикендский разломы, видимо, являлись изначально границами грабен-прогибов и горст-поднятий, представлявших некогда пологие изгибы слоев.

К концу раннего этапа развития области, вместе с пре-

вращением этих изгибов в горст-поднятия и грабен-прогибы, флексурные переходы на стыке структур постепенно переходят в разломы. Надо полагать, что возникновение разломов имело место во второй половине мала. Доказательством этому служит наличие в окружающих прогибах вулканогенного кимериджа, титона и более молодых отложений, а также гранитоидных интрузий верхнеюрского возраста.

Гочасский и Ишихлинский сбросы, видимо, возникли значительно позже, т. е. в позднем меле, и просуществовали до антропогена включительно. Наиболее интенсивно они активизировались в плиоцене — антропогене (во всяком случае, Ишихлинский сброс активизировался после миоцена, ибо в нижнем течении р. Акеры нижний сенон, видимо, вдоль этого разлома надвинуты на майкопские отложения).

Поперечные разломы, флексуры, поднятия и прогибы

На Кавказе давно были отмечены поперечные структуры, из коих поперечному поднятию Ставрополь—Сурами—Арвин и Транскавказскому глубинному разлому или флексурному изгибу слоев, проходящему через Ахалкалакское нагорье и Приказбекский район, придается большое значение.

О поперечных поднятиях и их роли в структуре Восточного Кавказа писали М. М. Тетяев (1938), Н. С. Шатский (1948) и др. Первому принадлежит приоритет выявления Шамхорского поперечного поднятия, а второму — поперечного Дагестанского клина.

На наличие в структуре Малого и Большого Кавказа поперечных поднятий и прогибов обратил также внимание В. Е. Халин (1949), который в интересующей нас области выделяет Иджевано-Казахский прогиб. Сулако-Шамхорское поднятие, Тертеро-Нахичеванский прогиб, Агдам-Зангезурское поднятие, Нижнеараксинский прогиб и Талышское поднятие. Об антикавказских дислокациях на Кавказе писали М.-А. Кашкай и Г. П. Тамразян (1956).

Большое внимание поперечной (меридиональной) герцинской складчатости в структуре Турции, Ирана и Афганистана уделяли Э. Паредас (1940), И. Шредер (1944), Р. Фюрон (1955) и др.

Детальное рассмотрение современной структуры Малого Кавказа показывает, что в его строении особое значение имеют поперечные поднятия и прогибы, а также сбросо-сдвиговые нарушения, которые ныне замаскированы меловыми и более молодыми образованиями. Эти структуры глубокого заложения

ния ранних этапов развития имеют существенное значение в распределении фации и мощностей осадков последующих этапов, в изменении плана складчатости и т. д. Сбросо-сдвиговые нарушения и флексуры глубокого заложения, возникнув в основном в северо-западных периклинальных замыканиях почти всех крупных юрских антиклинориев (вернее, как ограничения грабен-прогибов раннего этапа развития) центральной части Малого Кавказа (Шамхорского, Мровдагского, Карабахского, Лачинского и Кафанского), пересекают складчатую систему и по простиранию последней ступенчато опускают одни и поднимают другие блоки, создавая тем самым в более высоких структурных этажах волнообразные поперечные поднятия и прогибы, улавливаемые лишь при анализе фаций и мощностей послеюрских отложений. Хорошо выявляются эти структуры и нарушения в раннеальпийском структурном этаже вдоль северной, внешней рамы складчатой системы, где ими обусловлены изменение простираний некоторых антиклинориев и подчиненных им синклинориев, вулканическая деятельность в кимеридже и меле, внедрение плагиогранитных интрузий, возникновение наложенных поперечных меловых прогибов, поперечная складчатость, а также заложение древней гидрографической сети в этой части Малого Кавказа. В центральной же части последней ими обусловлены заложение наложенных палеогеновых мульд, поперечная складчатость в палеогене и неогене и палеоген-плиоценовый вулканизм.

Кроме того, следует отметить, что во внутренней зоне Малого Кавказа, где развиты мощные толщи меловых отложений, описываемыми поперечными сбросами и флексурными изгибами слоев и порожденными ими поперечными поднятиями и прогибами обусловлено замыкание крупных верхнесенонских и палеогеновых синклинальных складок (Тоурагачайской, Чичаклинской и др.).

В соответствующих разделах данной главы при описании крупных складчатых структур нами попутно были изложены данные как о поперечных разломах, так и поднятиях и прогибах, но эти сведения разбросаны по тексту; здесь же мы постараемся сгруппировать их. Мы должны с сожалением отметить, что эти поперечные структуры (разрывы, поднятия, прогибы и складки) до сего времени не изучены и не прослежены. Приводимые данные базируются на отрывочных сведениях о разрывах и на имеющихся геологических картах, которые составлены авторами, в том числе нами, не подозревавшими наличие в структуре этой области описываемых структур. Характерно, что в некоторых случаях (нижнее течение р. Тертер

и р. Хачинчай), где поперечные разломы смещают толщи пород и в связи с этим геологическое строение берегов рек не соответствует друг другу, исследователями они (толщи) искусственно соединялись и т. д. (геологические карты А. Н. Соловкина).

Иджеван-Казахский прогиб

Одним из крупных поперечных прогибов Малого Кавказа является Иджеван-Казахский. В возникновении этого поперечного прогиба и в превращении его в обращенный синклинорий важную роль сыграли разрывные нарушения меридионального простирания. Благодаря этим нарушениям или их ветвям, имеющим в современной структуре амплитуду смещения от 500 до 1000 м, в раннеальпийском этапе, по-видимому, возникло горст-поднятия, которое было вовлечено в погружение начиная с верхней юры и, быть может с бата, с перерывами продолжающееся и поныне. В итоге в современной структуре образовался грабен-синклинорий, что наиболее вероятно, или же надразломный синклинорий.

Шамхорское поперечное поднятие

Шамхорский антиклинорий располагается вдоль осевой полосы очередного Восточно-Кавказского (Сулако-Шамхорского) поперечного поднятия и состоит из первичных, поперечно ориентированных грабен-синклиналей и горст-поднятий, которые соответственно впоследствии превратились в надразломные антиклинали и обращенные синклинали. С этими первичными структурами связана вулканическая деятельность и внедрение в надразломные поперечные антиклинали плагиогранитных интрузий, вытянутых или же расположенных в северо-восточном направлении.

Ханлар-Хачбулагская флексура

Ханлар-Хачбулагская флексура или же разлом глубокого заложения. Дашкесанский синклинорий, расположенный между Шамхорским и Мровдагским антиклинориями, простирается в общекавказском направлении. Одновременно с периклинальным замыканием второго в верховьях правых притоков р. Шамхорчай на западе и неестественно крутым и прямолинейным погружением первого на левобережье р. Кошкарчай на востоке, упомянутый синклинорий, разбиваясь на

несколько поперечных структур, окаймляет с востока как Шамхорский антиклинорий, так и восточнее расположенные обломки его (Пантдагский поперечный выступ и Гекгельское поперечное поднятие). Кроме того, с погружением юрских отложений Мровдагского антиклинория тесно связано резкое погружение меловых отложений Шахдагского синклинория под эоценовые образования, которые достигают здесь мощности свыше 2000 м, наращивание мощностей маляма и появление меловых и эоценовых (у сел. Астеф) отложений в Дашкесанском синклинории у сел. Кабахтапа. Все это, а также изменение простирания Дашкесанского синклинория на северо-восточное и погружение Гянджачайской ветви его в этом направлении по долине р. Гянджачай, соответственное изменение направления Дашкесанского интрузива и совпадение длинной оси Зурнабадского интрузива, а также наличие только лишь (в основном) в долине р. Гянджачай мощной вулканогенной толщи нижнего сенона дают нам основание провести, начиная с Шахдагского хребта в верховьях р. Шамхорчай через Хачбулаг—Дашкесан—Зурнабад—Ханлар, флексурный изгиб слоев (скорее всего, разлом глубокого заложения, но залеченный впоследствии). Эта флексура возникнув, по-видимому, в раннеальпийском этапе (в бате) как разлом, участвовала в дроблении единой Шамхор-Гекгельской структуры, служила западной границей Мровдагского прогиба, проводником кимериджского вулканизма, зоной внедрения Дашкесан-Зурнабадского интрузива, основой заложения Гянджачайского прогиба, проводников нижнесенонского вулканизма в последнем и, наконец, явилась границей распространения эоценовых морей и зоной максимального накопления их осадков в Шахдагском прогибе и т. д. Надо полагать, что Кюракчайский поперечный прогиб и Пантдагский поперечный выступ возникли благодаря ветви данного Гянджачайского разлома.

Кошкардагское поперечное поднятие

Проводится нами, начиная с г. Кошкардаг на юге, через меридиональное расширение Мровдагского антиклинория в северо-восточном направлении, через Гекгельское поднятие. Надо отметить, что шарнир последнего с приближением к Дашкесанскому синклинорию несколько погружается, но вновь воздымается на севере. К этому поперечному поднятию относится и Пантдагский выступ.

Карачайский поперечный прогиб

Располагается между вышеописанным поднятием и северо-восточным окончанием Мровдагского антиклинория (подробности см. выше).

Мровдаг-Зодский поперечный разлом

Или же флексурный изгиб слоев (рис. 25). Начиная с северо-восточного периклинального замыкания Мровдагского антиклинория, через вершину г. Мровдаг в юго-западном направлении, к верховьям р. Тоурагачай протягивается система поперечно ориентированных разломов глубокого заложения, которые обусловили ступенчатое опускание юго-восточного, обращенного к р. Тертер, крыла антиклинория и привели в тектонический контакт отложения нижнего байоса привершинной части хребта с таковыми верхнего бата опущенного крыла. К этой системе приурочены не только выходы интрузивных пород, но и дугообразный заворот всей складчатой системы с основного, юго-восточного простирания на западе на северо-восточное на востоке. Все это, а также смещение этой системы разломов в зоне Мровдага северо-западными разломами и надвигом свидетельствуют о древности первых. На юго-западе, в верховьях р. Тоурагачай, у оз. Карагел этот разлом, срезаясь Мровдагским надвигом, опущен под меловые отложения Тоурагачайского синклинория, но несколько южнее, в верховьях р. Мейданчай, им неестественно круто срезана и опущена под нижнесенонские отложения бассейна р. Тоурагачай крупная и протяженная чешуйчато-надвиговая структура высокоприподнятого Сузлухского хребта. Здесь отложения титона — валанжина не только надвинуты на отложения нижнего сенона указанного хребта, но и участвуют в строении интенсивно сжатой и опрокинутой на юг структуры — по морфологии, приближающейся к тектоническим перекрытиям.

Юго-западное продолжение разлома (скорее уже флексуры) прослеживается по р. Мейданчай до р. Левчай, где им ограничены и круто опущены юрские отложения периклинальной части Карабахского антиклинория. На продолжении этой флексуры находится наиболее узкая и опущенная часть Шагдаг-Чичаклинской синклинали, выполненная сеноном и эоценом, а также группа Джамиллинских лакколитов, протягивающихся до Зодского перевала.

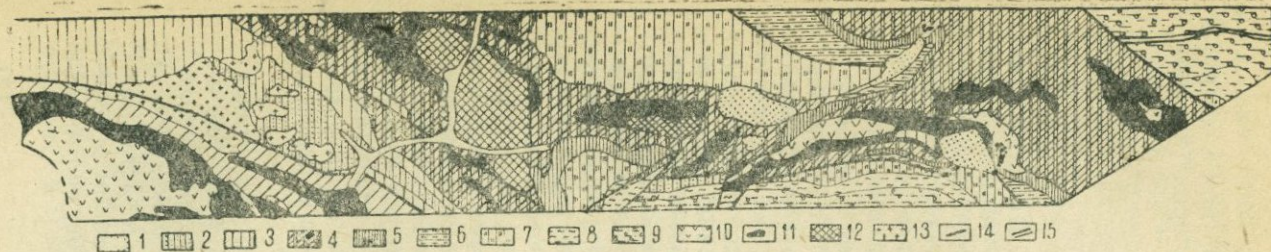


Рис. 25

Геологическая карта полосы развития Мровдаг-Зодского поперечного разлома или флексуры

1 — четвертичные отложения; 2 — отложения среднего эоцена; 3 — известняки верхнего сенона; 4 — вулканогенно-осадочные образования нижнего сенона; 5 — отложения сеномана; 6 — аргиллиты альба; 7 — известняки титона — валанжина (и апта?); 8 — отложения келловей — кимериджа; 9 — отложения бата; 10 — верхнемеловые основные интрузии; 11 — верхнемеловые ультраосновные интрузии; 12 — верхнеэоценовые основные интрузии; 13 — верхнеэоценово-олигоценовые кислые интрузии; 14 — сбросы, взбросы и надвиги; 15 — поперечные (северо-восточные) сбросы и разломы

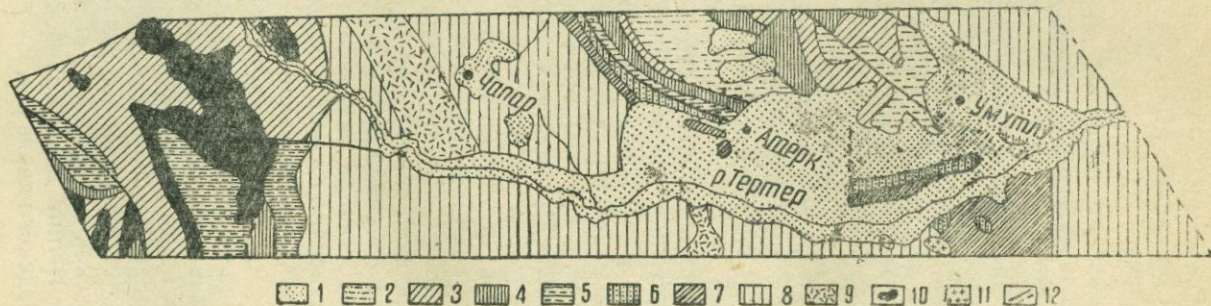


Рис. 26

Геологическая карта полосы развития Тертерского поперечного разлома или флексуры

1 — четвертичные отложения; 2 — известняки верхнего сенона; 3 — вулканогенно-осадочные образования нижнего сенона; 4 — отложения сеномана; 5 — отложения альба; 6 — известняки верхнего оксфорда; 7 — отложения келловей-оксфорда; 8 — отложения бата; 9 — кварцевые порфиры верхнего байоса; 10 — ультраосновные интрузии; 11 — верхнеюрские кислые интрузии; 12 — сбросы, взбросы и надвиги

Тертерский поперечный разлом

С перерывами он хорошо прослеживается вдоль правобережья р. Тертер от нижнего течения ее у сел. Мадагиз в юго-западном направлении до сел. Чарактар (рис. 26). На этом отрезке он срезает западную часть Мардакертского синклинория, является зоной излияния вулканогенных пород в кимеридже и внедрения Мецшенского интрузива. Несколько юго-западнее, благодаря этому разлому, отложения бата Агдамского антиклинория правобережья р. Тертер значительно опущены, в результате чего имеет место несоответствие в залегании слоев по обоим берегам реки. Юго-западнее этот разлом, по-видимому, смещен ветвью Мровдагского разлома и потому в меловых отложениях Тоурагачайского синклинория не фиксируется, а элементы его наблюдаются в сс. Умутлу и Атерк, где вулканогенный бат правобережья р. Тертер приведен в тектонический контакт с известняками лузитана левобережья. Этим в некоторой степени доказывается опускание западного блока, т. е. левобережья р. Тертер, и западное окончание Карабахского антиклинория, также расположенное в левобережье р. Тертер. Юго-западнее этот разлом несколько смещен и опущен Карабахским разломом под меловые отложения Сарыбабинского синклинория. Тем не менее на его продолжении, на правом берегу р. Тертер, восточная центроклиналь Шахдагской синклинали срезается ветвью этого поперечного разлома, благодаря чему отложения нижнего сенона восточного блока приведены в тектонический контакт с таковыми верхнего сенона западного блока.

Эти данные свидетельствуют о том, что разломом восточный блок приподнят примерно на 800—1000 м. Далее, к юго-западу, на правом берегу р. Тутхун влияние этого разлома сказывается в погружении шарнира Гейдаринской антиклинальной полосы в западном направлении, в дугообразном изгибе осевых полос антиклиналей, в смене их простираний на меридиональные и несоответствии простираний восточнее расположенных структур с западными. Наличие разлома или же флексуры доказывается здесь и выходами многочисленных интрузивных тел кварц-диоритового и габброидного состава, расположенных вдоль линии сел. Отахлар—Абдулла Ушаги.

Юго-западнее, в верховьях р. Тертер осевая полоса поперечной антиклинали того же наименования вдоль этой реки срезана описываемым поперечным разломом, который явился проводником магматических масс в эоцене и путем внедрения липарит-дацитовый магмы в плиоцене. О живучести и значи-

тельной глубине заложения данного разлома свидетельствуют не только наличие вдоль него высокотермальных и радиоактивных источников курорта Истису, но и сейсмичность Кельбаджара.

Суммируя изложенное, отметим, что из рассмотрения влияния на тектонику бассейна р. Тертер Мровдагского и Тертерского поперечных разломов или флексурных изгибов слоев видно, что в верхнем структурном этаже поперечный блок, расположенный между ними, представляет собой грабенообразно опущенный поперечный прогиб, выполненный мощными вулканогенно-осадочными образованиями мезокайнозоя. Юго-западным продолжением этого поперечного грабенообразного прогиба, по-видимому, служит Арпинский прогиб, выделяемый Е. Е. Милановским в новейшее время и который унаследован от палеогенового Арпинского синклиория.

**Хачинчайский поперечный разлом (или флексура, рис. 27)
и Хачинчай-Тертерское поднятие**

Хорошо прослеживаются поперек северной внешней рамы эвгеосинклинали, где они, рассекая Карабахский интклинорий, несмотря на погружение в северном направлении, оказывают заметное влияние на характер тектоники севернее и южнее расположенных структур. В зоне Карабахского надвига, на правом берегу р. Хачинчай, еще К. Н. Паффенгольцем был выявлен поперечный разлом, который, рассекая батские отложения Карабахского хребта, сдвинул их на левом берегу реки в северном направлении на 1000 м. К зоне разлома приурочена современная долина р. Хачинчай, в клюзе которой выступает интрузия кварцевого диорита. Ранее предполагалось, что этот разлом молодой, ибо допускалось, что им смещается надвиг. В действительности эта интерпретация неверна.

Из изложенного видно, что описываемые разломы (продольные и поперечные) возникли еще в доальпийском этапе, но активизировались они попеременно при явном преимуществе продольных. В данном же случае мы имеем торцовое сочленение разломов и приспособление меловых отложений Сарыбабинского синклиория к конфигурации до этого существующих структур.

Описываемый разлом, пересекая Карабахский хребет на севере, способствует коленообразному изгибу простирания и расширению поля выходов толщи кварцевых порфиоров, дроблению среднеюрского структурного этажа арчадзорской части

Мартунинского синклинория в долине р. Хачинчай и смещению его структур. Междуречье Хачинчай и Тертер описанными разломами того же наименования, будучи значительно приподнято, и в то же время несколько наклонено в сторону Хачинчай, так что северо-восточное простирание Довшанлинской (или Арчадзорской) мульды необходимо объяснить этим явлением. Здесь, в долине р. Хачинчай, как батские, так и вышележащие отложения, неестественно изгибаясь в северном направлении, описывают вдоль разлома коленообразный выступ. Севернее батские отложения Агдамского антиклинория, на левом берегу р. Хачинчай, клиновидно срезаются разно ориентированными разрывами, приведены в тектонический контакт с отложениями кимериджа. Вследствие всего этого восточнее происходит погружение и виргация структур и ветвление разрывов. Все эти данные тесно связаны с Хачинчайским поперечным разломом (или флексурой) глубокого заложения, благодаря которому правобережье этой реки значительно опущено.

Юго-западное продолжение Хачинчайского разлома в пределах Сарыбабинского синклинория скрыто мощными меловыми отложениями, но и здесь можно проследить некоторые особенности структур, тесно связанных с флексурным изгибом слоев. Последний, по-види-

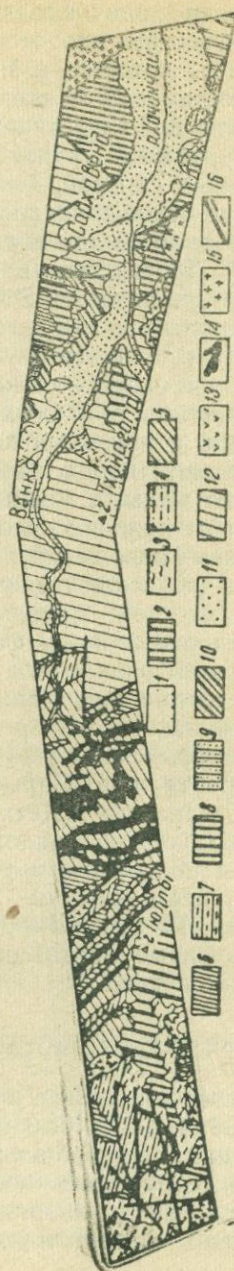


Рис. 27

Геологическая карта полосы развития Хачинчайского поперечного разлома или флексуры

1 — четвертичные отложения; 2 — мезотис-понт; 3 — средний эоцен; 4 — верхний эоцен; 5 — нижний эоцен; 6 — сенон; 7 — альб; 8 — кимеридж; 9 — верхний оксфорд; 10 — келловей — нижний оксфорд; 11 — келловей — оксфорд; 12 — баг; 13 — верхнеэоценовые кислые интрузии; 14 — верхнемеловые ультраосновные интрузии; 15 — верхнеюрские кислые интрузии; 16 — сбросы, взбросы и надвиги

тому, здесь проходит вдоль Хачинчай-Акеринского водораздела, где известны многочисленные мелкие выходы кварцевого диорита, которые в значительной мере приурочены к изгибам простираций мелких структур, испытывающих погружение и ветвление в восточном направлении. На продолжении этой флексуры на Мыхтекянском хребте имеется система северо-восточных сбросов, благодаря которым западный блок приподнят по отношению восточного. Таким образом, начиная с Далидага до Мехманы и далее поперечный блок, заключенный между Тертерским и Хачинчайским разломами (или флексурами), приподнят. Это доказывается, кроме вышеприведенных данных, и приуроченностью к этому блоку Мехманинского, Казыханлинского, Башлыбельского и Далидагского интрузивов и сосредоточенностью в этом отрезке Сарыбабинского синклинория обильных глыб верхнеюрских известняков, мелководным, с мощными конгломератами из галек древних (эопалеозойских) пород, характером сеноманских отложений, сравнительно малыми мощностями и осадочно-пирокластическим составом нижнего сенона, отсутствием верхнесенонских и палеогеновых отложений, широко развитых по обе стороны от этого блока (за исключением зоны Башлыбельского разлома и Кельбаджарской мульды), значительным уменьшением мощностей и изменением фаций меловых отложений между Башлыбельским разломом и Далидагом и южнее.

Анализ имеющихся данных (см. выше) показывает, что под Мыхтекянским хребтом, благодаря флексурному изгибу слоев, докембрийский субстрат приподнят, и здесь, начиная от этого хребта и до Сарыбулагдагского, а возможно и до Восточно-Севанского (Кетидагского), доальпийский фундамент Кельбаджарской наложенной мульды раздроблен продольными и поперечными разломами, которые дифференциально и неравномерно перемещены в вертикальном направлении. По-видимому, фундамент приподнят под Мыхтекянским, Сарыбулагдагским и Кетидагским хребтами, а между ними опущен.

КАРКАРЧАЙ-КЫЗЫЛБОГАЗСКИЙ ПОПЕРЕЧНЫЙ ПРОГИБ

Имея северо-восточнее простирание, он пересекает Агдамский, Карабахский и Лачинский антиклинории и смежные Мартунинский, Сарыбабинский и Гочасский синклинории. Так как о характере и особенностях данного прогиба в пределах первых двух антиклинориев и Мартунинского синклинория уже приведены соответствующие данные (см. выше), то здесь

мы ограничимся описанием особенностей этого прогиба в пределах остальных структур. Если этот прогиб на севере намечается в междуречье Хачинчая и Каркарчая, то юго-западнее его можно проследить в междуречье Пчанисчая и Йпякчая, в левобережье р. Акеры, в верховьях и среднем течении р. Гочасчай и, наконец, между Мыхтеканским хребтом и вершиной г. Б. Ишихлы на Карабахском плато.

На вышеуказанном отрезке Сарыбабинского синклинория все структуры испытывают погружение — синклинали расширяют свои границы, а антиклинали сужаются. Западнее и восточнее происходит воздымание как синклинория, так и составляющих его структур. На этом отрезке широким развитием пользуются отложения верхнего сенона и палеогена. Меловые отложения заходят далеко в пределы Карабахского и Лачинского антиклинориев; Карабахский надвиг и сжатый пучок разрывов синклинория на этом отрезке, разветвляясь, затухают. Юго-западнее происходит погружение юрских отложений Лачинского антиклинория, и в связи с этим нарастают мощности покрывающих меловых и палеогеновых отложений, имеющих здесь суммарную мощность порядка 2—2,5 км. В пределах вышеуказанного отрезка Гочасского синклинория также происходит погружение меловых структур и возрастание мощностей меловых, за исключением нижесенонских отложений. На Карабахском плато на продолжении описываемого поперечного прогиба развиты мощные плиоценоантропогеновые отложения. Из этих данных видно, что описываемый прогиб имеет длительную историю своего развития и что его влияние на характер осадконакопления менялось во времени.

Каракенд-Базарчайское поднятие

Располагается оно юго-восточнее Каркарчайского прогиба и намечается по линии Каракенд—Ашан—Кагардзи—Багурхан—Лачин—Базарчай, поперек всех структур этой части Малого Кавказа.

На севере, восточнее Каркарчайского поперечного прогиба, происходит воздымание не только Агдамского антиклинория; в верховьях рек Кенделанчай и Хонашенчай происходит очередное воздымание шарнира Мартунинского синклинория, а восточнее линии Каракенд—Багурхан—Бугадаг северо-западное простирание последней одновременно с его погружением и расширением сменяется субширотным. Юго-западнее происходит воздымание шарниров Багурханского поднятия и Шу-

шикендского прогиба, которые погружаются в восточном направлении. В пределах Карабахского антиклинория описываемое поперечное поднятие намечается воздыманием шарниров составляющих структур и выходами мелких интрузивных тел. Юго-западнее на продолжении описываемого поперечного поднятия располагается Сарыбаба-Кирсский отрезок Сарыбабинского синклинория, где благодаря поднятию шарнира последнего, ширина его становится минимальной (1,5—3 км). По обе стороны от этого участка происходит интенсивное погружение и расширение границ синклинория. В пределах юго-западнее расположенного Лачинского антиклинория, на продолжении описываемого поднятия приходится наибольшее воздымание шарнира этой структуры, соответствующей Лачин-Лысогорскому пересечению, где расширение контуров антиклинория соответствует и расширению контуров Шальва-Лачинского интрузива. На продолжении этого поднятия располагается наиболее узкий отрезок Гочасского синклинория, где происходит воздымание шарнира последнего и сокращение мощностей отложений. Далее продолжение описываемой структуры можно видеть в поперечном выступе юрских отложений вдоль меридионального течения р. Базарчай от Аликули—Ушаги и юго-западнее, где и складки простираются в меридиональном направлении.

Мартуни-Кубатлинский поперечный прогиб

Восточнее Каракенд-Базарчайского поднятия происходит очередное погружение структур этой части Малого Кавказа. На севере Каракендская антиклинальная складка Агдамского антиклинория, не доходя на востоке до р. Хонашенчай, погружается под меловые отложения, которые простираются в меридиональном направлении и отделяют эту структуру от восточнее расположенной Северокарачукской антиклинали. Южнее осевая полоса описываемого прогиба проходит по наиболее прогнутой части собственно Мартунинской синклинали, выполненной мощным сеноном. Восточнее г. Б. Кирс Карабахский антиклинорий испытывает резкое погружение и значительную роль в его строении играют отложения верхнего бата, представленные в осадочно-туфогенной фации. В полосу поперечного прогиба попадает обширная Алджанлинская мульда Сарыбабинского синклинория. Восточнее Сарыбаба-Кирсского отрезка последнего происходит очередное погружение синклинория, где ширина его возрастает в несколько раз. Южнее осевую полосу прогиба мы проводим по линии, отде-

ляющей юго-восточную периклиналь Лачинского антиклинория от северо-западной периклинали Старотагской антиклинальной полосы, где отложения бата обеих структур погружаются под верхнеюрские и нижнемеловые отложения. Прослеживание данной, а в равной мере и восточнее расположенных структур в пределах этой части Гочасского синклинория сопряжено с большими трудностями, ибо значительная часть осевой полосы и южное крыло его скрыты под отложениями герюсинской и акеринской свит, широко развитых здесь. Тем не менее значительное погружение в данном пересечении составляющих его структур и расширение контуров синклинория подтверждает наличие здесь поперечного прогиба. Юго-западнее, в пределах Кафанского антиклинория последнему соответствует Кубатлинский прогиб, выполненный меловыми и палеогеновыми отложениями.

Физули-Роздаринское поперечное поднятие

Охватывает оно полосу юго-восточных окончаний всех структурных единиц этой части Малого Кавказа и протягивается с района г. Карачук на севере через г. Физули—Замзур—низовьев р. Акера и до Роздара на юго-западе, параллельно р. Аракс. Основанием для выделения этого поперечного поднятия явились следующие данные. На Карачугской антиклинали, в отличие от смежных структур, выступают отложения бата, интродуцированные гранитоидной интрузией; в этой полосе Мартуинского синклинория происходит воздымание шарниров всех составляющих структур, которые сложены не только верхнеюрскими отложениями, но и батскими. С исчезновением покрывающих последние на западе меловых отложений юрские отложения участвуют в центриклинальном замыкании Мартуинского синклинория, и потому в этой полосе до Гадрутской синклинали на юге, простирание складчатости северо-восточное. Юго-западнее, у пересечения осевых полос поперечного поднятия и Замзурского антиклинория происходит воздымание Шарнира последнего, где выступают отложения бата. В низовьях р. Акера на огромной площади распространены плиоцен-антропогеновые отложения, маскирующие структурные особенности ее. Это происходит, по-видимому, благодаря тому, что здесь складчатые структуры Гочасского синклинория на северо-востоке и Кафанского антиклинория на юго-западе простираются в совершенно противоположных направлениях. Первые, восточнее сел. Мурадханлы, постепенно отодвигаясь в северном направлении, на

отрезке Даг—Тумас—Джебраил в левобережье р. Акера принимают северо-восточное (или субширотное) простирание, а вторые, юго-восточнее коленообразного изгиба р. Базарчай у сел. Теймурмусканлы, принимают юго-западную ориентировку. Создается впечатление, что эти крупные структуры Малого Кавказа обходят какое-то погребенное поднятие докембрийских пород, занимающее левобережье р. Аракс в районах низовьев рек Охичай и Баргушатчай, с одной стороны, Акера и Каладжухчай, с другой. Выявленный в низовьях р. Акера гравиметрический минимум, протягивающийся до Лачина, вероятно, связан с третичными отложениями.

Кроме того, необходимо иметь в виду, что на противоположной стороне Аракса, в Иранском Карадаге, примерно в 20—25 км южнее впадения в него р. Акера, в субширотном направлении до Ордубада и далее протягивается крупный массив метаморфических пород докембрийского возраста. Ветвь этого массива, протягиваясь в левобережье р. Аракс, обнажается у с. Шишкерт в зоне Гирратахского разлома. Несомненно потому, что докембрийский (эопалеозойский) субстрат в этих районах высоко приподнят. Юго-западное продолжение Физули-Роздаринского поперечного поднятия можно провести через высоко приподнятую часть Кафанского антиклинория в полосе г. Кафан—Роздаринский интрузив.

Нижне-араксинский поперечный прогиб

Протягивается он от Мегринского ущелья вдоль нижнего течения р. Аракс в северо-восточном направлении до слияния с Предмалокавказским краевым прогибом. Мезозойские структуры северных зон восточной части Малого Кавказа (Агдамский, Карабахский и Замзурский антиклинории и разделяющие их синклинории: Мартунинский, Сарыбабинский, Гадрутский, Хузабертский и Гочасский) после очередного Физули-Роздаринского поперечного поднятия плавно погружаются под верхнеплиоцен-антропогеновые отложения левобережья р. Аракс. Общее строение прогиба замаскировано вышеуказанными отложениями, но о нем можно судить как по поведению окружающих прогиб мезозойских структур, так и по разрозненным выходам палеогена и неогена. Некоторые сведения получены также бурением и геофизикой.

Характерно, что простирание севернее расположенных структур Малого Кавказа (Агдамский антиклинорий) с приближением к левобережью р. Аракс изменяется с северо-западного на юго-западное. Изменение простираний присуще и

южнее расположенным структурам. Так, меловые отложения северного крыла Гочасского синклинория в левобережье р. Аракс, постепенно изгибаясь, принимают субширотное (восток-северо-восточное) простираение.

Таким образом, из изложенного видно, что в левобережье р. Аракса окружающие эту часть складчатой системы—структуры имеют тенденцию к периклинальному замыканию центральной осевой полосы мегантиклинория. Это доказывается и выходами палеоген-неогеновых отложений вдоль периферии этой складчатой системы по долине р. Аракс и восточнее, в Иране.

Эти данные дают нам основание Нижнеараксинской поперечный прогиб причислить к периклинальным прогибам складчатых зон. Видимо, периклинальное замыкание мезозойских структур палеогеном происходит на правом берегу р. Аракс, а современная конфигурация прогиба обязана верхнеплиоцен-антропогеновым отложениям, несогласно перекрывающим более древние образования, вплоть до бата включительно. Слагающие этот прогиб эоцен-олигоценные отложения заливообразно далеко вдаются в нижнее течение рек Акера и Баргушатчай, почти до меридиана Герусы, где принимают простираение окружающих мезозойских структур. Начиная с нижнего течения р. Акера, как это видно на левом берегу р. Аракс у Худаферинского моста, отложения майкопской свиты простираются в северо-восточном направлении, имея крутые углы падения (порядка 60—70°). Восточнее, судя по геологической карте Ирана, эти отложения простираются в субширотном направлении. Отложения миоцена на левом берегу р. Аракс у сел. Машанлы, повторяя простираение майкопской свиты, залегают полого, а на правом берегу Аракса срезаны поперечным сбросом.

Из изложенного видно, что северо-восточная часть прогиба по своему строению отличается от юго-западной части ее. В пределах последней палеоген-неогеновые отложения подчинены простираению мезозойских структур, а севернее Горадиза последние покрываются несогласно на них залегающими плиоцен-антропогеновыми отложениями, так что в значительной северной части Нижнеараксинский прогиб, как впервые указали В. Е. Хаин и А. Н. Шарданов (1952), является наложенным.

Из рассмотрения поперечных структур восточной части Малого Кавказа видно, что с северо-запада на юго-восток, несмотря на отсутствие явного проявления поперечных разломов в современной структуре, влияние волнообразных изгибов зем-

ной коры во всех этапах развития области было значительным, при этом временами их роль то возрастала, то ослабевала. По-видимому, наибольшую активность эти структуры проявили в байосе и мальме. В меловое время не во всех структурах влияние их было равномерным. В кайнозой наиболее активное влияние эти поперечные структуры оказали на распределение осадков палеогена, и, по-видимому, современных отложений. Надо полагать, что все поперечные поднятия и прогибы возникли над разломами субстрата, как это имеет место на западе. В ранних, а в некоторых случаях и средних этапах развития геосинклинали они, вероятно, имели характер блоковых структур, а позже, ввиду закупоривания одних разломов и оживления других (или же и того и другого), эти структуры превратились в надразломные поднятия и прогибы.

Исследование взаимоотношений поперечных и продольных структур раскрывает особенности и характерные черты тектонических движений в том или ином этапе развития любой, в том числе геосинклинальной области. Имеющиеся данные по изученной области показывают, что в ее развитии во всех этапах роль вертикальных движений была велика, но они попеременно проявлялись в активизации то долготных, то широтных структур, а порождаемые ими горизонтальные движения имели локальное влияние на магматизм и осадконакопления.

МАГМАТИЗМ¹

Интрузивный магматизм Малого Кавказа вообще и восточной его части в особенности является объектом изучения многочисленных исследователей. Современные представления об интрузивных формациях Малого Кавказа изложены в работах К. Н. Паффенгольца, В. Н. Котляра, В. Г. Грушевого, И. Н. Ситковского, А. Н. Соловкина, Ш. А. Азизбекова, М.-А. Кашкая, Г. С. Дзоценидзе, И. Г. Магакьяна, Р. А. Аракеяна, Г. М. Заридзе и Н. Ф. Татришвили, С. С. Мкртчяна, Р. Н. Абдуллаева, М. Д. Заири, Г. И. Керимова, С. М. Сулейманова, А. Д. Керимова, И. М. Либерзона, Р. Мартиросяна, В. Алиева, Э. Ш. Шихалибейли, Г. П. Корнева, Г. П. Багдасаряна, А. Т. Асланяна, Т. Ш. Татевосяна, А. Адамяна, Э. Г. Малхасяна, С. И. Баласаняна и многих других.

Вышеперечисленными исследователями доказано наличие на Малом Кавказе палеозойских и альпийских интрузивных формаций. Палеозойские интрузивы в исследованной части Малого Кавказа неизвестны. Они распространены лишь в пределах Армении и Грузии. Некоторые ранне — и позднепалеозойские интрузивы региона как пространственно, так и в тектоническом отношении значительно тяготеют или же входят в состав толщ, слагающих доальпийский фундамент, а в ряде случаев обломки пород этих интрузивов встречаются в составе юрских и меловых образований восточной части Малого Кавказа.

Исходя из этих соображений, для общего сведения коротко остановимся на характеристике некоторых типичных интрузивов этого ряда.

¹ Эффузивный магматизм описан в разделах «Стратиграфия» и «История тектонического развития».

Палеозойский магматизм

К наиболее древним эопалеозойским интрузивам, по данным А. Т. Асланяна (1958), следует относить гипидиоморфно-зернистые граниты арзаканской свиты, обнажающиеся в ядре крупной антиклинальной складки у сс. Арзакан и Агверан.

Следующими по возрасту считаются основные и ультраосновные интрузивы, представленные различными серпентинитами, нормальными габбро, габбро-амфиболитами, габбро-диабазами и диабазами, приуроченными ко всем горизонтам метаморфического комплекса. По данным же Р. А. Аракеляна (1959), эта формация интрузивов является наиболее древней.

Наибольшим площадным развитием пользуются лейкократовые граниты, приуроченные к мисханской и апаранской свитам эопалеозоя. Считают, что эти граниты по возрасту моложе ультраосновных интрузивов. Характерно, что лейкократовые граниты не образуют крупных секущих тел, а небольшими порциями насыщают эопалеозойскую толщу и незаметно переходят во вмещающие зеленые сланцы и порфириды, образуя различных размеров линзы, гнезда и жилы. Эти данные дают основание А. Т. Асланяну (1958) считать, что мисханская и апаранская толщи были гранитизированы растворами, что и привело к образованию лейкократовых гранитов.

Следующим по возрасту интрузивным комплексом, по данным А. Т. Асланяна (1958) и Р. А. Аракеляна (1959), являются штоки гранодиоритов, кварцевых диоритов, а также диоритов и габбро-диоритов, прорывающих дислоцированную агверанскую свиту, сложенную основными эффузиями.

В юго-западных склонах Мегринского хребта в метаморфизованной вулканогенной толще девона размещены лейкократовые гнейсовидные граниты и небольшие штокообразные тела диоритов. Первые прорваны более молодыми мезозойскими монцонитами (А. Т. Асланян, 1958). Все эти интрузивы, согласно существующим представлениям, имеют соответственно ранне- и среднепалеозойский возраст. Но они могут быть и досреднедевонскими (Р. А. Аракелян, 1959).

Если считать верными результаты определения абсолютно го возраста древних плагиогранитов Мисханского массива, полученные Г. П. Багдасаряном (215—235 млн. лет), то магматизм в этом районе соответствует позднегерцинскому времени (Г. Д. Афанасьев и другие, 1960). В то же время новейшие данные свидетельствуют о том, что возраст метаморфизма пород Арзаканского массива по радиологическим данным соответствует концу средней и началу поздней юры, а возраст

интрузий, прорывающих метаморфический комплекс этого массива, отвечает интервалу времени от конца средней юры до начала верхнего мела (Г. П. Багдасарян, Р. Х. Гукасян, 1961). Эти новые данные требуют тщательного анализа фактов и пересмотра многих ранее сложившихся представлений.

В северо-западной части Сомхито-Агдамской зоны, в пределах Храмского и Локского массивов широким распространением пользуются герцинские гранитоидные интрузивы, гнейсовидные и массивные кварцевые диориты, биотитовые, двуслюдяные и мусковитовые граниты (серые и розовые), возникшие в процессе гранитизации нижнепалеозойского метаморфического субстрата (Г. М. Заридзе, Н. Ф. Татришвили). В Храмском массиве, по Н. И. Схиртладзе, наиболее древние гранитоиды трансгрессивно перекрываются толщей «нижних туффигов» (C_{2-3}), а сравнительно молодые прорывают ее и перекрываются лейасом.

Таким образом, возраст первых должен определяться как раннепалеозойский, а вторых — как позднепалеозойский (карбон—триас).

Альпийский магматизм

Приступая к изложению общих сведений об интрузивных формациях альпийского цикла восточной части Малого Кавказа, отметим, что этому вопросу посвящены многочисленные специальные работы. Поэтому, во избежание повторений, мы вкратце осветим некоторые дополненные нами данные наших предшественников о приуроченности интрузивных тел к тем или иным структурам, об их составе, морфологии и возрасте. При этом отметим, что предыдущими исследователями гораздо больше внимания уделено изучению интрузивов северо-восточных склонов Малого Кавказа (Сомхито-Агдамская зона) и Араксинской зоны, чем изучению таковых внутренней зоны Малого Кавказа (Севано-Карабахская и Мисхано-Каванская зоны).

Таким образом, если мы при описании интрузивов северо-восточных склонов всецело придерживаемся данных предыдущих исследователей, то для внутренней зоны излагаем в основном свои личные данные с привлечением новых сведений, полученных в результате детальных геологических съемок геологами Азгеолуправления (О. Гамзаевым, А. Г. Аллахвердиевым и др.).

В пределах восточной части Малого Кавказа в альпийском цикле выделяется несколько этапов интрузивной деятельности:

ного интрузива. Г. И. Керимов (1955), в дополнение к сообщениям М. Д. Гаврилова, приводит ряд убедительных данных, подтверждающих верхнебайосский возраст не только Атабек-Славянского, но и Гиланбирского плагиигранитного массива. Р. Н. Абдуллаев (1963), подтверждая верхнебайосский возраст этих интрузивных тел, считает, что Дзегамчайский кольцевой (?) интрузивных порфировидных кварцевых диоритов нижнебайосский¹, а асрикчайские плагииграниты и плагиигранит-порфиры — среднеюрские (хотя об этом можно узнать только по карте, ибо в тексте этот интрузив не описывается).

Атабек-Славянский интрузив находится в междуречье Дзегамчая и Джагирчая, в районах сс. Атабек и Славянка и вытянут в меридиональном направлении на расстоянии 12 км. Вмещающие породы представлены верхнебайосскими кварцевыми плагиипорфирами и нижнебайосскими порфиритами.

По данным Р. Н. Абдуллаева (1963), состав пород интрузива отличается однообразием и, в основном, представлен плагиигранитами. Структура последних порфировидная и гранофировая, что связано с небольшой глубиной (100—200 м) формирования интрузива. Автор пишет, что этот интрузив, имея меридиональное направление, залегает несогласно по отношению к складчатым структурам среднеюрской толщи. Однако, ввиду того, что батская вулканогенная толща здесь залегает несогласно не только на интрузиве, но и на подлежащих образованиях, необходимо учесть изменение плана складчатости в батское время. Итак, Атабек-Славянский интрузив, как это было указано в разделе «Тектоника», располагается в пределах Атабекского поперечного прогиба верхнебайосского времени; в то же время он тесно связан с интенсивным воздыманием (частная инверсия) этого прогиба и предбатской складчатостью, которая по времени соответствует завершающей фазе верхнебайосского вулканизма.

Всего в 500 м севернее Атабек-Славянского интрузива, отделяясь от него полосой выходов кварцевых плагиипорфиров, в аналогичных геологических условиях располагается Дашбулагский интрузив гранодиоритового и кварц-диоритового состава. Этот интрузив, имея в плане коленообразную форму, на западе вытянут в северо-западном направлении на 7 км, а на

¹ По данным Г. И. Керимова и Т. Аб. Гасанова, этот интрузив не принадлежит к кольцевым, а имеет локалитнообразную форму и занимает площадь более 30 км². По мнению Г. И. Керимова, возраст этого интрузива неоккомский, ибо он прорывает отложения бата и келлоева. Это подтвердилось и данными Т. Аб. Гасанова.

юге—в северо-восточном направлении на 5—6 км. Кроме того, к северо-востоку от него расположены два мелких выхода того же состава, несогласно перекрытые келловей-оксфордскими отложениями. Как указывает Р. Н. Абдуллаев (1936), в наиболее возвышенной части Дашбулагского интрузива сохранились незамещенные гранитоидной магмой метаморфизованные останцы батских порфириров. Кроме того, как Р. Н. Абдуллаев (1963), так и Г. И. Керимов (1961) указывают на то, что описываемый интрузив на юго-западе прорывает отложения бата и что последние вдоль контакта окварцованы, каолинитизированы и эпидотизированы. Учитывая тождественность состава Дашбулагского интрузива с таковым Кабахтапинского, расположенного в 4,5 км к северо-востоку от первого и в иных геологических условиях, эти исследователи предполагают общность и одновозрастность их, т. е. считают эти интрузивы неоконскими.

Судя по геологическим картам Г. И. Керимова и Р. Н. Абдуллаева, необходимо отметить, что геологическое положение этих интрузивов резко отлично, и потому они вряд ли могут быть единными и притом одновозрастными. Дашбулагский интрузив, имея, правда, несколько отличный состав, располагается, как и Атабек-Славянский, в наиболее приподнятой и притом ранее сформированной центральной части Шамхорского антиклинория. Оба интрузива приурочены к единой структуре, но отстоят друг от друга на 500 м. На всем своем протяжении они выдерживают меридиональное простирание, приурочиваясь к осевой полосе Атабекского поперечного прогиба верхнебайосского времени, втянутого в поднятие предбатской складчатостью.

Кабахтапинский интрузив располагается в совершенно иных геолого-тектонических условиях (см. ниже). Неясен вопрос о том, прорывает ли Дашбулагский интрузив отложения бата или же контактовое воздействие интрузива на вмещающие породы связано с двумя крупными северо-западными сбросами (ветви крупного Инджа-Човдар-Таузского разлома), один из которых срезает северный конец интрузива, а другой, судя по его простиранию, должен был бы пройти в юго-западной части этого массива, т. е. там, где распространены отложения бата. Но почему-то последний восточнее правобережья р. Дзегамчай не прослежен.

О сложном тектоническом положении Дашбулагского интрузива говорит еще и тот факт, что (судя по геологической карте Р. Н. Абдуллаева) несколько западнее от него, начиная с предгорья, в меридиональном направлении почти до сел. Зах-

меткенд лентовидно на расстоянии 16—18 км выступают породы нижней вулканогенной толщи. Такие выходы без разрывов объяснить трудно. Вот почему мы склонны возраст Дашбулагской интрузии считать верхнебайосским, так же как и Атабек-Славянского интрузива; что касается расхождения их составов, то это, как нам кажется, не может служить убедительным доводом в пользу их разновозрастности.

Джагирский интрузив расположен в долине р. Джагирчай, восточнее Атабек-Славянского интрузива. В плане интрузив имеет неправильную овальную форму и слегка вытянут в северо-западном направлении на 4,5 км. Интрузив изучался Ш. А. Азизбековым (1947), Р. Н. Абдуллаевым (1963), Г. И. Керимовым (1961, 1963) и многими другими. Представлен он, в основном, кварцевыми диоритами, которые, по данным Г. И. Керимова (1961), характеризуются типичными пегматитовой и гранофиновой структурами. Вмещающими интрузивный массив породами являются верхнебайосские кварцевые плагиопорфиры и вулканогенные образования нижнего байоса. Контактное воздействие интрузива на вмещающие породы слабое, что объясняется крутым залеганием контактовой поверхности (Р. Н. Абдуллаев, 1963). Вдоль главной оси интрузивный массив расчленен гранодиорит-порфиrowыми, кварцевыми, диорит-порфиrowыми, аплитовыми и диабазовыми дайками.

Все эти данные мы связываем с приуроченностью интрузива к вышеупомянутому разлому. Р. Н. Абдуллаев считает, что сложное строение и петрографические особенности интрузива позволяют отнести его к плутонам, удаленным от магматических очагов и формировавшимся на относительно небольшой глубине.

Р. Н. Абдуллаев (1963), Г. И. Керимов (1961—1963) и другие исследователи возраст Джагирского интрузива почему-то, по аналогии с Кабахтапинским интрузивом, считают неокосским. В действительности же этот интрузив, являясь частью Атбаек-Славянского массива, тесно примыкает к нему и ничем не отделен от него. В то же время Джагирский интрузив, прорывая отложения нижнего и верхнего байоса, как и Дашбулагский массив, по составу близко стоит к кабахтапинскому. Судя по геологической карте, геолого-тектоническое положение Кабахтапинского интрузива резко отлично от такового упомянутых массивов, а сходство петрографического состава не может явиться основой для убедительного решения вопроса об их возрасте.

Таким образом, приуроченность Джагирского интрузива к наиболее приподнятой части Шамхорского антиклинория, ко-

торый в основном формировался до отложения батской вулканогенной толщи, возраст вмещающих пород и тесная связь с Атабек-Славянским массивом дают нам основание считать возраст этого интрузива верхнебайосским. По-видимому, отличный от состава Атабек-Славянского массива состав Джагирского и Дашбулагского интрузивов объясняется геотектоническими условиями их формирования. Эти интрузии внедрились в более проницаемый участок структуры, который был раздроблен крупным древним разломом северо-северо-западного простирания. Атабек-Славянский же интрузив, также приурочен к осевой полосе структуры. Как увидим ниже, аналогичным составом обладает и Барум-Барсумский интрузив, также приуроченный к этой зоне разлома.

Наши данные о принадлежности Джагирского интрузива к части Атабек-Славянского, подкрепляются и данными Г. И. Керимова (устное сообщение), который пришел к этому выводу еще в 1961 г. при изучении контактов и петрологии этих интрузивов.

Барум-Барсумский интрузив изучен Ш. А. Азизбековым (1947), Р. Н. Абдуллаевым (1963), Г. И. Керимовым (1961, 1963), И. Н. Ситковским (1941) и другими. Этот массив расположен в левобережье р. Шамхор и имеет неправильную форму, слабо вытянутую в широтном направлении (5 км) при средней ширине около 4 км. Западнее, у сел. Ново-Гореловка, обнажается вытянутое в широтном направлении интрузивное тело кварцевого диорита.

Барум-Барсумский интрузив в основном состоит из гранодиоритов, кварцевых диоритов, тоналитов, банатитов и адмелитов. Причем, как отмечает Г. И. Керимов (1963), переход между этими разностями постепенный. Интрузив прорывает нижнебайосскую вулканогенную толщу основного и среднего состава и на незначительной площади—кварцевые плагиопорфиры верхнего байоса, обнажающиеся в его юго-западной части. Контактное воздействие интрузива на боковые породы выражено довольно интенсивно. По данным Р. Н. Абдуллаева (1963), за исключением западного контакта, где распространены кварцевые плагиопорфиры, все остальные контакты (северные, восточные и южные) являются крутыми.

Как Р. Н. Абдуллаев (1963), так и Г. И. Керимов (1961, 1963) возраст данного интрузива, как и Кабахтапинского, считают неокомским.

Однако, если учесть геолого-тектоническую обстановку района расположения этих интрузивных тел, то становится совершенно очевидным, что Кабахтапинский интрузив имеет

отношение к совершенно иной и значительно позже сформировавшейся тектонической структуре и что между ним и Барум-Барсумским интрузивом трудно провести аналогию. Сходство же составов интрузивных тел зависит от многих факторов, из коих мы выше указали как на один из возможных (см. Джигирский интрузив).

Гильанбирский плагиогранитовый интрузив расположен в среднем течении р. Шамхорчай, в 4 км севернее Барум-Барсумского массива, причем между ними располагается еще одно интрузивное тело незначительных размеров.

Гильанбирский интрузив изучен Ш. А. Азизбековым (1947) и Г. И. Керимовым (1961, 1963). Тело интрузива несколько вытянуто в северо-западном направлении и имеет площадь около 16 км². Вмещающими породами являются верхнебайосские кварцевые плагиопорфиры и в меньшей мере—нижнебайосские лавовые и пирокластические образования, которые в контакте слабо ороговикованы и эпидотизированы. Этот массив сложен в основном плагиогранитами, переходящими, в зависимости от состава вмещающих пород, в более меланократовые или лейкократовые разновидности. Плоскости контактов, ограничивающих массив, падают в сторону вмещающих пород под углом 35—50°.

Как указано в разделе «Тектоника», Барум-Барсумский и Гильанбирский интрузивы приурочены к осевой полосе поперечного Шамхорчайского антиклинального поднятия, возникшего над доальпийским грабен-прогибом и окончательно сформировавшегося, как складчатая структура, в период предбатской складчатости. Естественно, поэтому, что возраст описываемых интрузивных тел следует считать предбатским, точнее верхнебайосским.

Кроме описанных интрузивов, в пределах Шамхорского антиклинория имеется несколько гранитоидных массивов верхнебайосского времени, которые приурочены к первичным поперечным структурам. На западе к осевой полосе Таузчайского антиклинального поднятия приурочена удлиненная Таузчайская интрузия; несколько наискось к осевой полосе Мехрабского синклинального прогиба расположены три массива гранитоидов по р. Мехрабчай; в зоне перехода между предыдущим и Дзегамчайским антиклинальными поднятиями расположен удлиненный в меридиональном направлении Асрикчайский (Беюккишлакский) интрузив; вдоль осевой полосы Дзегамчайского поднятия по течению реки выступает ряд выходов интрузивных тел; наконец, к осевой полосе Човдарского син-

клинального прогиба приурочено несколько мелких выходов гранитоидных интрузивов.

Таким образом, весь имеющийся материал свидетельствует о том, что интрузивные тела, расположенные во внутренней и наиболее приподнятой части антиклинория, одновозрастны со складчатостью и сформировались в верхнебайосское время (рис. 29).

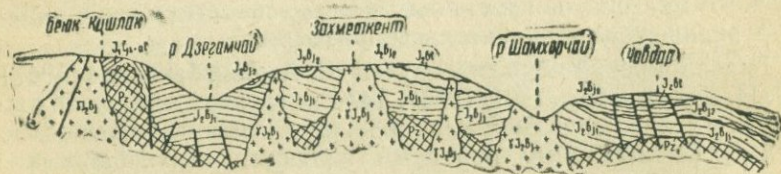


Рис. 29

Схематический продольный геологический профиль через Шамхорский антиклинорий по линии Бюек-Кышлак (р. Асрикчай) — с. Човдар

В западной части Мровдагского антиклинория, в районе г. Кошкардаг Р. Н. Абдуллаевым (1963) изучен и описан ряд мелких интрузивных тел, представляющих апикальные выступы крупного массива, еще не вскрытого эрозией. Здесь названным исследователем описываются Оджахдагские пластообразные (силловый) кварцевые диориты, кварцевые габбро-диориты и имеющие незначительное развитие банатиты, диориты, габбро-диориты и габбро. Последние часто переходят друг в друга и носят явно гибридный характер. Вторую группу составляют Кошкардагские интрузивы, сложенные габбро, габбро-диоритами, гранодиоритами и кварцевыми диоритами. Породы, слагающие верхнюю часть интрузива, характеризующиеся диоритовым и габбро-диоритовым составом, образовались в результате ассимиляции гранитоидной магмой порфировых пород и носят гибридный характер.

Все перечисленные группы интрузивов приурочены к западному периклинальному замыканию антиклинория, тяготеют к Хачбулаг-Гянджачайской поперечной флекуре и прорывают нижнебайосскую вулканогенную толщу. Вмещающие породы от контактового воздействия интрузивов и их постмагматических растворов метаморфизованы.

Исходя из тождественности состава этих интрузивов с таковым Дашкесан-Зурнабадского интрузива, Р. Н. Абдуллаев (1963) возраст их считает послеверхнеюрским—доконьякским.

Однако, учитывая, что Мровдагский антиклинорий (особенно его осевая полоса) формировался как складчатая структура в предбатское время, время внедрения этих интрузивов мы считаем верхнебайосским, соответствующим основному этапу поднятия (частная инверсия) и главной фазе складчатости. В верхнеюрско-коньякское время эта структура представляла сравнительно высокую сушу и подвергалась размыву.

Небезынтересно отметить и то, что наличие крупных галек и валунов гранитоидных пород в конгломератах верхнего оксфорда у западной периклинали Карабахского антиклинория (слияние рек Мейданчай и Левчай) свидетельствует о присутствии в пределах названной структуры ныне перекрытых осадками доверхнеюрских интрузивов.

Позднеюрский этап (кимеридж-титон) интрузивной деятельности

Верхнеюрские интрузивы составляют одну из наиболее широко распространенных групп, которые на западе, в основном, тяготеют к верхнеюрским прогибам, а на востоке—к осевым полосам крупных положительных структур Сомхито-Агдамской и Мисхано-Кафанской зон Малого Кавказа. Эту группу интрузивов все исследователи указанной области до сего времени считают неокомской. Основанием для этого служит повсеместное обнаружение в базальных конгломератах сеномана (ныне нижнего коньяка) многочисленных галек этих интрузивов. Причем, всюду достоверно эти массивы прорывают либо отложения бата, либо нижнего мальма, либо кимериджа.

Отметим, что неокомский возраст интрузивов хорошо увязывался с общепризнанным фактом энергичного воздымания и складчатости, происходивших в это время на Малом Кавказе, что доказывалось отсутствием в этой области, за исключением Кафанской зоны, осадков неокома. Что касается верхнего мальма, то его образования также якобы имеют ограниченное развитие, за исключением Дашкесана и Кафана. Однако нами, Р. Н. Абдуллаевым (1963) и другими было доказано, что почти во всех верхнеюрских прогибах и частично в поднятиях (на востоке) этой части Малого Кавказа распространены вулканогенно-обломочные и осадочно-туфогенные образования кимериджа. При этом Р. Н. Абдуллаевым (1963) было установлено, что кимериджский вулканизм был представлен в лавовой, пирокластической, субвулканической и субинтрузивной фациях и что эффузивные породы этого времени имеют как кислый, так и основной состав.

Все это свидетельствует о завершении верхнеюрского эта-

па вулканизма, совпадающего с замыканием, поднятием и складчатостью верхнеюрских прогибов и поднятием Сомхито-Агдамской зоны, а также положительных структур Мисхано-Кафанской зоны. Кроме того, в последующие годы М. Р. Абдуллакаsumзаде и О. Б. Алиевым соответственно было установлено, что в Мартунинском и Тоурагачайском прогибах имеются отложения баррема и валанжина. Наличие последних в карбонатной фации, причем огромной мощности (600—800 м), свидетельствует об интенсивном прогибании в это время не только внутренних, но и внешних (окраинных) прогибов Малого Кавказа. Следовательно, предполагаемое повсеместное неокомское воздымание Малого Кавказа оказалось частичным и приуроченным к отдельным поднятиям.

Все ранее предполагаемые неокомские интрузии изученной части Малого Кавказа (за исключением отнесенных нами к верхнебайосским) расположены в поле распространения кимериджских пирокластических образований и в редких случаях— в поле распространения батской вулканогенной толщи (погружение Мровдагского антиклинория), которая интродуцирована первыми. Приведенные выше данные показывают, что конец верхней юры для внешних рам (Сомхито-Агдамская на севере и Мисхано-Кафанская на юге) эвгеосинклинали явился не только временем интенсивных поднятий и складчатости, но и периодом интенсивного вулканизма и следовавшей за ним интрузивной деятельности.

Следует отметить, что состав эффузивного и интрузивного магматизма этого времени тождественен. При принятии неокомского возраста интрузивных тел этой области, как справедливо отметил Г. С. Дзоценидзе, оказывается незавершенным цикл позднеюрского магматизма и недоразвитым неокомский магматизм (т. е. кимериджский вулканизм без интрузий, а неокомские интрузии без эффузивной деятельности). Если же учесть, что возраст отложений, ранее относимых к сеноману, оказался более молодым, необходимо вообще отказаться от неокомского возраста этих интрузивов и растянуть время их формирования почти до сенона (т. е. до нижнего коньяка), а это значит, что интервал времени для внедрения не только слишком длительный (бат-коньяк или кимеридж-коньяк), но и неопределенный.

Таким образом, наиболее логичным решением вопроса нужно считать отказ от неокомского (или донижнеконьякского) возраста гранитоидных интрузивов этой части Малого Кавказа и принятие их верхнеюрского (кимеридж-титон) возраста.

Дашкесан-Кедабекский интрузивный комплекс приурочен

к Дашкесанскому синклинорию, занимая на востоке осевую полосу, а на западе—северное крыло синклинория. Данный комплекс состоит из Дзегамчайского, Кедабекского и Дашкесан-Зурнабадского массивов, которые расположены в полосе развития верхнеюрских отложений.

Из упомянутых выше интрузивов наиболее изученным являются Дашкесанский и Кедабекский массивы.

Весь комплекс в течение значительного времени изучался Е. С. Федоровым, К. Н. Паффенгольцем (1948), Г. А. Крутовым, И. Н. Ситковским (1941), Е. Г. Багратуни (1934), Ш. А. Азизбековым (1947), М. А. Кашкаем (1956), А. С. Марфуни, Р. Н. Абдуллаевым (1948), Г. И. Керимовым (1958), М. А. Кашкаем, Г. П. Корневым, Д. А. Ахмедовым и Э. Г. Бабаевым (1958) и др.

Дашкесан-Зурнабадский интрузив занимает верховья междуречья Гянджачая и Кошкарчая, обнажается между сс. Зурнабад на северо-востоке и Юхары-Дашкесан на юго-западе. Дашкесан-Зурнабадский интрузив состоит из двух удлиненных в широтном направлении массивов—Дашкесанского и Зурнабадского, отделенных небольшой перемычкой вмещающих пород. Эти тела расположены несколько кулисообразно и, подчиняясь складчатости, на востоке вытянуты в северо-восточном, а на западе—в субширотном направлениях. Характерно, что направление простираия интрузивов ориентировано несколько наискось к простираию синклинория и что их восточные окончания дугообразно изогнуты.

Нами уже было доказано, что (см. «Тектонику») геологические и гравиметрические данные свидетельствуют о наличии вдоль северного крыла синклинория на всем его протяжении ныне замаскированного глубинного разлома. Вероятно, внедрение Дашкесан-Зурнабадского интрузива тесно связано с Хачбулак-Ханларской флексурой (или разломом глубокого заложения), которая в районе Дашкесана пересекается Тауз-Загликской зоной разрывов северо-северо-западного простираия. Вдоль этой зоны разрывов расположены Бадакендский, Дашбулакский, Джагирский, Барум-Барсумский верхнебайосские интрузивы.

Таким образом, тектоническая обстановка Дашкесан-Зурнабадского интрузива чрезвычайно сложна, и вся древняя структура здесь замаскирована верхнеюрскими образованиями.

Вмещающими эти интрузивы отложениями служат эффузивно-пирокластические, осадочно-туфогенные и карбонатные породы нижнего мальма, кимериджа, а на севере—бата. На

северо-востоке, в долине р. Гянджачай у сел. Зурнабад, на незначительной площади Зурнабадский массив перекрывается нижнеконьякскими отложениями, в базальных конгломератах которых содержатся обломки этого интрузива.

Исследованиями М. А. Кашкая (1958) установлено, что Дашкесанский интрузив имеет полифазный характер. Данные М. А. Кашкая, Г. П. Корнева, Д. А. Ахмедова и Э. Г. Бабаева (1958) свидетельствуют о том, что Дашкесанский интрузив сформировался в четыре фазы интрузивной деятельности. В первую фазу внедрилась магма основного состава и произошло формирование габброидов, выступающих в районе гг. Зиарат, Пирсултан, сел. Казах—Елчулар и в долине р. Кошкарчай. Во вторую, главную по объему внедрившейся магмы, фазу произошло формирование более крупного массива адамелит-гранодиоритов. В третью фазу внедрились лейкократовые жильные породы граноаплитового и плагиоаплитового состава. И, наконец, в четвертую фазу внедрились широко распространенные трещинные интрузии основного состава, представленные дайками диабазов, диабазовых порфиритов, спессартитов и др. Дайковые породы составляют густую сеть северо-западного, северо-восточного и субширотного простираний, по-видимому, отвечающих направлениям вышеотмеченных разломов и флексур глубокого заложения.

Интенсивно воздействуя на вмещающие породы, Дашкесан-Зурнабадский интрузив в экзоконтакте создал широкую зону контактового метаморфизма, представленную скарно-роговиковой полосой.

Р. Н. Абдуллаев (1963), анализируя условия формирования интрузива, приходит к заключению, что диабазовые и лампрофированные дайки с Дашкесан-Зурнабадским интрузивом генетической связи не имеют, а представляют самостоятельные геологические тела, имеющие более древний возраст, чем интрузивный массив и, по всей вероятности, являются корнями кимериджских лав. Такое мнение находит свое подтверждение уже в том, что эти тела располагаются вне контура интрузивного массива, где могла быть сохранена первичная тектоническая структура и к которой приурочены разноориентированные дайки. Справедлив также и второй вывод Р. Н. Абдуллаева (1963)—о северо-западном падении интрузивного массива, что подтверждается опусканием северо-западного сегмента синклиниория вдоль поперечной Хачбулак-Ханларской флексуры.

Кедабекский интрузив расположен на левом берегу р. Шам-

хорчай и протягивается в северо-западном направлении вдоль р. Кедабекчай до местности Арыхдам.

Описываемый интрузив приурочен к северному крылу Дашкесанского синклинория и располагается в зоне перехода к Шамхорскому антиклинорию. На наличие замаскированного глубинного разлома субширотного простирания вдоль этой зоны указывают как геологические данные (Г. И. Керимов, 1958), так и гравиметрические исследования. Кроме того, в локализации интрузива немаловажную роль играет, по-видимому, наличие крупного северо-северо-западного Арыхдамского разлома, возможно связанного с Бейюккишлакской системой разрывов.

Помимо многочисленных упомянутых выше исследователей, в последние годы интрузив детально изучался Г. И. Керимовым (1958, 1961, 1963), который установил здесь две фазы интрузивной деятельности.

Кедабекский интрузив прорывает отложения байоса, бата, нижнего мальма и, вероятно, кимериджа, от которого в лево-бережье р. Шамхорчай еще сохранился небольшой выход пирокластических пород. Породы Кедабекского интрузива отличаются сложным петрографическим составом. По данным Г. И. Керимова (1958, 1963), здесь в первую фазу произошло внедрение магмы габброидного состава (габбро, габбро-диориты, диориты), которая занимает центральную часть массива площадью около 10 км². Во вторую главную фазу внедрения произошло формирование массива кварцдиоритового состава (кварцевые диориты, тоналиты, банатиты и гранодиориты), занимающего значительный объем в интрузиве. Породы, образовавшиеся в каждую фазу в отдельности, связаны между собой взаимными переходами. Вышеуказанные фазы магматической деятельности сопровождаются жильными дериватами как лейкократового, так и меланократового состава.

Контактовое воздействие интрузива на вмещающие породы выразилось в образовании скарно-роговиковых пород. Интрузив имеет сложнштокообразную форму залегания и формирование его происходило в мезабисальных условиях.

Кабахтапинский интрузив расположен на северном крыле Шамхорского антиклинория, в зоне перехода последнего в предмалокавказский краевой синклинорий. Изучен он Ш. А. Азизбековым (1947), Р. Н. Абдуллаевым и М. Н. Раджабовым (1954), Г. И. Керимовым (1956) и многими другими. Здесь судя по геологической карте Р. Н. Абдуллаева, в районе расположения интрузива отложения келловея—оксфорда, резко несогласно перекрывая кварцевые плагиопорфиры верхнего

байоса, в свою очередь, покрываются вулканообломочными образованиями кимериджа, широко распространенными в западной части массива. Как отложения нижнего байоса (в восточной части массива) и кимериджа, так и породы массива на севере, в предгорной зоне, несогласно перекрываются коньякскими образованиями, имея в основании обильные обломки интрузива. На высшей отметке этого массива уцелели от размыва останцы миоценовых отложений.

Кабахтапинский интрузив прорывает отложения нижнего и верхнего байоса, а также келловея—оксфорда и кимериджа. Западнее имеется несколько мелких выходов интрузивных пород, которые прорывают отложения кимериджа.

Как было указано в разделе «Тектоника», вдоль северного крыла Шамхорского антиклинория проходит крупный Киров-абад-Храмский разлом глубокого заложения, значительно опустивший предгорную зону, способствующую образованию предмалокавказского прогиба, эффузивной деятельности в кимеридже и внедрению интрузивных массивов. Этому не противоречит наличие в этой полосе многочисленных (кроме Кабахтапинского и Кызылкаинского массивов) мелких выходов гранитоидных пород, составляющих линейно вытянутый ряд от Кировабада до Дзегамчая и далее в западном направлении.

Таким образом, учитывая геологическое положение интрузива, соотношения его с вмещающими породами и тождественность фаций интрузива и прорванных им кимериджских пирокластических пород, мы приходим к заключению, что возраст интрузива—кимеридж-титонский. Что же касается наличия обломков интрузива в отложениях коньяка, то это не противоречит кимериджскому возрасту и не может служить доказательством неокомского возраста интрузива.

Кабахтапинский интрузив представлен гранодиоритами, кварцевыми диоритами и в подчиненном количестве тоналит-банатитами. Жильными породами, генетически связанными с Кабахтапинским интрузивом (Р. Н. Абдуллаев, 1963), являются диоритовые порфириды, диабазовые порфириды и аплиты, которые вытянуты в северо-западном направлении. Аплитовые дайки, имея северо-восточное простирание, секутся диоритовыми порфиридами северо-западного направления.

Р. Н. Абдуллаев (1963) и Г. И. Керимов (1961, 1963) считают Кабахтапинский и Дашбулакский интрузивы отдельными выходами единого массива неокомского возраста.

Как видно из изложенного, эти тела неодновременны, ибо располагаются в совершенно различных тектонических условиях.

Кызылархачская группа интрузивов впервые была выявлена и описана Э. Ш. Шихалибейли и Р. Н. Абдуллаевым в 1942 г. Краткие сведения об этих интрузивах, по данным названных авторов, приводит в своей статье А. Н. Соловкин (1948). Позже к этой группе Р. Н. Абдуллаевым (1963) причислены изученные нами совместно Кечалдагский и Ирек-Мангукский массивы. Вся группа состоит, таким образом, из шести массивов, выступающих в восточном погружении Мровдагского антиклинория, в области распространения батских отложений. Обнажаются они в местности Кызылархач, в районе г. Казандурмаз, в юго-западной части вершины г. Кечалдаг, в 2 км к юго-западу от сел. Гюлистан, по северной окраине сел. Яншах и в левобережье Тоурагачая в местности Ирек-Мангук. Все эти тела петрохимически детально исследованы Р. Н. Абдуллаевым (1963), который считает их возраст неокотским. Однако, учитывая расположение этих массивов, условия их залегания и возраст воздымания и складчатости этой части антиклинория, мы их внедрение связываем с завершением излияния пирокластических образований кимериджского времени. Последние, несмотря на отсутствие в районах расположения рассматриваемых интрузивов, ныне, вследствие размыва, широко распространены недалеко от них и повсеместно участвуют в периклинальном замыкании Мровдагского антиклинория.

Все выходы данной группы, как было указано, прорывают отложения бата, которые в полосе контакта интенсивно метаморфизованы и гидротермально изменены.

Интрузивы Кызылархачской группы представлены диоритовыми порфиритами, кварцевыми диоритовыми порфиритами, кварцевыми габбро и кварцевыми габбро-норитами. Названные породы, по мнению Р. Н. Абдуллаева (1963), носят в большинстве случаев гибридный характер. Породы главной интрузивной фации (Р. Н. Абдуллаев, 1963) имеют ограниченное развитие и встречаются в пределах Кызылархачского и Ирек-Мангукского интрузивов. Породы первого представлены гранодиоритом, гранодиорит-порфиритом и кварцевым диоритом, а второго — лишь кварцевым диоритом и диоритом.

Описываемые тела вскрыты эрозией на незначительную глубину, но, учитывая, крутые поверхности контактов интрузий и порфириформный состав их, Р. Н. Абдуллаев (1963) считает, что они относятся к круто падающим штокообразным телам, застывшим в гипабисальных условиях.

Мехманинский интрузив расположен в междуречье Тертера и Хачинчая и приурочен к осевой полосе Агдамского анти-

клинория, где им прорваны отложения бата, келловея—оксфорда и кимериджа. Положение интрузива определяется не только приуроченностью его к осевой полосе Агдамского антиклинория, где проходит крупное сбросовое нарушение (Каранлык-Мехманинское), но и расположением его у пересечения этой структуры с Хачинчай-Тертерским поперечным поднятием.

Мехманинский интрузив изучался К. Н. Паффенгольцем (1948), А. Н. Соловкиным (1939), И. В. Баркановым (1936), А. Д. Керимовым (1952), Р. Мартиросяном, Н. Зайцевой и Р. Рафибейли, В. Леонтьевым, Н. М. Селимхановым, А. А. Байрамовым и другими. Сведения об этом интрузиве можно встретить в работах И. А. Преображенского (1934), И. Н. Ситковского (1941), Ш. А. Азизбекова (1962), Р. Н. Абдуллаева (1963) и других. А. Н. Соловкин (1939) придерживается доверхнесенонского возраста этой интрузии. В настоящее время всеми исследователями возраст Мехманинской интрузии, как и всех остальных гранитоидных интрузивов этой части Малого Кавказа, принимается, неокомским.

Сторонники неокомского возраста Мехманинского интрузива исходят, во-первых, из того факта, что он, якобы прорывая только батские отложения, оказывает на них активное контактовое воздействие. Во-вторых, на северо-востоке, в предгорной полосе породы интрузива перекрываются известняками верхнего сенона, содержащими в базальном конгломерате гальки гранитоидных пород. Однако ознакомление с имеющимися геологическими данными показывает, что Мехманинский интрузив, располагаясь в ареале развития пирокластических образований кимериджа на левом берегу р. Хачинчай, прорывает их, оказывая на них контактовое воздействие. Кроме того, надо иметь в виду еще и то, что в междуречье Тертера и Хачинчая более мелкие тела аналогичного состава (Мецшен, Касапетский, Оратагский и др.) расположены лишь в полосе развития кимериджских отложений, явно прорывая их. Таким образом, доказывается тесная генетическая связь эффузивного и интрузивного магматизма. При принятии же неокомского возраста как этого, так и других интрузивов невозможно связать не только геотектоническую (учитывая новые данные о неокоме) обстановку внедрения, но и отсутствие эффузивных аналогов в это время.

Мехманинский интрузив, имея северо-западное простирание, протягивается с района Гюльятаг до правобережья р. Хачинчай на расстоянии 15 км при ширине 7 км. Северо-западнее

в районе сел. Касапет, имеются более мелкие выходы, ориентированные в меридиональном направлении.

Описываемый интрузив сложен из кварцевых диоритов, тоналитов, гранодиоритов и диоритов. Наиболее широко распространенной фацией интрузива являются роговообманково-биотитовые кварцевые диориты (тоналиты).

По-видимому, прав Р. Н. Абдуллаев (1963), который допускает трещинный характер внедрения кварцдиоритовой магмы; с этим вполне увязывается и морфология, и состав, и наличие зон катаклазированных пород и взаимоотношение с вмещающими породами, и, наконец, наличие крупного северо-западного разлома. Мехманинский интрузив относится к гипабисальным телам.

Юго-восточнее, в междуречье Хачинчая и Каркарчая, в районе Ханадзах, в отложениях верхней юры впервые А. Н. Соловкиным были обнаружены секущие интрузии диоритового состава. Позже А. Байрамовым в этом районе, у сс. Ханадзах, Джамилли, Баллауджа, Бадара, Мехтишен и Даграв, была выделена группа интрузивов, состоящая из диоритовых порфиритов, андезитовых порфиритов, гиперстен-авгитового андезита, брекчиевидного андезита и гиперстенового андезита.

Следует отметить, что диориты, диоритовые порфириты и андезитовые порфириты располагаются в центральных частях интрузивов, а остальные по периферии их. Среди Хонадзахской группы интрузивов имеются как пластовые, так и секущие тела. В основном они пластовые и залегают в верхней части верхнего бата и лишь интрузив, обнажающийся у сел. Ханадзах, является секущим и имеет верхнеюрский возраст. Возраст данного интрузива доказывается тем, что он у сел. Даграв лежит в основании келловей-оксфордских известняков, а западнее сел. Джамилли на размытой поверхности этого интрузива залегают отложения альба.

На крайнем юго-востоке, в полосе Физули-Роздаринского поперечного поднятия, в осевых полосах Карачукской и Мачкалашенской антиклиналей выступают мелкие выходы гранодиоритов, кварцевых диоритов, диоритов и диоритовых порфиритов. В первом случае диоритовые порфириты прорывают отложения бата и вдоль сброса приведены в тектонический контакт с отложениями кимериджа и титона. Во втором ими прорваны отложения келовея — оксфорда.

Кроме перечисленных интрузий, вдоль осевой полосы Карабахского антиклинория имеется ряд мелких дайкообразных тел кварцевых диоритов, диоритов и диоритовых порфиритов, некоторые из коих на крайнем юго-востоке, в районах сс. Думы,

Туг и др., прорывают отложения келловей—оксфорда и кимериджа. Учитывая эти данные, возраст всех этих тел мы считаем кимеридж-титонским.

В Зангеланском районе в пределах Кафанского антиклинория, в среднем течении р. Басутчай, правого притока р. Орхчай, и в долинах смежных притоков издавна известна группа гранитоидных интрузивов, получившая наименование Роздаринской или Цавской. Эта группа интрузивов изучалась В. Д. Тучапским, В. Г. Грушевым, особенно детально А. Н. Соловкинским и М. Д. Гавриловым (1940) и др.

Цавская группа интрузивов приурочена к северо-восточному крылу Кафанского антиклинория и располагается в осевой полосе Роздара-Физулинского поперечного поднятия. Как теперь установлено, она прорывает пирокластические образования кимериджа. Последние ранее А. Н. Соловкинским (1940) считались среднеюрскими. Отложения кимериджа здесь покрываются известняками баррема. Однако в других частях данной структуры (северо-западнее) отложения кимериджа—титона беспрерывно переходят в тождественные образования валанжин-готерива, которые, в свою очередь, покрываются барремом и аптом.

Возраст Цавской группы интрузивов, по данным А. Н. Соловкиной (1939), по наличию обломков их в конгломератах сеномана, относимого теперь к коньяку, а также по аналогии с таковыми северо-восточных склонов Малого Кавказа, считается неокомским. Однако, учитывая геологическую обстановку расположения данной группы интрузивов, можно вполне допустить ее верхнеюрский (кимеридж—титон) возраст. В то же время, учитывая тектоническое развитие данного региона, выраженное в длительном его погружении (с кимериджа до апта), а также некоторые, пока окончательно не подтвержденные, новые данные¹ о валанжин-готеривском возрасте отложений района расположения интрузивов, возраст интрузивов данной группы в дальнейшем возможно окажется более молодым—сеноман-туронским, совпадающим с временем интенсивного поднятия и складчатости данной структуры. Тем не менее до получения окончательных данных возраст этой группы интрузивов мы принимаем как верхнеюрский, так как этому не противоречат данные, полученные измерением абсолютного возраста.

Цавская группа интрузивов состоит из трех массивов, приуроченных к осевым линиям второстепенных пологих антикли-

¹ Устное сообщение Ахмедова.

нальных структур северо-восточного простирания. Главный массив прослеживается по долине р. Цав (Басугчай), начиная от сел. Роздара и до сел. Шишкерт на расстоянии 20 км. Ширина массива — от 3 до 5,5 км. По составу интрузии можно уверенно говорить о фазах внедрения: к первой относятся гранодиориты, сиениты, кварцевые диориты, сиенит-диориты и диориты; вторая представлена своеобразными и редкими в регионе розовыми гранитами.

Кроме описанного выше массива, более мелкие тела известны у сс. Сабу, Таранут и ниже сел. Роздара. Все массивы сопровождаются жильной серией пород.

Келлы-Кишлакская пластовая интрузия располагается у селения того же наименования, у слияния рек Шикахохчай и Хачинчай, в осевой полосе антиклинали, сложенной вулканобломочными образованиями кимериджа. Это небольшое пластообразное тело по составу приближается к мелкозернистому диориту.

Из изложенного видно, что возраст интрузивных тел хорошо восстанавливается при изучении геологической обстановки внедрения и условий формирования тектонических структур, с которыми они связаны. Если же при определении их возраста оперировать исследованием продуктов размыва интрузивных тел, то очень легко впасть в ошибку.

Верхнемеловой этап интрузивной деятельности

Гипербазитовые интрузии

Гипербазитовые интрузии Азербайджана изучались и изучаются многочисленными исследователями: Г. В. Абигом, Валентином, Тостом, А. С. Гинзбергом, А. Н. Соловкиным, К. Н. Паффенгольцем, П. И. Лебедевым, А. Г. Бетехтиным, Б. Контором, А. В. Кржечковским, М. А. Кашкаем, Ш. А. Азизбековым, Н. В. Пашалы, В. Е. Хаиным, Л. Н. Леонтьевым, Е. Л. Егояном, Г. Х. Эфендиевым, И. Н. Ситковским, Ф. А. Ахундовым, Ш. Аллахвердиевым, Г. Аллахвердиевым, О. Д. Гамзаевым, С. М. Сулеймановым, М. Н. Раджабовым, Г. П. Корневым, Э. Ш. Шихалибейли и многими другими.

Вплотную и детально петрографией гипербазитовых интрузий описываемой области занимался и занимается М. А. Кашкай, который по этому вопросу опубликовал ряд статей и монографий. Автором в течение ряда лет (1948—1955) детально

скартирована вся область распространения гипербазитовых интрузий Азербайджана¹.

В последние годы, в связи с обнаружением в полосе распространения гипербазитовых интрузий Азербайджана неизвестных до сего времени полезных ископаемых (золото, ртуть и др.), интерес к изучению геологии, рудоносности и вещественного состава этих образований значительно возрос.

Прежде чем приступить к изложению некоторых сведений по гипербазитовым интрузиям исследуемой области, отметим, что эти образования в литературе известны под многочисленными терминами (ультраосновные породы, ультрабазиты, гипербазиты, ультрамафические породы, гиперстеновые породы и офиолиты). Так как все эти термины в целом имеют одинаковое смысловое значение, за исключением офиолитов (которые применяются в широком смысле этого слова), мы в дальнейшем придерживаемся термина «Гипербазитовые интрузивы».

В пределах Азербайджана располагается отрезок малоазиатского офиолитового пояса, протягивающегося с берегов Адриатического моря на юго-западе через всю северную и северо-восточную Турцию (р. Кызыл-Ирмак, Эрзинджан, Эрзерум, Олту), северную Армению (Кировакан и Севан) и юго-западный Азербайджан.

Это огромный протяженный пояс гипербазитовых интрузивов, приурочиваясь всюду к стыку разновозрастных и в то же время разнохарактерных мегаструктур Тавро-Кавказской геосинклинали, четко рисует собой контуры сопряжения геосинклинальных и геоантиклинальных структур в мезозое и намечает осевую полосу Антикавказской эвгеосинклинальной области в это время. По-видимому, на кавказском отрезке Средиземноморья офиолитовый пояс возник на стыке Закавказско-Понтийской мезозойской геосинклинали с Армянской геоантиклиналью этого времени.

Изложенное показывает, что офиолитовый пояс Малой Азии возник на месте крупной глубинной структуры земной коры, имеющей характер линеамента.

Восточнее вулкана Кысырдаг офиолитовый пояс входит в пределы Армении, где он прослеживается вдоль долины р. Пам-

¹ В данном разделе излагаются краткие сведения о гипербазитовых интрузиях Азербайджана, необходимые для тектонического анализа. Полные петрографические данные по этим образованиям можно найти в наших совместно с Ш. А. Азизбековым (1948), М. Н. Раджабовым (1949, 1950, 1951, 1952, 1953), Г. П. Корневым и А. Байрамовым (1955) отчетах и статьях.

бак в восточном направлении к районам Ленинакана, Киров-акана и далее к северному побережью оз. Севан. Этот отрезок офиолитового пояса в Армении принято именовать Присеванским. Восточнее данный пояс гипербазитовых интрузий входит в пределы Азербайджана. Здесь выходы этих интрузивов занимают широкую полосу Севано-Карабахской зоны Малого Кавказа и протягиваются до левобережья р. Аракс. Таким образом, данный пояс в пределах Закавказья имеет длину порядка 350—360 км, из коих на долю Азербайджана приходится около 160—165 км. Ширина пояса в этой области колеблется от 40—50 км на северо-западе (бассейн р. Тертер) до 10—20 км в бассейне р. Акеры и до 5—2 км на юго-востоке (верховье р. Ишханчай).

Геологические особенности региона позволяют достаточно точно установить контуры распространения гипербазитов, их взаимоотношения не только с вмещающими отложениями и структурами, но и с крупными разломами глубокого заложения.

Гипербазитовые интрузивы в пределах азербайджанской части Малого Кавказа располагаются исключительно в нижнесенонской кремнисто-диабазовой подформации. Вместе с тем в подстилающей аргиллито-сланцевой подформации альбасеномана повсеместно были встречены корни этих интрузий. В единичных случаях (район г. Сарыбаба, периклиналь Карабахского антиклинория по тропе сс. Камышлы—Яншах) были отмечены небольшие апофизы гипербазитов, внедрившихся в батскую вулканогенную толщу.

Необходимо отметить, что в многочисленных пунктах юго-западного крыла Сарыбабинского синклинория (верховья рек Акера, Тутхун и Хачинчай) в базальных конгломератах сеномана были обнаружены хорошо окатанные обломки гипербазитов различной величины. В этих конгломератах, кроме указанных обломков, были встречены гальки гранодиоритов, кварцитов и порфиритов. Поэтому судить о возрасте размывавшихся толщ затруднительно.

В Армении, в районе оз. Севан и западнее, по утверждению исследователей этой области, имеется ряд случаев внедрения гипербазитовых интрузий в эоценовые отложения, на чем подробно остановимся ниже. Здесь необходимо отметить, что выполненные вышеперечисленными подформациями меловые и палеогеновые структуры по своей геотектонической природе являются наложенными меловыми прогибами. Все это, возможно, в некоторой степени подтверждает представление не только о пространственной, но и о более тесной связи гипер-

базитовых интрузивов Малого Кавказа с определенным комплексом образований мелового возраста, с характерной кремнисто-диабазовой подформацией, которая находится в зелено-каменной стадии изменения и по своей геотектонической природе может сопоставляться со спилито — кератофировыми формациями первичных геосинклинальных систем. Действительно, по структурному положению аргиллито-сланцевая подформация может сопоставляться с терригенной, а кремнисто-диабазовая — со спилито-кератофировой формациями.

На северо-западе границей офиолитового пояса служит крупная и протяженная зона глубинного разлома, именуемого Мровдагским. От этой зоны разлома восточнее Шахдагского хребта отходит так называемый Карабахский разлом глубокого заложения. Если Мровдагский глубинный разлом является шовной структурой, разграничивающей две фациально-тектонические зоны — Сомхито-Агдамскую на севере и Севано-Карабахскую на юге, то Карабахский разлом возник внутри последней и может квалифицироваться как межглыбовый разлом глубокого заложения. Юго-западной границей офиолитовой формации, а равно и Севано-Карабахской зоны, является хорошо прослеживаемый на юго-востоке Лачин-Башлыбельский разлом. Этими разломными структурами глубокого заложения вся Севано-Карабахская зона разбита на складчато-глыбовые структуры переменного знака, из коих отрицательные структуры — синклиории (Тоурагачайский на севере и Сарыбабинский на юге) являются вместилищами гипербазитовых интрузивов. В связи с тем, что расположенная юго-западнее Мисхано-Кафанская геоантиклинальная зона на северо-западе, в Присеванской области, вплотную подходит к Сомхито-Агдамской, промежуточная Севано-Карабахская зона, значительно сужаясь, превращается в узкую синклиально построенную структуру. Последняя ограничена разломами; в ее пределах проявление гипербазитов значительно сокращается, ибо они в большинстве случаев перекрыты более молодыми палеогеновыми отложениями.

Из изложенного видно, что в этой части Малого Кавказа гипербазитовые интрузивы размещены в пределах Тоурагачайского и Сарыбабинского синклиориев, которые отделены друг от друга сложным юрой Карабахским антиклинорием. Эти синклиории представляют собой глубоко опущенные и ограниченные разломами глубокого заложения остаточные меловые прогибы, не испытывавшие обращения. В этих прогибах мощность меловых отложений превышает 3,5—4,5 км. Если учесть, что в этих первичных горст-поднятиях мощность юр-

ских отложений не превышала 1,5—2 км, то суммарная амплитуда прогибания их в мезозое, видимо, была не менее 5—7 км. По-видимому, эта цифра прогибания для упомянутой зоны сохраняется и западнее, т. е. в армянской части ее (в Присеванской зоне), где мощность палеогена достигает 5 км. Необходимо учесть, что сокращенная мощность мезозоя в данной зоне вряд ли превышает 2 км.

Отсутствие гипербазитовых интрузивов в полосе левобережья р. Аракс и меридиана г. Эльбурс мы рассматриваем в связи с маломощностью мезозоя, уменьшением амплитуды разломов и затуханием их и резким изменением состава вмещающей формации в этой области.

Все эти данные подтверждают длительность развитие разломных структур и их доальпийское заложение. Эти разломы в раннеальпийском этапе расчленили Антикавказскую эвгеосинклинали на разнородные в геотектоническом отношении структуры. Однако до интенсивного верхнеюрского вулканизма первичные разломы были закупорены более ранними вулканическими продуктами и потому в верхней юре и в нижнем меле, зоны разломов превратились в флексурные изгибы слоев, ограничивающие положительные юрские структуры от отрицательных и интенсивно прогибавшихся меловых прогибов. Таким образом, в пределах эвгеосинклинали сложились условия, подобные таковым глубокоководных впадин, ограниченных островными дугами. Возрастание воздымания положительных структур и прогибания отрицательных с накоплением мощных карбонатно-терригенных осадков привело к раскрытию разломных структур и интенсивному вулканизму вдоль них. Возможно, что Лачин-Башлыбельский разлом вблизи Армянской геоантиклинали, сложенной эопалеозойскими отложениями, еще раньше, т. е. в юре, служил проводником гипербазитовых интрузий. Доказательством этому может служить наличие обломков пород этих интрузивов наряду с включениями из юрских образований в базальных конгломератах сеномана этой части Сарыбабинского синклинория.

Об активности глубинных разломов в палеогене свидетельствуют интенсивный вулканизм и тектонические движения вдоль них в это время. Вероятно, эти разломы позже, будучи закупоренными магматическими телами, проявили себя как ослабленные или шовные зоны дробления пород и флексурные изгибы, переходящие в надвиги и взбросы между смежными поднятиями и прогибами. Могли ли эти разломы и их ветви, являясь в палеогене путями проникновения не только магматических масс эффузивного состава, но и основных и кислых ин-

грузивных масс, быть проводниками гипербазитовых интрузий? На этом вопросе мы остановимся ниже.

В пределах Азербайджана крайнюю северо-западную полосу офиолитовой формации составляют выходы гипербазитовых интрузивов, приуроченные к Тоурагачайскому синклинию. Эта полоса гипербазитов на северо-западе берет начало у Башкендского перевала (водораздел верховьев рек Тарсачай и Ахынджачай) и протягивается в юго-восточном направлении, следуя всюду вдоль Мровдагского надвига, до оз. Канлыгель в среднем течении р. Тоурагачай. Длина полосы гипербазитовых интрузий в пределах вышеназванной структуры — около 100 км при ширине ее 7—8 км на западе и 3—4 км на востоке. В этой полосе гипербазитовые интрузии выступают как в зоне Мровдагского надвига и его ветвей, так и в основном, вдоль осевых полос антиклинальных структур.

В пределах Тоурагачайского синклиория гипербазиты распространены сравнительно меньше, чем в Сарыбабинском синклиории. В первом наиболее крупные выходы этих интрузивов фиксируются вдоль осевой полосы и на крыльях Зинджирли-Қарадырнахской антиклинали и известны как Қарагельский и Қанлыгельский массивы. Западнее верховьев р. Гянджачай гипербазитовые интрузивы выступают в виде отдельных линз и жил вдоль разрывных нарушений и надвиговых структур.

Вторая, наиболее протяженная обширная полоса выходов гипербазитов приурочена к Сарыбабинскому синклинию. В этой полосе выходы описываемых интрузивов протягиваются от меридиана сел. Джил на Шахдагском хребте почти до сел. Думы в верховьях р. Ишханчай (левый приток р. Аракс) на Карабахском хребте. Протяженность этой полосы — около 150 км при ширине от 2 до 25 км.

В пределах Сарыбабинского синклиория гипербазитовые интрузивы образуют ряд параллельных и протяженных полос, приуроченных к осевым полосам и крыльям крупных антиклинальных структур, протягивающихся с северо-запада в юго-восточном направлении, на северо-западе параллельно Карабахскому надвигу (глубинному разлому), а на юго-востоке — несколько наискось к последнему. Поэтому полосы гипербазитовых интрузий на юго-востоке, упираясь в Карабахский надвиг, срезаются им, а на северо-западе, в связи с погружением положительных меловых структур синклиория, сужаются и местами уходят под несогласно покрывающие их палеогеновые отложения (верховьев р. Дзегамчай на Шахдагском хребте), приурочиваясь, в основном, к зоне Карабахского разлома, сре-

зающей осевую полосу Левчайской ангиклинали в юго-восточном направлении.

Первая полоса гипербазитовых интрузий на северо-западе прослеживается с верховьев р. Дзегамчай на Шахдагском хребте в юго-восточном направлении до р. Тертер. Приурочена она, в основном, к осевой полосе Левчайской антиклинали, разорванной на всем своем протяжении Карабахским разломом или же ветвями его.

Вторую линию составляют гипербазитовые интрузии, приуроченные к осевой полосе Алмалы-Гейдаринской антиклинали, прослеживающейся от Зодского перевала на Восточно-Севанском хребте в юго-восточном направлении до верховьев р. Хачинчай, где она срезается Карабахским разломом. Здесь, как вдоль осевой полосы, так и вдоль ее крыльев проходят крупные разломные структуры. Западнее Зодского перевала выходы гипербазитовых интрузивов в значительной мере скрыты под новейшими отложениями оз. Севан, и лишь изредка они выступают вдоль северного побережья озера, где наиболее крупным массивом является Шорджинский.

Третью линию составляют выходы гипербазитов, приуроченные к осевой полосе и крыльям Чильгязской антиклинали, протягивающейся с левобережья р. Тутхун (местность Аг-Ятаг и Моз) в юго-восточном направлении до верховьев р. Фаррашчай (в левобережье р. Пчанисчай), где срезается Карабахским разломом.

Четвертую полосу составляют выходы описываемых интрузивов, приуроченные к антиклинальной структуре, прослеживаемой с района сел. Башлыбель на северо-западе до сел. Ипяк на юго-востоке, где, как и остальные полосы гипербазитов, они срезаются Карабахским разломом. Эта полоса интрузивов на всем своем протяжении следует вдоль Лачин-Башлыбельского разлома, который на юго-западе является разграничительной шовной зоной распространения не только литологических формаций, но и гипербазитовых интрузий. Как последняя, так и предыдущая полосы интрузивных пород на северо-западе уходят под палеогеновые отложения Кельбаджарской наложенной мульды. Юго-восточнее сел. Ипяк, Сарыбабинский синклиорий, значительно сужаясь (ширина 2 км), превращается в узкий грабенообразный трог, заключенный между Карабахским и Лачинским антиклинориями и соответственно ограничивающими их разломами глубокого заложения. В связи с этим, начиная с района сел. Ипяк и до района западнее сел. Думы, гипербазитовые интрузии выступают как вдоль крупных

разрывных нарушений, так и вдоль осевых полос второстепенных антиклиналей.

Гипербазиты в основном представлены перидотитами, дунитами и пироксенитами, в большинстве случаев нацело серпентинизированными, а также и габбро, габбро-амфиболитами, габбро-норитами, трактолитами и диабазами.

По данным М. А. Кашкая (1952), офиолитовая формация относится к типичной полифазной интрузии и формировалась в результате 4-х последовательных фаз — дуниты и перидотиты, дуниты, второй генерации габбро и породы остаточной магмы. Наши исследования показали, что интрузивные тела офиолитовой формации — перидотиты, пироксениты, дуниты, габбро-амфиболиты, габбро-диориты и серпентиниты (продукты метаморфизма первых) — составляют продукты единой магмы, внедрение которой происходило в две последовательные стадии в течение единой фазы.

Исследованиями Ф. А. Ахундова (1961) установлено, что вначале внедрялись перидотиты и дуниты, а позже — пироксениты. Как нам кажется, ко времени внедрения пироксенитов (несколько позже) следует отнести внедрение габбро-амфиболитов и габбро-диоритов. Таким образом, в единой фазе формирования гипербазитовых интрузий необходимо выделять две стадии внедрения, а именно: 1) перидотиты и дуниты, 2) — пироксениты, габбро-амфиболиты и габбро-диориты.

Вышеуказанную последовательность формирования интрузивных пород можно наблюдать в многочисленных массивах ультраосновных пород офиолитовой формации Азербайджана и особенно наглядно в пределах Ипякского месторождения хромитов.

Перидотиты являются материнскими породами, за счет которых образовались серпентиниты. Последние представлены отдельными разобщенными выходами и их сателлитами, прорванными габбро-амфиболитовыми, реже габбро-норитами, пироксеновыми габбро и дайками диабазитов. В серпентинитовых массивах нередко встречаются ксенолиты вмещающих пород, а также линзы и реакционные каймы лиственитов.

Перидотиты, по данным Ш. А. Азизбекова, Н. В. Пашалы и автора (1950), по минералогическому составу представлены саксонитами и гарцбургитами (оливин и ромбической пироксен), лерцолитами (оливин, моноклиальный и ромбический пироксен) и верлитами (оливин и моноклиный пироксен). Среди серпентинитов теми же исследователями выделяются бастито-антигоритовые, серпофито-антигоритовые, бастито-серпофитовые, серпофитовые, фуксито-антигоритовые, антиго-

ритовые, бастито-гальковые, гранато-антигоритовые, хризотило-антигоритовые, антигорито-баститовые разности. Разнообразие серпентинитов связано с различным составом материнской перидотитовой интрузии, и все выделенные разновидности первых связаны между собой постепенными переходами. Габбро-амфиболиты прорывают вышеуказанные полосы серпентинитов и встречаются в виде штоков и линз, вытянутых в общекавказском направлении, параллельно общему простиранию гипербазитовых интрузий. По составу породы этих интрузивов представлены габбро-амфиболитами и амфиболитами. Первые обычно слагают центральную часть выходов, а вторые являются краевыми фациями в контакте с серпентинитами. Последние в контакте с габбро-амфиболитами оталькованы и сильно рассланцованы.

Обычно считают, что своим происхождением габбро-амфиболиты обязаны дислокационному метаморфизму в более глубоких зонах при относительно высокой температуре, причем эти породы, редко сохраняя реликтовую габбровую структуру, обычно перекристаллизованы, и все их компоненты несут на себе следы бластаза. Наблюдаемые полосчатые текстуры и рассланцевание также являются результатом дислокационного метаморфизма.

Как было отмечено, гипербазитовые интрузии в значительной мере серпентинизированы, что является результатом автометаморфизма перидотитов и в меньшей степени — пироксенитов и габбро-амфиболитов. Серпентинизация представляется как автометаморфический процесс, совершившийся в гидротермальную фазу застывания ультраосновных пород.

Амфиболизацию пироксенитов, соссюритизацию и серитизацию габброидных пород связывают одновременно как с автометаморфизмом, так и с дислокационным метаморфизмом, происходившим в постмагматическую фазу застывания пород.

Во всех областях распространения гипербазитовых интрузий широким развитием пользуются жильные образования, представленные, в основном, пироксенитами, анортозитами, цоизтититами, спессартитами, альбититами, линзо-жилами лиственитов, магнезитами, немалитами, асбестом, демантоидом (в раздробленных участках) и другими.

Контактовое воздействие гипербазитовых интрузий на вмещающие породы выразилось в силификации, лимонитизации, ороговиковании, отальковании, хлоритизации, карбонитизации, рассланцевании, брекчировании, а иногда и мраморизации верхнеюрских известняков вплоть до образования в них (в редких случаях) эпидотово-пироксено-гранатового скарна.

Перечисленные явления контактового метаморфизма слишком ничтожны и никак не сравнимы с массовым выедрением этих интрузивных тел. Эти особенности контактовых явлений послужили основанием для многочисленных исследователей гипербазитовых поясов мира высказать мысль о том, что выедрение происходило не в форме жидкой магмы, а при наличии в ней большого количества уже выкристаллизовавшейся твердой фазы при значительно пониженных температурах. Однако это не подтверждается данными по Азербайджану, хотя недавно Ф. А. Ахундов (1964) в некоторой степени поддержал эту идею.

В ряде мест (у слияния рек Тертер и Тутхун, на левом берегу р. Кабирричай, в верховьях р. Акеры, у Зодского перевала, в верховьях р. Джамилитай, у оз. Гекгель, в бассейне оз. Севан и др.) вмещающие гипербазитовые интрузии породы сандона (особенно аргиллиты) превращены в эпидотовые, хлоритовые, талько-мусковитовые и мусковито-альбитовые сланцы, напоминающие докембрийские (или эопалеозойские) сланцы ряда мест Кавказа.

Часто в кровле описываемых интрузий были отмечены сильно измененные ожелезненные, ороговикованные и осланцованные порфириды и аргиллиты, в основном нижнего сенона и изредка — альба и сеномана, являющиеся останцами кровли вмещающих интрузий пород. Местами эти породы в теле серпентинитовых интрузий выступают как ксенолиты или же в виде мелких скал по периферии этих массивов (сс. Ирзалар, Караханчаллы, Башлыбель, в верховьях р. Тутхун, оз. Ганлыгель, оз. Карагель, оз. Гекгель, р. Мейданчай, местность Хата-Банк, Зинджирли, г. Гиналдаг и многие другие).

Морфология и возраст гипербазитовых интрузий

Гипербазиты исследованного отрезка офиолитовой формации преимущественно размещены в отложениях нижнего сенона, вместе с которыми они участвуют в складчатости. Эти тела, являясь согласными—синтектоническими интрузиями, в подавляющем большинстве случаев встречаются в виде лополитов, факолитов и гарполитов (рис. 13). Этим объясняется тот факт, что в нормально спокойных участках выходы описываемых интрузивов сосредотачиваются вдоль осевых полос и крыльев крупных антиклинальных структур, а в мульдах синклиналей они прикрыты вышележащими отложениями. В пределах нижнесенонской вулканогенной толщи, кроме отмеченных согласных тел, изредка встречаются массивы, линзы, штоки и гнезда

гипербазитов, приуроченных к зонам крупных разрывных структур области.

Повсеместно, а главным образом в бассейне р. Тутхун, в верховьях р. Акера и в пределах Алджанлинской мульды, в отложениях альба и сеномана размещены корни нижнесенонских гипербазитовых интрузий, которые встречаются в виде даек, штоков, апофиз, линз и массивов.

Весь собранный фактический материал свидетельствует о том, что эти тела на глубине, соединяясь, формируют крупные массивы-плутоны.

Установление возраста гипербазитовых интрузий чрезвычайно затруднительно, ибо они нигде не дают активных контактов с окружающими их отложениями. Эта характерная черта гипербазитовых интрузий всеми исследователями ныне принята как аксиома, и потому возникла даже идея о внедрении периодитовой магмы в твердом состоянии.

Из практики изучения офиолитовых формаций мира известны многочисленные случаи, когда исследователи, не находя интрузивного—рвущего контакта гипербазитовых тел, заведомо, в зависимости от своих представлений и убеждений о строении данного региона, принимают тот или иной возраст гипербазитов. Этим и сложностью тектонического строения (при неоднократном возникновении наложенных прогибов) центральной Севано-Карабахской (у других—Севано-Амасийской, Амасий-Акеринской, Ширакской, Севанской, Акеринской, Севано-Акеринской) зоны Малого Кавказа, по-видимому, следует объяснить различие во взглядах на возраст гипербазитовых интрузий этой области.

К. Н. Паффенгольц (1948, 1959) и А. Н. Соловкин (1939) возраст гипербазитовых интрузий определяют как верхнеэоценовый. В. Е. Хаин и Л. Н. Леонтьев (1949) считают, что гипербазитовые интрузии восточной части Малого Кавказа формировались в верхнем мелу (перед верхним сантоном).

М. А. Кашкай (1947) возраст гипербазитовых интрузий устанавливает в широких пределах: верхний мел—палеоген. Ссылаясь на это мнение М. А. Кашкай, К. Н. Паффенгольц (1959) вновь заявил, что попытка исследователей понизить возраст гипербазитовых интрузий не подтвердилась дальнейшими исследованиями. Исследователи Присеванского и Амасийского (или Ширакско-Базумского) районов офиолитовой формации не имеют единого мнения о возрасте этих образований, хотя подавляющее большинство придерживается верхнеэоценового возраста их в этой зоне. Так, по данным И. Г. Гаспаряна, В. В. Белоусова и М. В. Гзовского, Г. М. Акопяна

и С. В. Мартиросяна, в районах сс. Семеновка, Лусахбур и у г. Дилижан описываемые интрузии прорывают отложения эоцена. Аналогичные данные приводят С. А. Абовян и А. Т. Асланян (1958) для районов сс. Бабаджан и Зод. По-видимому, более веские данные приведены в работе А. А. Габриеляна (1959), который свидетельствует, что ему удалось совместно с С. А. Абовяном и др. в двух пунктах северо-восточного побережья оз. Севан (в районе сел. Арданиш и западнее сел. Шорджа) наблюдать, как ультраосновные породы и пироксениты прорывают фаунистически охарактеризованные отложения среднего эоцена. Это дало ему основание возраст гипербазитовых интрузий офиолитовой формации Малого Кавказа считать предверхнеэоценовым, допуская при этом возможность наличия и верхнемеловых разностей.

Наряду с этим, как в Присеванской районе, так и западнее (бассейны рек Памбак, Конур, Шамперт) К. Н. Паффенгольцу, Т. Ш. Татевосяну, А. Т. Асланяну, С. А. Абовяну и др. удалось в конгломератах сеномана встретить гальки серпентинизированных ультраосновных пород. По мнению К. Н. Паффенгольца, эти гальки—продукты размыва ультраосновных интрузий палеозойского возраста, ныне скрытых под чехлом мезокайнозойских отложений. А. Т. Асланян (1958), учитывая весь имеющийся материал по данному вопросу, считает, что внедрение ультраосновной магмы в бассейне оз. Севан произошло в три этапа, а именно—в туроне—коньяке, в верхнем сенеоне и в эоцене.

Тем не менее Т. Ш. Татевосян габброидные интрузивы вышеуказанного региона относит к позднему эоцену, а ультраосновные интрузивы и тесно связанные с ними габброиды считает верхнемеловыми. Характерно, что в краткой, но содержательной статье К. А. Мкртчяна (1962), специально посвященной особенностям развития геосинклинального вулканизма Севанской тектонической зоны, по-видимому, впервые выделены формационные ряды, из коих укажем для среднеэоценового цикла на наличие габбро-порфиритовой и габбро-пироксенитовой, а для верхнеэоценового цикла—габбро-порфиритовой и габбровой формаций.

Из этих данных видно, что в западной части Севанской зоны гипербазитовая формация как таковая отсутствует. Поэтому верхнеэоценовый (точнее, предверхнеэоценовый) возраст гипербазитовых интрузий Севанского отрезка офиолитовой формации в настоящее время устанавливается лишь на основании интрузивного контакта основных и ультраосновных интрузий с темными нуммулитовыми известняками и эффузив-

но-осадочными образованиями среднего эоцена у сс. Арданиш и Шорджа.

Наши исследования всей азербайджанской части распространения гипербазитовых интрузий (1948—1959) показали, что верхний возрастной предел размещения этих тел ограничивается отложениями кампана и что повсеместно как в отложениях верхнего сантона, так и в основании кампана (вернее, верхнего сенона) и среднего эоцена в значительном количестве встречаются гальки описываемых интрузивов. Эти наши данные впоследствии

подтверждены более детальными геологическими съемками (м. 1:25000 и крупнее) геологов Азгеолуправления (Г. И. Аллахвердиев, О. Гамзаев, Ахмедов, А. З. Абдуллаев и многие другие). Оказалось, что в ряде мест (сс. Чарактар, Джамилли, Аджарис и гг. Лачинкая, Агбаба, Кирс, Чиляз и др.) данной области тектонические контакты верхнесенонских известняков с гипербазитовыми интрузиями нашими предшественниками принимались как интрузивные (рис. 30).

До наших исследований А. Н. Соловкин и

К. Н. Паффенгольц часто ссылались на внедрение гипербазитовых интрузий в отложениях эоцена в верховьях р. Тергер. Действительно, до наших исследований (т. е. до 1950—1952 гг.) отложения альба и сеномана верховьев р. Тутхун (р. Караханчаллычай) принимались за отложения нижнего и среднего эоцена, которые отчетливо интродуцированы гипербазитовыми интрузиями.

Из приведенных данных видно, что, начиная с левобережья р. Аракс и до меридиана оз. Севан (вернее, сел. Шорджа), в обширной и протяженной области Севано-Карабахской зоны

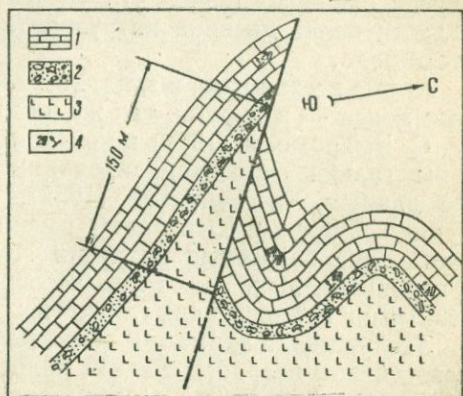


Рис. 30

Тектонический контакт ультраосновных пород с верхнесенонскими известняками в осевой полосе Аджарисской брахиантисклиальной складки (план) (составил Г. И. Аллахвердиев)

1 — известняки верхнего сенона; 2 — слой песчанистого известняка с перетолженными обломками серпентинитов; 3 — серпентиниты; 4 — элементы залегания

гипербазитовые интрузии (не считая основных интрузивов) размещаются в нижнесенонской вулканогенной толще. Эти интрузивные образования, являясь пластовыми телами, участвуют в складчатости, образуя лополиты, факолиты, гарполиты и своими корнями, как секущие тела в виде даек, штоков и апофиз, уходят в нижележащие отложения сеномана, альба и даже юры. Как было отмечено, в ряде мест (юго-западное крыло Сарыбабинского синклиория) в основании сеномана и нижнего сенона нами были встречены гальки и иногда крупные обломки серпентинизированных габбро-амфиболитов и других основных пород, что указывает на наличие в данной области более древних интрузий (вероятно, эопалеозойских) этого ряда.

Кроме всего этого, в западном сегменте данного офиолитового пояса — в Турции, так же как в Севано-Карабахской зоне, С. В. Тромпом (1947) в конгломератах сенона были встречены гальки серпентинизированных ультраосновных пород. По данным Хисслейтнера (1952), гипербазитовые интрузии Турции, Греции и Югославии имеют среднемеозойский возраст. Гипербазитовые интрузии Италии, ранее считавшиеся эоценовыми, ныне оказались экзотическими глыбами, заключенными в кайнозойских глинистых сланцах.

Заслуживает внимания высказывание Павелеску (1956) о мезозойском возрасте средней полосы гипербазитов в Южных Карпатах и герцинском — расположенных севернее и южнее полос. Это говорит о некоторой аналогии южно-карпатских и Кавказских гипербазитовых поясов.

Приведенными данными, по-видимому, прочно устанавливается нижнесенонский возраст гипербазитовых интрузий восточного Севано-Карабахского отрезка офиолитовой формации Малой Азии, и это хорошо согласуется с данными по Турции, Греции, Югославии и даже Карпатам.

На основании данных, полученных в Присеванском отрезке данной зоны, А. А. Габриелян (1959), А. Т. Асланян (1958), С. Ш. Саркисян (1963), О. А. Саркисян (1959), С. А. Абовян (1959) и др. пришли к выводу о наличии здесь гипербазитовых интрузий предверхнеэоценового возраста. С этим, по-видимому, в последнее время согласились Е. Е. Милановский и В. Е. Хаин (1963), которые считают, что в среднем эоцене в западной части Севанской зоны имело место внедрение наиболее поздней генерации ультрабазитов.

Таким образом, приведенными данными якобы опровергается давно известное положение Х. Хесса (1957) о том, что «альпийские серпентиниты интродуцируют в течение первой

крупной деформации горной системы и не повторяются при последующих деформациях этой зоны». Между тем при принятии взгляда о полихронности гипербазитов, или наличии разновозрастных групп этих пород в пределах одного пояса, следует быть чрезвычайно осторожным.

Нижнесенонский возраст гипербазитовых интрузий Севано-Карабахской зоны ни у кого не может вызвать ни малейшего сомнения, ибо эти интрузивы, как синтетектонические тела, согласно пластуются с вмещающими отложениями и одновременно с ними участвуют в складчатости. Совсем иначе стоит вопрос о возрасте так называемых предверхнеоценовых интрузивов, единичные выходы которых имеются на берегах оз. Севан и которые, как видно из описания изучавших их исследователей, являются секущими телами (наблюдены лишь апикальные части массивов). По-видимому, учитывая особенности серпентинитов (пластичность и способность легко течь под неравномерной нагрузкой), прежде чем решить вопрос о возрасте присеванских гипербазитов, необходимо всесторонне проанализировать геолого-тектоническую обстановку этого отрезка Севано-Карабахской (или Амасия-Карабахской) зоны. Это наиболее узкая и сжатая полоса, где близко сходятся крупные и протяженные разломы (Лачин-Башлыбельский, Карабахский, Мровдагский и др.), создавая почти сжатый пучок, которые на востоке, в бассейне р. Тертер, удалены друг от друга более чем на 40 км. Структура этой полосы оформилась в пределах узкого наложенного геосинклинального прогиба, возникшего в начале палеогена и прошедшего полный цикл геосинклинального развития в это время. Наложенность этого прогиба доказывается, как показал К. А. Мкртчян (1962), косым (иногда перпендикулярным) срезанием палеогеновыми структурами древних структур, сложенных мезозойскими отложениями. Здесь мы имеем узкую протяженную, ограниченную разломами и насыщенную основными и кислыми интрузиями, структуру, возникшую из зажатого между древними массивами (эопалеозойским на юге и юрским на севере) трогообразного прогиба и ныне представляющую высокоприподнятый палеогеновый синклинорий.

Возможно, конечно, что интенсивное геосинклинальное прогибание этой зоны, при живучести глубинных разломов, создало условия для проникновения гипербазитовых интрузий в палеогене, но повсеместное сопутствие единичным секущим выходам серпентинитов крупных основных и кислых интрузий наводит на мысль о возможно ином происхождении первых. Представляется логичным захват серпентинитовых тел внед-

рившимися позднее палеогеновыми (основные и кислые) интрузиями или же всплывание их под нагрузкой вышележащих толщ в виде диапировых ядер и куполов. Давно доказанная способность серпентинитовых тел легко превращаться при интенсивных тектонических движениях и в сильно нарушенных зонах в смазывающий материал и свободно проникать в зоны разрывов, внедряясь таким путем в вышележащие отложения, вполне оправдывает это предположение. Это широко распространенное явление известно в многочисленных районах мира (В. В. Белоусов, 1962). Для Кавказа оно описано Н. Д. Соболевым (1953), В. Н. Робинсоном, А. А. Каденским (1956) и др.

Совокупность приведенных данных, с учетом высказываний Ю. А. Кузнецова (1960) о необходимости выделения в числе собственно геосинклинальных формаций гипербазитовой и габбро-пироксенит-дунитовой формаций, подтвержденных для Урала исследованиями С. В. Москалевой (1963) и др., дает основания высказать предположение о возможном существовании на Малом Кавказе аналогичных формаций.

К. А. Мкртчян (1962), наряду с кислыми и щелочными рядами формаций, выделяет и габбро-порфиритовую, габбро-пироксенитовую и габброидную. В действительности, начиная с меридиана г. Гиналдаг и западнее, постепенно преобладающая роль переходит к габброидным и гранитоидным интрузиям при резком уменьшении значения и выходов гипербазитовых интрузий и совершенном (?) отсутствии последних западнее Красносельска и Дилижана.

Такое явление мы связываем со ступенчатым строением этой зоны и дифференцированным опусканием вдоль поперечных разломов и флексур бассейнов рек Тертера и Акеры по отношению к Шахдагскому (Севанскому) отрезку зоны.

Все эти данные дают основание прийти к заключению, что в Севанской зоне в палеогене внедрялись интрузии гранитоидного и габбро-пироксенитового или габброидного рядов при отсутствии гипербазитовых интрузий, единичные выходы которых представляют диапировые купола и ядра, приподнятые из нижележащих меловых отложений.

Из изложенного видно, что гипербазитовые интрузии в Севано-Карабахской зоне имеют докампанский возраст и внедрение их тесно связано с интенсивным раннесенонским погружением, мощным проявлением вулканизма и предпозднесенонским поднятием. Вначале внедрялась периодитовая магма, затем габброидная.

Такое сравнительно запазданное проявление гипербазитовой

интрузивной формации необходимо объяснить наложенным характером меловых прогибов Севано-Карабахской зоны.

В пределах Мартунинского синклиория и Гадрутской синклинали распространены мелкие пластообразные и секущие дайкообразные тела, которые встречены в районах сс. Хачмач, Гавахан, Мусмана, Керт, Кагардзи, Ашан и др. Представлены эти тела мандельштейновыми и пироксеновыми порфиритами, андезито-базальтами, миндалевидными витробазальтами, анальцимовыми и оливиновыми порфирированными долеритами, пикрито-базальтами, габбро и габбро-диоритами. Размещены они в нижнесенонской вулканогенной толще, где и переходят в покровы того же или близкого состава. Корни этих тел, но уже являющихся секущими, были встречены в отложениях сеномана и альба.

Значительно меньше распространены основные дайковые тела долеритового состава, известные в пределах Агджакендского синклиория и в виде единичных выходов габбро в пределах Мардакертского синклиория (сел. Мадагиз).

До настоящего времени достоверно верхнемеловые интрузивы кислого ряда в пределах исследованной территории неизвестны, если не считать **Учтапа-Кызылкаинского** интрузива, обнажающегося у южной окраины гор. Кировабада. Этот интрузив в разные годы изучался Ш. А. Азизбековым (1947), Г. И. Керимовым (1955), Р. Н. Абдуллаевым (1961, 1963), И. М. Либерзоном и М. А. Аксельрод (1961). Кроме того, этот интрузив описывался К. Н. Паффенгольцем (1948), А. Н. Соловкинским (1939), Л. Н. Леонтьевым и В. Е. Хаиным (1951) и многими другими; поэтому мы в описании данного массива будем краткими.

Все исследователи, изучавшие данный массив, сходятся на том, что интрузив прорывает нижнесенонскую вулканогенную толщу и потому имеет позднемеловой возраст. Наши исследования в районе гор. Ханлара показали, что гидротермальный метаморфизм не распространяется на верхнесенонские известняки. Это в некоторой степени может служить критерием для определения верхней возрастной границы данного интрузива и позволяет связать время внедрения его с окончанием раннесенонского вулканизма и докампанским (позднесантонским) поднятием. По данным Р. Н. Абдуллаева (1961, 1963), Учтапа-Кызылкаинский интрузив формировался в две фазы интрузивной деятельности. В первую очередь образовались биотитовые гранодиориты, которые интродированы пользующимися широким развитием гранит-аплитами, гранофировыми и порфиро-

видными гранитами. Вышеуказанный исследователь относит данный интрузив к гипабисальным телам.

Все эти данные подтверждены детальными исследованиями И. М. Либерзона и М. А. Аксельрод, которыми установлено, что интрузивная деятельность завершается образованием аплитовых и пегматитовых жил. Этими же исследователями в теле интрузива впервые установлена турмалиновая минера-

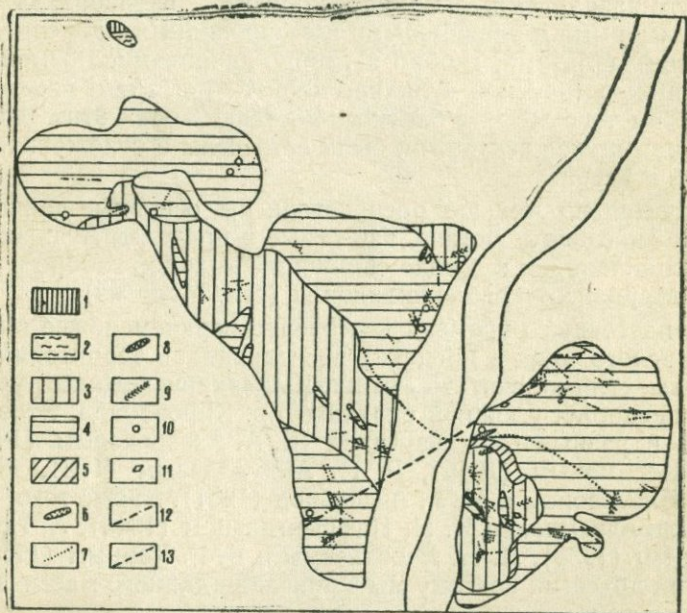


Рис. 31

Геологическая карта Гянджачайского (Учтепе, Кызылкая) гранитоидного интрузива (составили И. М. Либерзон и М. А. Аксельрод)

1 — нижний сантон-кварцево-бнотитовые альбитофиры; 2 — нижний сантон — измененные альбитофиры; 3 — гранодиориты — I фаза; 4 — гранофиоровые граниты — II фаза; 5 — гранитоиды гибридные; 6 — дайки плагноклазовых порфиритов; 7 — дайки плагногранит-аплитов; 8 — жилы пегматитов; 9 — прожилки и примазки турмалина; 10 — проявления галенита в интрузиве и в кварцево-карбонатных прожилках; 11 — проявления галенита в карбонатных жилах; 12 — сбросы наблюдаемые; 13 — сбросы предполагаемые

лизация, которая связывается с постмагматической деятельностью. Кроме того, ими же здесь установлена и рудная минерализация, представленная галенитом.

Все эти данные свидетельствуют о металлоносности Учтапа-Кызылкаинского интрузива (рис. 31).

Кайнозойский интрузивный комплекс

Кайнозойский интрузивный комплекс Малого Кавказа имеет исключительно важное значение и занимает обширную зону. В состав этого комплекса входят интрузивные тела основного, среднего, кислого и щелочного (в Армении) рядов, которые составляют характерные интрузивные формации, соответствующие определенным этапам развития описываемого региона. Наиболее полно данный интрузивный комплекс представлен в Армении, где встречаются все переходы от основных (а по мнению некоторых исследователей, и ультраосновных) до щелочных формаций. В связи с этим, а главным образом исключительно важной металлогенической специализацией интрузива данного комплекса, они наилучшим образом и всесторонне изучены в Армении и в Нах. АССР.

Кайнозойский интрузивный комплекс изучался К. Н. Паффенгольцем, А. Н. Соловкиным, В. Н. Котляром, М. А. Кашкаем, Ш. А. Азизбековым и Р. Н. Абдуллаевым, Л. Н. Леонтьевым, В. Е. Хайным (1951), А. Т. Асланяном, А. А. Габриеляном, Г. П. Багдасаряном, С. И. Баласаняном, С. М. Сулеймановым, М. И. Заири, Г. Ш. Татевосяном, С. Ш. Саркисяном, О. А. Саркисяном, К. А. Мкртчяном, нами, Г. П. Корневым, А. А. Байрамовым и многими другими, так что мы в описании данного комплекса интрузивов постарались быть предельно краткими.

В изученной части Малого Кавказа четко обособляются позднеэоценово-олигоценовый и миоплиоценовый этапы интрузивной деятельности.

Позднеэоценово-олигоценовый этап интрузивного магматизма

Данный этап интрузивного магматизма наиболее интенсивно и широко проявился в Севано-Карабахской и частично Мисхано-Кафанской зонах Малого Кавказа.

Как было указано выше, интрузивные тела данного этапа магматизма, имея основной, средний и кислый составы, тесно связаны друг с другом взаимными переходами, местоположением и приуроченностью к тем или иным структурам и их элементам. Таким образом, они составляют единый ряд магматических формаций. Для удобства описания последних начнем с основных интрузий, при этом отметим, что в некоторых случаях, где связь основных интрузивов с кислыми является очевидной, описание их мы будем вести совместно.

Основные интрузии, приурочиваясь к прогибам Севано-Карабахской и Мисхано-Кафанской зон, распространены от

верховьев р. Дзегамчай на западе до левобережья р. Аракс на востоке. Наибольшим развитием эти интрузии пользуются на западе, в пределах Шахдагского синклинория, где они, за редкими исключениями, приурочены к западному продолжению Карабахского разлома. Сосредоточенность главных массивов основных интрузий данного возраста в отрезке зоны, расположенном западнее бассейна р. Левчай, не случайна, так как этот отрезок совместно с Шахдагским прогибом, в отличие от остальных отрезков зоны, до среднего эоцена включительно испытывал интенсивное прогибание; осадки здесь ныне размыты, но они хорошо сохранились в смежных с ними структурах.

Описываемые интрузии представлены в основном пластовыми штокообразными и дайкообразными телами габбро, габбро-норитов, габбро-пироксенитов, пироксеновых и роговообманковых габбро, пироксенитов, габбро-диабазов и др. Эти тела в ряде массивов рассечены дайками габбро-пегматитов, трактолитов, пироксенитов и плагноклазитов, являющихся постмагматическими дериватами основной магмы. Повсеместно описываемые основные интрузии прорывают отложения сенона, среднего эоцена и ультраосновные интрузии и вытянуты на значительное расстояние вдоль ограничивающих разломов.

Наиболее крупными телами описываемого отрезка являются следующие интрузии основного состава: пироксениты в верховьях р. Левчай, яншахские пироксеновые габбро, роговообманковые габбро (по р. Инек-боган, Кясаман, Джан-Ахмед, Инекдаг, Джил и Саданахач и др.).

По данным М. А. Кашкая (1947), в верховьях р. Шамхорчай выделяются роговообманковые, кварцево-роговообманковые и пироксеновые габбро, а также габбро-диориты, которые прорваны пегматитовыми и жильными габбро, габбро-горнблендитами и горнблендитами.

Все эти основные интрузии детально описаны в многочисленных работах и потому на их описании мы не останавливаемся.

Значительная часть данного пояса основных интрузий выступает в пределах Севанской тектонической зоны Армении, где она детально изучена многочисленными исследователями. По данным К. А. Мкртчяна (1962), в течение среднеэоценового цикла в этой зоне, кроме пластовых тел габбро-порфиритов и кварцевых порфиритов, внедрились штоковые тела габбро-пироксенитов и гранодиоритов. По данным того же исследователя, в верхнем эоцене произошло внедрение субвулканических интрузий габбро-порфиритов, трахидацитов и интрузии щелоч-

ных сиенитов и габбро. А. Т. Асланян (1958) основные интрузии габбро-порфиритового и габбро-диоритового рядов этой зоны считает эоценовыми. Габбро-порфиритовые и габбро-диоритовые интрузии Севано-Ширакского синклинория, по мнению А. А. Gabrielyana (1959), являются среднеэоценовыми.

В азербайджанской части Севанской зоны все основные интрузии относятся к пластовым штокообразным телам и прорывают верхнесенонско-среднеэоценовые отложения; но учитывая, что эти интрузии с таковыми кислого ряда составляют единую магматическую формацию, мы возраст первых считаем также верхнеэоцен-олигоценовым.

Кроме вышеуказанных интрузий западного отрезка Севано-Карабахской зоны, аналогичные тела, но значительно меньшего размера, были встречены нами, А. Н. Соловкиным и др. восточнее Шахдагского отрезка зоны.

К этой группе интрузивов нами отнесены: габбро-пироксениты верховьев р. Коберичай и биотитового габбро у сел. Фингя, габбро-нориты района сс. Шамкенд, Карабегли, Лалобагырлы и Ипяк, хребта Тозагач, интрузии габбро верховьев р. Хачинчай у хр. Тозагач, сел. Гочас, у сел. Новлу на р. Базарчай (внедрены в отложения апта), интрузии авгитового габбро, секущие отложения верхнего сенона у сел. Карачанлы, и пластовые тела, обнажающиеся в отложениях верхнего сенона левобережья р. Гочас (при мощности 120 м, протяженности около 7 км) и др.

По-видимому, аналогичного возраста следует считать и интрузии осевой полосы Мартунинского синклинория, обнажающиеся в районах сс. Гюлаблы, Кятук, Нинги, Кагардзи и Мартуни. Эти интрузии залегают среди верхнесенонских известняков и в основном согласно пластуется с ними; но имеются среди них и секущие тела. Состав этих тел определяется мандельштейновыми базальтами, габбро-диабазами и габбро-долеритами.

Возможно, что интрузии габбро, секущие отложения альба Мардакертского синклинория у сел. Мадагиз, также имеют позднеэоценово-олигоценовый возраст.

Позднеэоценово-олигоценовые кислые интрузивы

Широким развитием пользуются в пределах Севано-Карабахской, Мисхано-Кафанской и Ордубадской зон. Интрузивы данного возраста в основном имеют гранитоидный состав, но в краевых и апикальных частях зачастую встречаются средние и основные тела, являющиеся фациями первых.

В пределах исследованной части Малого Кавказа наиболее крупными интрузивами данного возраста являются: Далидагский, Шальва-Лачинский, Казыханлинский, Нураддинский, Левкалинский и Агджакендский. Кроме перечисленных интрузивов, в пределах Тоурагачайского и Сарыбабинского синклинали, Кельбаджарской наложенной мульды, вдоль северного крыла Гочасского синклинали, Гадрутской синклинали, а также вдоль осевых полос Замзурского, Старотагского и Лачинского антиклинориев были встречены многочисленные лакколиты штоко- и дайкообразные тела среднего и кислого ряда, по периферии иногда переходящие в основные разности.

Все интрузивы данного возраста в синклиналиях прорывают отложения юры, мела и среднего эоцена, а также и гипербазитовые и габброидные интрузивы мелового возраста. В пределах Кельбаджарской наложенной мульды они несогласно перекрываются миоплиоценовыми лавами.

Описываемый комплекс интрузивных пород был изучен Тостом (1894), Б. А. Кантором (1933), И. А. Преображенским (1934), А. Н. Соловкиным (1939, 1940), В. Н. Котляром (1941), К. Н. Паффенгольцем (1948, 1959), М. А. Кашкаем и А. Мамедовым, М. А. Кашкаем (1947), С. М. Сулеймановым (1956), М. Д. Заири (1950), Л. Н. Леонтьевым и В. Е. Хаиным (1951), Ш. А. Азизбековым и Р. Н. Абдуллаевым (1940), Э. Ш. Шихалибейли, Г. П. Корневым и А. А. Байрамовым (1959), Э. Ш. Шихалибейли (1954, 1962) и многими другим.

Наибольшее внимание этим интрузивам в своих работах уделил А. Н. Соловкин (1939, 1940), которому принадлежит детальное геолого-петрологическое описание важнейших из них.

Далидагский гранитоидный интрузив располагается в верховьях рек Акера, Тутхун и Тертер. Этот крупный полифазальный гранитоидный массив всесторонне изучен и описан А. Н. Соловкиным (1940), К. Н. Паффенгольцем (1948), С. М. Сулеймановым (1956), М. Д. Заири (1950), М. А. Кашкаем (1955) нами др. Поэтому мы даем лишь краткое сообщение о нем.

Тектонически данная интрузия приурочена к Далидаг-Мехманинскому поперечному поднятию, ограниченному Тертерской и Хачинчайской флексурами или же разломами глубокого заложения. В современной структуре области интрузия тяготеет к юго-западным крыльям Кельбаджарской наложенной мульды и Гочасского синклинали. Слагающие последний отложения мела составляют нижний структурный этаж Кельбаджарской наложенной структуры. По-видимому, интрузия располагается в зоне ныне скрытого, но крупного и протяжен-

ного Ишихлинского разлома, служившего проводником магматических масс в миоплиоцене и антропогене. Доказательством этому может служить тот факт, что интрузия, минуя зону пересечения положительных структур — Каранлыкской и Далидагской соответственно нижнего и верхнего структурных этажей, внедрилась вдоль их юго-западных крыльев, которые срезаны вышеуказанным разломом.

Таким образом, интродуцированными здесь являются отложения альба, сеномана и верхнего сенона, составляющие нижний структурный этаж и слагающие северо-восточную раму массива, а также отложения среднего и верхнего эоцена, соответствующие низам наложенного верхнего структурного этажа.

Значительная территория Далидагской интрузии покрыта миоплиоценовыми и антропогеновыми лавовыми покровами. Данная структура протягивается от правобережья р. Тертер на западе до верховьев р. Илдырым-су на востоке, имея протяженность около 35 км при изменчивой ширине до 8 км. В наиболее приподнятой части интрузии притоки рек Тутхун, Акера и Тертер, пропилив глубокие эрозионные ущелья, хорошо обнажили породы контактовой зоны до глубины 2,0 км.

Этот секущий интрузив относится к полифациальным телам. Важной его особенностью является наличие в его составе щелочных фаций в виде разновидностей пород, тяготеющих к сиенитовому типу. Эта особенность отличает Далидагский массив от многочисленных интрузий Малого Кавказа и сближает его с Конгур-Алангезским (Мегри-Ордубадским) плутоном. В соответствии с этим в составе описываемого интрузива намечаются две главные ветви дифференциатов, выделенных А. Н. Соловкиным (1940): гранитовая и сиенитовая. Расщепление при этом шло с образованием гранит-граносиенитового и гранодиорит-диоритового рядов. Гибризированные породы в виде сиенит-диоритов явились продуктом ассимиляции боковых пород и первичного расщепления магмы. Помимо сиенит-диоритов, имеются граниты, гранит-порфиры, адамелиты, аплиты, граносиениты, кварцевые сиениты и т. д.

В краевой зоне этот интрузив представлен лейкократовым сиенит-диоритом, в районе хр. Мыхтекан проявляется порфировидная фация, в западной части распространены в основном диоритовые сиениты, в верховьях р. Ильдырым-су (с севера на юг) распространены гранодиориты, диориты, порфировидные гранодиориты (кварцевые сиениты), аплитовидные гранодиориты, а в районе г. Катырдаш вновь выступают гранодиориты. Вдоль северного контакта интрузива местами (г. Шиштапа) распространены габбро-диориты.

По данным С. М. Сулейманова, средний состав Далидагского интрузива грано-сиенитовый, что подтверждено и исследованиями М. А. Кашкая и А. И. Мамедова (1954), по мнению которых—это многофациальный и однородный интрузив сиенитового состава.

Тем не менее предыдущие исследователи, в основном А. Н. Соловкин, устанавливают две фазы формирования Далидагского интрузива. Первая—сиенит-диоритовая, занимавшая наибольшую площадь, вторая—кислая грано-сиенитовая, имеющая наибольшую площадь распространения. Первая фаза средней кислотности представлена следующими дифференциатами: 1) авгито-роговообманковыми сиенит-диоритами, 2) кварцевыми сиенит-диоритами (лейкократовые), 3) роговообманково-кварцевыми диоритами (лейкократовые) и 4) порфировидными кварцевыми диоритами (лейкократовые). Вторая фаза представлена более кислыми дифференциатами гранитоидов: 1) гранитами, гранит-порфирами, гранит-аплитами, 2) гранодиоритами, гранодиорит-порфирами, 3) адалелитами, адалелит-порфирами и адалелит-аплитами и 4) кварцевыми сиенитами.

М. А. Кашкай (1955) и в совместных с А. И. Мамедовым (1954), работах среди пород Далидагского интрузива выделяет две дифференциационные серии.

1. Монцонит-сиенит-диоритовую, представленную монцонитами, сиенитами, граносиенитами, биотитовыми граносиенитами, кварцевыми сиенитами, биотитовыми сиенитами, роговообманково-биотитово-кварцевыми сиенитами, биотито-кварцевыми сиенит-порфирами, авгито-роговообманковыми диоритами и др.

2. Гранит-гранодиоритовую, характеризующуюся гранитами, биотитовыми гранитами, гранит-аплитами, аляскитовыми гранитами, гранодиоритами, адалелитами, адалелит-порфирами, адалелит-аплитами.

Если сопоставить обе эти концепции, то между ними как будто существенного различия нет, разве только то, что в первом случае применяется термин «фаза», а во втором—«серия». В действительности же эти концепции с совершенно различных позиций объясняют процесс формирования интрузива.

Существенной особенностью пород обоих «фаз» или «серий» является значительное содержание ортоклаза и кварца. K_2O преобладает над Na_2O , в значительном количестве содержится MgO и, как правило, всегда присутствует апатит. Темноцветных минералов мало, так как породы интрузива типично лейкократовые. Структура пород интрузива гипидиоморфно-

зернистая и частично гранит-порфировая. Широкое развитие гранофировых и микропегматитов структур, по мнению М. А. Кашкая и А. И. Мамедова, свидетельствует о низкотемпературной фазе застывания магмы.

Все приведенные данные свидетельствуют о наличии в интрузиве двух ветвей дифференциатов: одна, весьма типичная для малокавказских интрузий гранитоидного типа,—щелочно-земельная, вторая более щелочная—кварцево-сиенитовая.

Вдоль контакта интрузива с вмещающими породами наблюдается узкая полоса метасоматически измененных, силицифизированных, ороговикovaných и мраморизованных пород. Установлено, что калиевый метасоматоз более развит, чем натриевый.

А. Н. Соловкиным, С. М. Сулеймановым, М. А. Кашкаем и А. И. Мамедовым, нами и др. в контакте интрузива с вмещающими породами описан ряд скарнированных пород: гранатовый, гранат-диопсид-воллостанитовый, кордиерит, горнблендитовый, кварц-циозитовый и кальцит-гранатовый скарны.

Обнаженная часть интрузива рассечена многочисленными кварцевыми жилами, группирующимися в системы северо-восточного простирания. Сравнительно мощные и значительные по простиранию кварцевые жилы сконцентрированы в районе Катырдаш, Кечибели, в верховьях рек Човдар-су, Далидаг-су, Барритычай, Илдрымсу и др.

Нами установлено, что эти кварцевые жилы в основном приурочены к мощным протяженным и значительным по амплитуде сбросовым нарушениям северо-восточного простирания (см. раздел «Тектоника»).

Вдоль северного экзоконтакта Далидагского интрузива и вдали от него во вмещающих отложениях впервые нами и позже О. Гамзаевым были встречены и описаны субинтрузивы габбро-диорита, пироксенового диоритового порфирита, пироксенового сиенит-диорита, кварцево-пироксеново-роговообманкового диорита, которые, являясь апофизами описываемого интрузива, секут отложения мела и среднего эоцена и ориентированы в северо-западном направлении.

Кроме указанных тел, в этой же зоне были встречены мелкие тела гранит-порфиров, ориентированные, в основном, вдоль северо-восточных разломов, рассекая как вмещающие интрузив отложения, так и вышеописанные апофизы его.

Эти данные свидетельствуют о том, что формирование Далидагского интрузива обязано двухкратному внедрению магматических масс. Причем в период главной, сиенит-диоритовой фазы формирования интрузива магматические массы были

приурочены к уже существовавшим северо-западным разломам или структурам.

В течение второй фазы вдоль северо-восточных разломов внедрилась вторая порция магмы, давшая интрузии гранит-порфиоров. Вслед за этим вдоль тех же разломов началась циркуляция гидротерм, которые формировали кварцево-рудные жилы.

Таким образом, Далидагский интрузив — не только полифациальное, но и полифазное магматическое тело, формирование которого происходило в гипабисальных условиях.

Шальва-Лачинский интрузив — это второе крупное магматическое тело гранитоидного состава Мисхано-Кафанской зоны. Данная интрузия, в основном приурочиваясь к осевой полосе Лачинского антиклинория, на всем своем протяжении контролируется крупным Башлыбельским глубинным разломом, являющимся пограничной шовной структурой, ограничивающей на юго-западе офиолитовый пояс Малого Кавказа. Эта интрузия и ее апофизы в виде мелких и крупных массивов, штоков и даек прослеживается на всем протяжении вышеуказанного разлома и его ветвей, начиная от района сел. Башлыбель на северо-западе и до района сел. Сирик на юго-востоке.

Непрерывные выходы Шальва-Лачинского интрузива расположены вдоль осевой полосы Лачинского антиклинория и протягиваются с района г. Кешиштапа на северо-западе до меридиана г. Б. Кирс на юго-востоке, на протяжении около 60 км при ширине от 5,5 до 1,0 и меньше. Это своеобразное лентообразное тело впервые было изучено и описано А. Н. Соловкиным (1952), от которого и получило свое название. Описываемая интрузия в различных частях района прорывает отложения средней и верхней юры, альба, сеномана, нижнего и верхнего сенона и среднего эоцена и несогласно перекрывается миоплиоценовыми лавами и породами акеринской свиты.

Шальва-Лачинский интрузив состоит из двух главных массивов. Один из них протягивается между районами г. Кешиштапа на северо-западе и г. Лачиндаг на юго-востоке. Северо-западная часть его прорезает периклиньяльное замыкание Лачинского антиклинория, центральная (от района г. Мунджухлу до сел. Даракенд) — ядро антиклинория, а юго-восточная часть приурочена уже к юго-западному крылу последней. Второй интрузив протягивается от сел. Н. Аскяр, где он располагается в ядре антиклинория до верховьев р. Шорсу у г. Саксаган на его северо-восточном крыле.

Между этими главными массивами интрузива имеется незначительная перемычка вмещающих среднеюрских отложе-

ний, так что о непосредственной связи этих массивов на незначительной глубине сомнений быть не может. Породы Шальва-Лачинской интрузии, в основном, представлены гранодиоритами, кварцевыми диоритами, диоритами и плагиогранитами, переходя в краевой фации в кварцевые и бескварцевые диоритовые порфиры, иногда же в кварцевые порфиры.

В приконтактных частях интрузия иногда катаклазирована (район сел. Билюндуз), брекчирована, по трещинам отдельности ожелезнена и зоохрена. В ней наблюдаются шлировые выделения как меланократового, так и лейкократового типа. Последние из района слияния рек Пчанисчай и Шальвы оказались плагиоаплитами и пегматитовыми аплитами. В теле интрузива встречаются разноориентированные аплитовые прожилки.

Вдоль контакта интрузии с вмещающими породами наблюдается интенсивная пиритизация и гидротермальные жилы кварца с пиритом и халькопиритом.

По мнению А. Н. Соловкина (1952), это гипабисальная полифациальная и монофазная интрузия. Химический состав пород этой интрузии по данным того же исследователя резко отличает ее от граносиенитовой ветви дифференциатов других третичных малокавказских интрузий и сближает с гранодиоритовой ветвью.

По-видимому, при детальном петрографическом исследовании в составе Шальва-Лачинского интрузива удастся выделить породы более поздней стадии внедрения. Этого мнения придерживается Т. Гаджиев, установивший у слияния рек Шальва и Пчанисчай характерные текстурные и структурные особенности интрузива, свидетельствующие о наличии второй фазы внедрения.

Северо-западное продолжение Шальва-Лачинского интрузива фиксируется по выходам аналогичных тел в районе сел. Кавуших и местности Нардиван, в верховьях р. Шальва. В окрестностях сел. Кавуших обнажаются гранодиориты, бескварцевые и мелкозернистые диориты. Эти породы характеризуют апикальную часть интрузива, что доказывается замыканием данного массива в 4 км северо-западнее сел. Кавуших охристыми и кварцитизированными андезитами среднего эоцена, слагающими восточные склоны Мыхтеканского хребта.

Човдарская группа интрузивов. Северо-западнее, но уже в верховьях р. Тутхун, между сел. Башлыбель и западными склонами Мыхтеканского хребта, вдоль Башлыбельского глубинного разлома прерывистой полосой протягиваются интрузивные тела, получившие от А. Н. Соловкина (1952) наимено-

вание «Човдарской группы». Эти тела, являясь западным продолжением Шальва-Лачинского интрузива, и по составу близки к нему.

Наибольшими телами из этой группы являются: 1) Човдарское и 2) Башлыбельское. Представлены они кварцевыми диоритами, гранодиоритами и диоритовыми порфиритами и приурочены либо к Башлыбельскому разлому, либо к его ветвям.

Кроме перечисленных разновидностей, здесь были встречены авгитовые кварцевые диориты и биотитово-авгитовые гранодиориты, иногда переходящие в гранодиорит-порфиры.

Небольшие выходы кварцевого диорита, также приуроченные к данной зоне разлома, были встречены у сс. Шахкерам и Сарыноглы.

Наиболее северо-западным, но изолированным выходом интрузий гранодиоритового состава является расположенный в зоне Башлыбельского разлома небольшой выход у г. Кочдаш на Сарыбулагдагском хребте. Эта интрузия кварцдиоритового состава прорывает отложения эоцена и перекрывается миоплиоценовыми лавами.

Перейдя к описанию юго-восточного продолжения Шальва-Лачинского интрузива, отметим, что юго-восточнее р. Шорсу, левого притока р. Акера, распространена серия мелких интрузий и дайковых пород. Так, на продолжении южного интрузива располагаются зона групповых даек, которая, расширяясь, протягивается до района сел. Суарасы и сел. Хузабирт, и серия мелких, вытянутых вдоль северного крыла Гочасского синклинория, штоков в районе сс. Фарджан, Тезхарап, Диштигят, Доланлар, Сирик и Дагтумас.

Непосредственно у восточной периферии западного выхода Шальва-Лачинского интрузива обнажается несколько больших штоков и даек.

Заслуживает особого внимания тот факт, что они располагаются не только в юго-восточном поле Башлыбельского разлома, проходящего по северному крылу Лачинского антиклинория, но также в его северном поле и в зоне самого разлома. В последнем случае интрузивы имеют активный контакт с породами как северного, так и южного полей разлома, что доказывает более поздний, по сравнению с разломом, возраст интрузий.

Восточнее Кехнакенда и Кишлака зона мелких интрузий переходит в Сарыбабинский синклинорий, где фиксируются многочисленные тела, имеющие форму мелких штоков, даек и пластовых интрузий (рис. 32).

Распространение интрузивов не ограничивается выходами

альба и нижнего сенона Сарыбабинского синклиория, захватывает и крыльевые части смежных структур — южное крыло Карабахского антиклинория и северное крыло Замзурского в районе гор. Гюлюджа и Зиарат. Еще восточнее, в районе сс. Думы, Туг, Мухронес и Цикори, мелкие диоритовые и габбровые интрузии типа даек и небольших штоков фиксируются в отложениях средней и верхней юры и нижнего мела.



Рис. 32

Пластовая интрузия кварцевого диорита в верховьях р. Икахчай

Рассмотрим общий характер пород интрузий, изменение их состава и зависимость этих изменений от местонахождения интрузивов.

Между г. Лачин и сел. Аганус преобладающими породами развитых здесь даек являются кварцевые роговообманковые порфириды. Характерно, что состав даек, расположенных гипсометрически выше последних и прорезающих верхнеюрские известняки, представлен бескварцевыми роговообманковыми диоритовыми порфиридами. Такой же состав имеют породы даек восточнее — в районе сел. Дайгян, на г. Дибятлу и у сел. Арпагядук. Здесь значительным развитием пользуются шилеры размером от 1 до 5—8 см, а кварцсодержащие разности сосредоточиваются в центральных частях мощных даек. Интрузивы района сс. Верхний и Нижний Фарджан представлены в крае-

вых частях диоритовыми порфиритами, а в центральных— габбро-диоритами и габбро-норитами, иногда порфиroidными.

Интрузив района Диштигат и часть даек района сел. Тезхарап и восточнее сложены габбро-диоритами, габбро, габбро-пироксенитами и их порфиroidными разностями. В районе сс. Старый Таг и Сирик породы пластовых интрузий и даек представлены только габбро и габбро-диабазом.

Несколько севернее на восточных продолжениях главных массивов Шальва-Лачинского интрузива характер изменения состава интрузивов в общем сходен с вышеописанным. Восточная оконечность описываемого интрузива на пересечении Лачин—Шуша и южнее г. Саксаган представлена гранодиоритами, плагиигранитами, аплитовидными гранодиоритами, кварцевыми диоритами. В эндоконтакте встречены кварцевые и бескварцевые диоритовые порфириты.

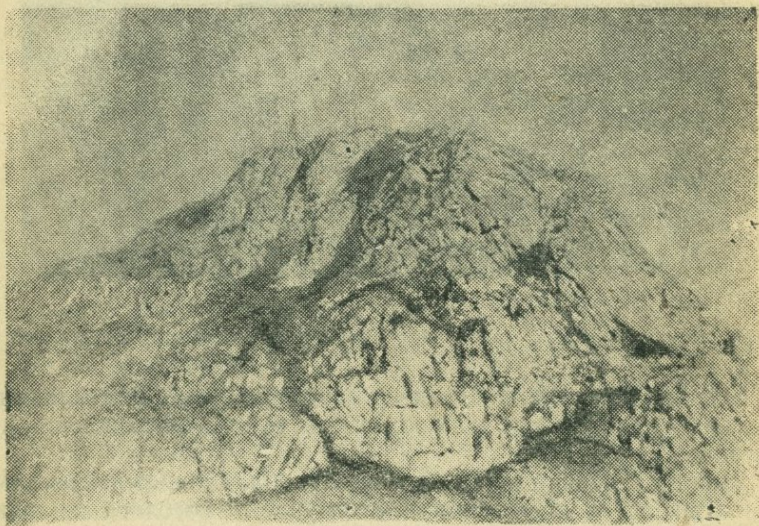


Рис. 33

Интрузия кварцевого диорита на вершине г. Саксаган

Породы штокообразных тел у с. Саксаган (рис. 33) и в районах сс. Кишлак, Кехнакенд и Ирчан представлены кварцевыми и бескварцевыми диоритами, порфиритами, диоритами и диоритовыми порфиритами.

Восточнее сел. Кишлак число секущих и пластовых тел в отложениях альба значительно возрастает и они представлены,

в основном, шлировыми диоритовыми порфиритами, в сравнительно крупных телах встречены диориты, габбро-диориты и габбро, а в краевых частях и мелких выходах—лампрофиры (спессартиты).

Таков же состав пластовых интрузий на гребне г. Гюллуджа. Диоритовый и габбро-диоритовый состав имеют породы интрузива и далее к юго-востоку. Таковы дайки у гор. Мухранес и Хышгаласы, а также штокообразное тело у сел. Шагах и пластовые интрузии у сел. Цикори.

Интрузивные тела и дайки, расположенные севернее, т. е. у сс. Думы, Мухранес, Цикори и Туг, представлены габбро-диоритом, габбро и габбро-диабазом.

Казыханлинская интрузия, тяготея к северо-западному продолжению Шальва-Лачинского интрузива, приурочена к крупной ветви Башлыбельского разлома. Эта сравнительно крупная полифазная и полифациальная интрузия расположена в верховьях среднего течения р. Тутхун и протягивается от западных склонов г. Чилгяз на Мыхтекянском хребте, вдоль рек Казыханлы и Агджакендчай, до сел. Агджикенд в междуречье Тертера и Тутхуна. Данная интрузия представлена сиенит-диоритами, порфиroidными кварцевыми и бескварцевыми диоритами и габбро-диоритами. Характерно, что на возвышенных участках рельефа породы интрузива дают ряд переходов к более мелкозернистым разностям и далее к габбро-диоритам. Так, например, на отрезке сел. Казыханлы — г. Беюк-Боз, у слияния р. Казыханлы с ее правым притоком, наблюдаются следующие переходы: порфиroidные сиенит-диориты, диоритовые порфириты, габбро-диориты.

Породы интрузива на значительной площади окварцованы и пиритизированы. Местами вмещающие породы интенсивно каолинизированы, скарнированы и обогащены железными слюдками. Интрузия рассечена многочисленными дайками диабазового порфирита. Приурочиваясь к разлому широтного простирания, она в то же время внедрена вдоль осевой полосы Казыханлинской антиклинали и смежных синклиналей, а в левобережье р. Тутхун — в эоценовые отложения Кельбаджарской наложенной мульды. Вообще же эта интрузия прорезает отложения альба, сеномана, сенона и среднего эоцена.

Несколько севернее данной интрузии, в долине р. Тутхун, расположено несколько мелких штокообразных тел основного, среднего и кислого состава, являющихся апофизами Казыханлинского интрузива.

Нураддинский интрузив располагается в верховьях р. Пчачисчай — левого притока р. Акера, на юго-западном склоне

Карабахского хребта. Интрузия связана с Карабахским надвигом и приурочена к осевой полосе крупной Даликдашской синклинали, сложенной отложениями верхнего сенона и эоцена. Это тело ограничено двумя широтно и косо к надвигу ориентированными разломами, которые на западе, в бассейне р. Тутхун, объединяются в единый разлом, секущий осевую полосу Казыханлинской антиклинали. Нураддинский интрузив — хорошо выраженный лакколит — состоит из авгитового гранодиорита, гранодиорит-порфира и диоритового порфирита. В крайних частях эти породы переходят в кварцевые габбро-диориты и диабазовые порфириты. По мнению А. Н. Соловкина (1952), породы интрузива являются производными магмы Шальва-Лачинского интрузива.

Кроме вышеописанных сравнительно крупных интрузивных тел гранитоидного состава, в этой части Сарыбабинского синклинория имеются и многочисленные мелкие штокообразные и дайковые тела, детально описанные нами в ежегодных отчетах за 1950, 1951 и 1953 гг., а также частично в опубликованной работе (1962).

Штокообразные тела в верховьях р. Акера встречены в различных пунктах. В районе г. Чилгяз обнажается уралитизированный микродиорит; сиенит-диориты обнажаются у сел. Лалобагырлы; кварцевые и бескварцевые диоритовые порфириты пользуются здесь широким развитием и обнажаются у сс. Корджабулак, Котурлу, Алакая, в местности Давабойну, в долинах рек Горчучай, Кабирричай и у г. Чилгяз; катаклазированные гранодиориты встречены в долине р. Алячки и в верховьях р. Хачинчай. Жильные породы в описываемой области пользуются широким развитием; являясь дериватами вышеописанных интрузий, они в виде многочисленных даек различной мощности простираются и состава секут породы, вмещающие интрузии. Мощность их колеблется в пределах 1—2 м, реже 5—10 м. Простираются их чаще северо-западное, северо-восточное, а реже — меридиональное или широтное.

Все дайковые породы представлены гранодиорит-порфирами, кварцевыми и бескварцевыми диоритовыми порфиритами, кварцевыми и бескварцевыми порфиритами, плагиоклазовыми и мандельштейновыми порфиритами, кварцевыми и бескварцевыми диабазами, спессартитами и андезитами.

Несколько западнее, на продолжении описываемого отрезка Сарыбабинского синклинория, в среднем и нижнем течении р. Тутхун, известны многочисленные штокообразные тела гранитоидного состава, приуроченные, в основном, к осевой полосе Алмалы-Гейдаринской антиклинали. Характерно, что эти

тела, тяготея к зонам разрывов, отличаются рядовым расположением, трассируя эти зоны на значительных расстояниях. Это наводит на мысль о возможной связи этих тел на некоторой глубине с крупным, характерным для данной зоны лентовидным интрузивным массивом, наподобие Шальва-Лачинского.

Представлены эти штокообразные тела диоритовыми порфиритами, сиенит-диоритовыми порфиритами, роговообманковыми диоритовыми порфиритами, кварцевыми сиенит-диоритами, граносиенитами, гранодиоритами. Все они тесно связаны между собой и характеризуются промежуточными переходами. Так, например, отдельные тела диорит-порфиритовых интрузий протягиваются в виде узкой (до 1,5 км) полосы от района сел. Гузейчиркин (водораздел рек Тутхун и Тертер) в юго-восточном направлении через сс. Кушювасы, Алмалы, Карагюней и до гор Агбаба и Еллигядык и далее в бассейн верховьев р. Хачинчай. Общая протяженность выходов этих тел превышает 30—40 км.

В приконтактных полосах диоритовых порфиритов значительным развитием пользуются роговообманковые разности. Для этих тел характерным является наличие в них многочисленных ксенолитов, габбро-амфиболитов, серпентинитов, брекчированных обломков кварцевых диоритов и кварцевых плагиоклазитов. Последние тяготеют к зонам разломов. Несколько южнее, но севернее Казыханлынского интрузива, на правом берегу р. Тутхун у сел. Кечиликая обнажается узкое (от 25 до 250 м) дайкообразное тело граносиенита, протягивающееся в юго-восточном направлении на расстояние 8—10 км. Приурочено это тело к контакту габброидного массива с вулканогенными образованиями нижнего сенона.

Кроме указанных, в этой части бассейна р. Тутхун встречены мелкие изолированные тела кварцевого сиенит-диорита у сел. Кязимбина и гранодиориты у сс. Лачин и Отохлар и др.

Все перечисленные интрузии прорывают отложения альба, сеномана, сенона, зоцена, а также и гипербазитовые интрузии, ксенолиты которых в изобилии были встречены как в краевых частях этих тел, так и в центральных частях (рис. 34).

По данным детально изучившего эти магматические тела Г. И. Аллахвердиева, в интрузивных массивах граносиенитового состава встречаются ксенолиты лишь гипербазитов и габброидов, а в диоритовых порфиритах, кроме перечисленных, встречаются и ксенолиты лейкократовых пород. Это позволяет ему сделать вывод о более позднем, по сравнению с граносиенитами, внедрении диоритовых порфиритов.

Северо-западнее, но уже на западном продолжении Кара-

бахского надвига и в поднадвиговой зоне, имеется ряд выходов гранитоидных интрузий, детально изученных Ш. А. Азизбековым, Р. Н. Абдуллаевым и нами, из коих некоторые описываются ниже.

В бассейне р. Левчай выступают сравнительно крупные— Левкалинский, Кашкабулакский и Конурский массивы катаклазированных гранодиоритов и кварцевых диоритов. Кроме перечисленных в бассейне данной реки тел, имеются более мелкие тела, приуроченные к крупным разрывным нарушениям.

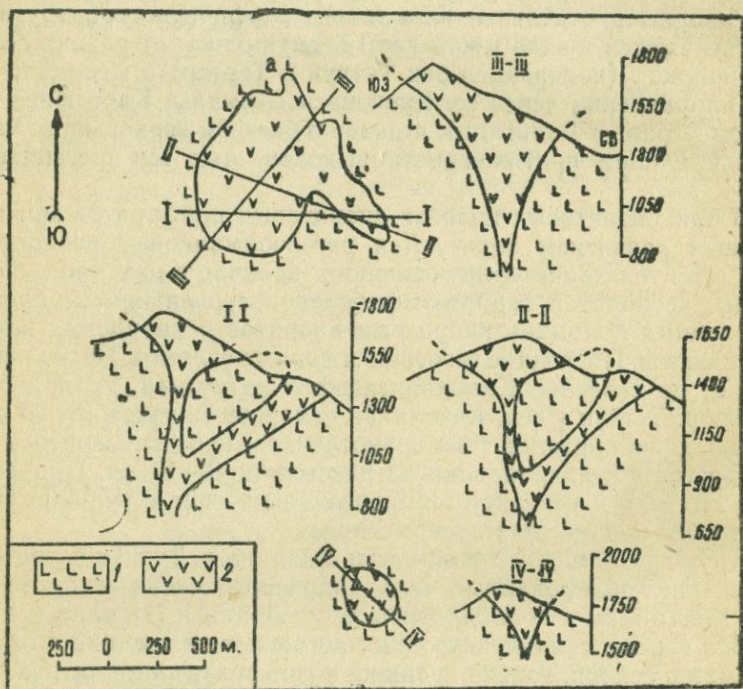


Рис. 34

Лакколиты диоритовых порфиритов (составил Г. И. Алахвердиев)
 а — в районе с. Алмалы; б — в районе с. Караюней; 1 — серпентиниты,
 2 — диоритовые порфириты

северо-западного простирания. Гранодиориты и кварцевые диориты выступают в окрестностях сс. Чафли, Яншах, Такякасы, Бабашлар и Эляслар.

Левкалинский интрузив обнажается у слияния рек Левчай и Сеидлярчай и тесно примыкает к габбро-норитовой интрузии.

Интрузив гранодиоритового состава в контакте с последним интенсивно катаклазирован; жильные дериваты его рассекают габбро-норитовый массив во многих пунктах. По мнению А. Н. Соловкина (1952), это наиболее кислая разновидность гранитоидов не только данной зоны, но и всего Азербайджана.

Диориты и диоритовые порфириды Джамиллинских лакколитов приурочены к осевой (выполненной верхним сеноном и эоценом) полосе Чичаклинской синклинали. Эти лакколиты, эффектно возвышающиеся над селением Джамиллы, представлены тремя разобщенными выходами, имеющими рядовое расположение. Все они представляют одну гипабиссальную интрузию и разобщены узкими полосами вмещающих их эоценовых отложений. Эти интрузивные тела представлены порфировидным авгит-гиперстеновыми и биотит-пироксеновыми диоритами, диоритовыми порфиритами и кварцевыми диоритами. Контактное воздействие интрузивов на вмещающие эоценовые отложения выразилось в ороговиковании и заохрени их, а также в появлении во вмещающих породах полосчатой и пятнистой текстуры.

Джамиллинский дацитовый силл. В некотором удалении от лакколитовых массивов выступают апофизы их, а также дацитовый силл. Последний обнажается в верховьях р. Джамилличай и залегает согласно с вмещающими верхнесенонскими и эоценовыми отложениями. Длина силла—около 3,0 км при мощности 150 м. Фациально он несколько разнообразен и представлен дацитами и редко липарито-дацитами. В некотором удалении от силла выступают его сателлиты.

Конурская диорит-порфиритовая экструзия располагается западнее вышеописанных лакколитов, в верховьях р. Конурчай. Экструзия прорывает отложения верхнего сенона и эоцена и имеет режущие контакты, грушевидную в плане форму при площади около 5,5 км². В эндоконтакте породы приобретают мандельштейновую, чаще брекчиевидную текстуру. Состав пород быстро меняется от диоритовых порфиритов в центральной части экструзий к плагиоклазовым и мандельштейновым порфиритам со стекловатым базисом в краевых ее частях. Диоритовые порфириды представлены пироксеновыми и роговообманковыми разновидностями.

Зинджирли-Карадырнахские интрузии диоритовых порфиритов в западной части Тоурагачайского синклинория линейно образуют ряд выходов, приуроченных к зоне разлома, вдоль которого линейно вытянуты в северо-западном направлении на расстоянии 15—20 км. Они представляют пластообразные, штокообразные и дайкообразные тела различной протяженности.

Контактовое воздействие позднеэоцен-олигоценых интрузий на вмещающие породы проявляется неравномерно. Самые интенсивные изменения вмещающих пород наблюдаются в центральном, наиболее приподнятом участке продольных зон, в полосе от Далидага до Мехманы, где преобладают крупные и мелкие кислые массивы интрузивных тел. Контактные явления здесь отмечаются в полосе шириной от нескольких десятков до 50—60 м и редко 100—200 м. В северо-западном и в юго-восточном направлениях (за редкими исключениями, в зонах поднятий), по мере уменьшения кислотности пород интрузии и размеров тел, контактовые проявления ослабевают. Однако характер контактового метаморфизма зависит не только от состава и размеров интрузивных тел, но и от состава вмещающих пород.

В тех местах, где интрузии прорывают известняки, последние в более или менее удаленных зонах обычно только в той или иной степени перекристаллизовываются. Ближе к контакту они становятся кремнистыми. В экзоконтакте даек окварцование настолько интенсивно, что порода переходит во вторичные кварциты. Наиболее интенсивно контактовому воздействию подвергаются известняки сенона, которые скарнируются, превращаются в роговики, вторичные кварциты и приобретают полосчатую структуру. Аргиллиты и мергели обычно подвергаются ороговиканию. В зависимости от первичной окраски, метаморфизованные породы приобретают черный, бурый, буровато-лиловый, буровато-серый, голубовато-серый и другие цвета. Известковые алевролиты приобретают молочно-белую или белесоватую окраску.

В песчаниках окремнение в начальных стадиях затрагивает, главным образом, цемент, в составе которого преобладающими становятся вторичный криптокристаллический кварц и чешуйки халцедона. При более интенсивном метаморфизме песчаники претерпевают более глубокие изменения и переходят во вторичные кварциты, в которых главной составной частью является кварц.

В тех случаях, когда экзоконтактная зона интрузий представлена эффузивными породами, контактовый метаморфизм проявляется довольно слабо в хлоритизации, серицитизации и в присутствии гранобластового кварца в виде миндалин. Только в контакте с наиболее крупными интрузиями кислого состава эти породы интенсивно каолинизированы, окварцованы и пиритизированы.

Если рассматривать в целом изменение состава пород палеогеновых (позднеэоценово-олигеновых) интрузий, то можно

заметить следующую закономерность: по обе стороны от Далидаг-Мехманинского поперечного поднятия (с некоторыми вариациями, благодаря наличию других поперечных поднятий и прогибов) как в северо-западном, так и в юго-восточном направлениях происходит постепенное снижение кислотности пород от кислых (граниты, граносиениты, кварцевые сиенит-диориты, гранодиориты) до основных (габбро-нориты, габбро-пироксениты, габбро-диабазы) и даже ультраосновных (габбро-периодиты).

В ряду позднеэоценово-олигоценовых интрузий выделяют: 1) полнокристаллические породы—граниты, плагио-граниты, граносиениты, кварцевые сиениты, гранодиориты, кварцевые диориты, диориты, габбро-диориты, габбро-диабазы, габбро, габбро-нориты, габбро-пироксениты и габбро-периодиты; 2) порфиридные разности—порфиридные гранодиориты, кварцевые диоритовые порфириты, диоритовые порфириты, диабазовые порфириты, диабазы и др.; 3) лампрофировые породы (спессартит) и аплиты.

Произведенные нами совместно с Г. П. Корневым и А. А. Байрамовым (1959) химические анализы, подсчеты числовых характеристик по методу А. Н. Заварицкого и составленные векториальные диаграммы для интрузивных пород восточной части Севано-Карабахской зоны указывают на генетическое единство всего комплекса разнообразных по составу, размерам и морфологии интрузивов. В связи с этим большой интерес представляет вопрос о причинах такого разнообразия и геотектонических условиях внедрения и формирования интрузивов.

Причина разнообразия состава пород, кроме различных петрохимических условий магмы в период ее внедрения, заключается также в условиях и характере пространственного размещения интрузивных тел в процессе интрузии магмы. Изучение пород интрузивов, глубоко прорезанных долинами рек, показало, что в их гипсометрически наиболее глубоко вскрытых частях породы по составу всегда более кислые. Если принять, что основная масса интродуцированного материала разместилась вдоль определенных тектонических структур, сформировав крупные массивы кислых интрузивов, ныне вскрытых эрозией полностью или частично, или же еще не вскрытых, а остальные интрузии являются апофизами различной протяженности, то картина изменения состава пород на площади и в глубину становится ясной. По мере движения магмы от питающего канала вверх в результате процессов десиликации, ассимиляции вмещающих пород и, возможно, дифференциации происходило

изменение состава пород с постепенным переходом от кислых разностей к средним и основным. Следовательно, в вертикальной плоскости мы будем иметь ту же зональность, которая отмечается в горизонтальной плоскости на дневной поверхности.

Вывод о том, что разнообразие пород палеогеновой интрузивной формации обусловлено главным образом процессами ассимиляции боковых пород в верхних структурных этажах земной коры далеко не нов.

П. Н. Кропоткин (1948), анализируя обширные материалы по Северному Казахстану, приходит к выводу, что для гранитоидных интрузий этой области весьма типичны постепенные переходы в глубинных породах от гранодиоритов через кварцевые роговообманковые диориты и диориты до габбро-диоритов, кварцевых габбро и габбро-норитов. Это разнообразие он объясняет процессами ассимиляции. В Куртукульском массиве им, в частности, отмечается следующий ряд пород: биотитовые граниты, биотито-роговообманковые граниты, гранодиориты, кварцевые диориты, кварцевые габбро-диориты, габбро-диориты и габбро.

Вопреки мнению Ю. А. Билибина, считавшего этот интрузив полифазным, П. Н. Кропоткин доказал его монофазность, а появление основных фаций объяснил широко развитыми процессами ассимиляции более основных пород (порфиритов, туффитов и др.).

К этому же выводу пришел Х. М. Абдуллаев (1954). Он доказал, что в результате ассимиляции карбонатных, сланцевых и эффузивных пород состав гранитоидных интрузий может изменяться в самых широких пределах. Анализ фактических материалов, выполненный Х. М. Абдуллаевым (1954, стр. 115), свидетельствует о том, что очень часто краевые фации интрузивов, имеющие габброидный состав, приурочены лишь к локальным апофизам, далеко уходящим в породы кровли. Объяснить образование таких габброидных пород кристаллизационной дифференциацией какой-либо магмы не приходится. Напротив, в настоящее время твердо установлено, что приконтактовое габбро имеет ассимиляционное происхождение.

В. С. Коптев-Дворников (1952) отмечает, что «на хорошо изученных примерах Центрального Казахстана геологически и петрографически доказано, что гранодиоритовый состав главных интрузивных формаций, диоритовый и габброидный состав сателлитов и эндоконтактов обусловлены процессами ассимиляции и гибридизма гранитной магмы, усвоением вулканогенных образований андезито-базальтового состава».

При таком методическом подходе в нашем случае, для восточного отрезка зоны, такими главными массивами в первую очередь следует считать Шальва-Лачинский и Казыханлинский гранитоидные интрузии как расположенные в центральной полосе распространения палеогеновых интрузий, вытянутые почти вдоль всего бассейна р. Акера, пересекающие долину р. Тутхун и, по-видимому, на некоторой глубине протягивающиеся до р. Тертер и далее (в последнем случае происходит погружение и перекрытие его плиоценовыми и антропогенowymi лавами). К этой группе интрузивов следует отнести на юго-западе Далидагский, а на северо-востоке—Нураддинский массивы.

В северо-западной части данной зоны к этой группе интрузивов могут быть причислены Нижнетутхунский, Лев-Джамилли-Конурский и Зинджири-Карадырнахский пояса гранитоидных интрузий. Интрузивные тела в этих поясах имеют форму лакколлитов, штоков, дайкообразных и пластовых тел различной величины (от 0,5 до 5—6 км²) и состава. Эти тела в каждом поясе характеризуются рядовым расположением и линейной вытянутостью и трассируются на значительное расстояние.

Все эти данные свидетельствуют о том, что эти тела, ныне разобщенные между собой, вероятно, на некоторой глубине в каждом поясе в отдельности соединяются в единый массив значительной протяженности.

А. А. Быков (1950), описывая массивы гранитов Чаткальских гор, отмечает, что в сопровождающих их апофизах, уходящих далеко в кровлю, граниты переходят в породы диоритового и габброидного состава.

Как показали исследования К. Л. Бабаева (1956), у диоритовых и кварцево-диоритовых интрузий в Каратюбинских и Зирабулакских горах зачастую наблюдаются апофизы в виде дайкообразных тел, представленных лампрофитами, которые ответвляются в боковые породы. Автор не сомневается в том, что эти породы, представляющие по составу жильные разновидности интрузий, генетически не тождественны с ними, так как являются не продуктами расщепления магмы, а результатом ассимиляции боковых пород.

Наконец, особенно характерным примером является так называемая «Кескенсайская дайка» в западном Узбекистане, описанная И. М. Исамухамедовым. Она вскрыта на глубину 300—400 м и потому хорошо видно, как постепенно состав пород изменяется от гранитов в наиболее пониженных частях, через гранодиориты и диориты до габбро в апикальных ча-

стях. Изменение состава обусловлено, по данным этого исследователя, процессами ассимиляции.

В связи с вышеуказанным необходимо вкратце остановиться на выводах петрографических исследований ультраосновных и основных пород Джил-Сатанахачского массива, расположенного на юго-западных склонах Шахдагского хребта, вдоль северного побережья оз. Севан, выполненных С. Б. Абовяном (1959). При площади массива 55—60 км², он протягивается на расстояние 25 км. Этот узкий и вытянутый лакколлит приурочен к ядру опрокинутой антиклинали, сложенной карбонатными и вулканогенными породами сенона и эоцена.

Исследованиями С. Б. Абовяна установлено, что вкрест простирания массива ультраосновные породы сменяются габбро и затем кварцевыми диоритами. Переход от габбро к кварцевым диоритам постепенный и это осуществляется через породы с полосчатой текстурой (чередование меланократовых и лейкократовых пород, причем с явным преобладанием первых ближе к габбро, вторых же — у кварцевых диоритов). Кроме того, этот исследователь отмечает, что к югу от Джил-Сатанахачского массива, в районе Сатанахачского перевала на Севанском хребте, обнажаются гранодиориты, которые прорывают нижнесенонскую вулканогенную толщу и с породами массива не контактируют. По региональным соображениям С. А. Абовян считает, что гранодиориты моложе кварцевых диоритов.

Вышеприведенные данные петрографо-минералогических и физико-химических исследований привели С. Б. Абовяна к выводу о том, что габбро и кварцевые диориты являются одновременными образованиями — продуктами глубинной дифференциации, предшествовавшей внедрению. С. Б. Абовян, учитывая постепенные переходы от кварцевых диоритов к габбро и от габбро к ультраосновным породам, приходит к выводу, что первые — крайние кислые, а последние — крайние основные (ультраосновные) дифференциаты той же магмы, из которой образовалось и габбро.

Эти данные хорошо согласуются с нашими, за исключением того, что С. Б. Абовян считает гранодиориты более молодыми, чем кварцевые диориты, и то, что как кислые, так и ультраосновные породы он считает дифференциатами габброидной магмы. Возможно, что это в действительности так, и многие исследователи придерживаются этого взгляда, но весь обильный материал по этим магматическим образованиям Севано-Карабахской зоны не дает возможности сделать такой вывод. Трудно допустить внедрение основной магмы в период интенсивного поднятия и складчатости. Нам представляется, что в

данном случае логичнее будет считать нормальный и постепенный переход гранодиоритов через кварцевые диориты и габбро в крайне основные (ультраосновные) дериваты вследствие ассимиляции гранитоидной магмой вмещающих пород.

Выделенные М. А. Мкртчяном (1962) для среднеэоценового цикла этой зоны одновременно два ряда формаций: габбро-порфириновый (субинтрузивный) и габбро-пироксенитовый (интрузивный), с одной стороны, а кварцево-порфириновый (субинтрузивный) и гранитоидный (интрузивный), — с другой, возможно также следует считать следствием ассимиляции боковых пород гранитоидной магмой. Это касается и выделенных этим исследователем рядов и интрузивных формаций для верхнего эоцена.

Выше на многочисленных примерах мы доказали постепенные переходы пород гранитоидного состава как в плане, так и по вертикали, в средние, основные и изредка даже в ультраосновные разности, которые возникли вследствие ассимиляции боковых пород.

Имеющиеся данные показывают, что интрузивные породы гранитоидного состава прорывают, как гипербазитовые, так и близлежащие разновозрастные основные интрузии. Нам не известен ни один случай внедрения в массивы основных интрузивов палеогенового возраста пород гранитоидного состава, вместе с тем имеются многочисленные примеры их постепенного перехода.

Разновидность этих магматических тел предполагает, что в течение короткого промежутка времени (конец среднего или верхнего эоцена, или в течение только среднего, или в почти идентичной тектонической обстановке) произошло одно вслед за другим внедрение основных и позже кислых интрузий. Но даже и в этом случае не следует говорить о разновозрастности этих магматических тел, их формирование необходимо рассматривать как результат магматической дифференциации, происходящей на некоторой глубине, хотя и это еще следует доказать. Для азербайджанской части Малого Кавказа, как было сказано выше, таких доказательств нет.

Перейдя к характеристике структурных связей позднеэоценово-олигоценовых интрузивов, отметим, что изучение морфологии этих тел показало тесную связь их с литологией вмещающих пород. Так, в среднеюрской вулканогенной толще, представленной покровами порфирита и пластами туфобрекчий, туфоконгломератов и туфопесчаников, фиксируются исключительно интрузии с секущими контактами. В келловей-оксфордской вулканогенно-осадочной толще, сложенной, в основном,

тонкослонистыми аргиллитами, алевролитами, туфопесчаниками и мергелями, чаще всего встречаются пластовые интрузии; вместе с тем, хотя и редко, все же имеются секущие интрузивы. В известняковой толще верхнего оксфорда развиты лишь дайкообразные тела. В глинисто-песчаных отложениях альба и сеномана отмечаются массивы самой разнообразной формы со всеми переходами от типичных даек до штоков и пластовых интрузий. В вулканогенной толще нижнего сенона, представленной породами, сходными со среднеюрскими, так же как и в последних, встречены только секущие интрузивы. В мергельной толще верхнего сенона основные интрузивы имеют в основном пластообразный характер, а кислые являются секущими.

В туфогенно-осадочной толще эоцена, кроме секущих, изредка были встречены и пластовые тела, а в вулканогенной фации тех же отложений — в основном распространены лишь секущие тела.

В расположении крупных интрузивных тел не замечается четкой приуроченности их лишь к положительным или отрицательным структурам; так, например, Шальва-Лачинский интрузив, грубо говоря, приурочен к антиклинарно построенной структуре, Далидагский интрузив — к частной синклинали наложенной мульды, Нураддинский — к синклинали складке, Казыханлинский — к антиклинали, Джамиллинские лакколиты приурочены к синклинали и т. д.

Вместе с тем определенно можно сказать, что все секущие интрузивы описываемого возраста (в т. ч. и дайки) являются типичными трещинными интрузиями, связанными с зияющими разрывами, которые контролируют их внедрение. Причем важное значение имеют поперечные поднятия и прогибы глубокого заложения, в полосах которых поперек всей складчатой системы наблюдаются соответственно сосредоточенность и убывание интрузивных тел. Поэтому связь интрузий этого этапа со структурой области определяется морфологической и генетической связью разрывов с формированием общей структуры. Этой связью, в частности, определяется то, что приуроченность интрузивов тектонически к наиболее напряженным зонам и их расположение по простиранию этих зон в виде крупных удлиненных в плане или лентовидных батолитоподобных массивов, штоков или же в виде групповых даек и дайковых полей. Так, например, Далидагский интрузив располагается в зоне крупного Ишихли-Акеринского разлома, Шальва-Лачинский интрузив почти с левобережья р. Аракс и до сел. Башлыбель в бассейне р. Тертер всюду контролируется Башлыбель-Лачинским глубинным разломом. Казыханлинский интрузив, приурочива-

яеь к ветви Карабахского разлома, в то же время тяготеет к зоне сгущения разрывов у Башлыбельского разлома. Нижнетутхунские интрузивы также контролируются ветвью Карабахского разлома; Нураддинский, Левкалинский, Джамиллинский и западнее расположенные многочисленные тела кислого и основного состава в основном тяготеют к зоне или ветвям Карабахского разлома.

В приуроченности согласных интрузивов к определенным структурным элементам какой-либо закономерности не намечается. Это обстоятельство может частично найти свое объяснение в том, что современная складчатая структура сильно отличается от структуры времени внедрения интрузий, тогда как разрывные нарушения того времени продолжали развиваться примерно в том же плане и позднее. С другой стороны, это объясняется тем, что образование пластовых интрузий происходит в тектонически более сложных условиях.

Из всего изложенного видно, что среднеэоценовая эпоха магматизма завершается внедрением разнообразных интрузий, которые во внутренней зоне Малого Кавказа (за исключением пока еще спорных гипербазитовых интрузивов) представлены интрузивами габбрового, габбро-диоритового и плагноогранитного состава, связанными постепенными переходами. Это так называемая известково-натриевая габбро-плагно-гранитная интрузивная формация (по Е. Е. Милановскому и В. Е. Хаину) в исследованной внутренней зоне восточной части Малого Кавказа внедрена как в меловые, так и в среднеэоценовые образования, за исключением района г. Далидаг, где она прорывает и верхнеэоценовые отложения, развитые лишь в этом районе. Это дает нам основание возраст формации считать позднеэоценово-олигоценным. В согласии с этим заключением находится и определение абсолютного возраста Далидагского (30—50 млн. лет) и Лачинского (50 млн. лет) плутонов. Тем не менее в Севанской части внутренней зоны, по данным О. А. Саркисяна и К. А. Мкртчяна, в базальных конгломератах верхнего эоцена обнаружены гальки гранитоидов. В этой полосе в позднем эоцене внедрены порфириовидные сиенит-граниты, щелочные и нефелиновые сиениты с абсолютным возрастом, по Г. П. Багдасаряну, в 35—42 млн. лет.

Как известно, в исследованной части Малого Кавказа крайне щелочной ряд интрузивов, за исключением граносиенитов, отсутствует, так что в нашей области нет данных выделять среднеэоценовые и верхнеэоценовые интрузии в отдельности. Трудно разграничить возраст описанных интрузивов по определениям абсолютного возраста, ибо для верхнеэоценовых он

равен 30—50 млн. лет (Далидаг) и 35—42 млн. лет (Теджарский массив), а для среднеэоценовых—44—50 млн. лет (Мисханский), 52 млн. лет (Субатанский) и 50 млн. лет (Лачинский). Как видно, во всех случаях, за редкими исключениями, имеет место цифра в 50 млн. лет, что, конечно, не позволяет произвести разграничение возраста этих интрузивов. Что же касается наличия галек гранитоидов в базальном конгломерате верхнего эоцена Севанской зоны, необходимо отметить, что здесь обломки гранитоидов могут принадлежать не только эоценовым, но и мезозойскими интрузиям, обнажающимся вблизи выходов эоценовых отложений.

Трудно представить себе процесс внедрения кислых интрузий в течение среднего эоцена, т. е. в период интенсивного прогибания геосинклинальных прогибов. Что же касается послесреднеэоценовой, т. е. позднеэоценовой эпохи, то в это время в большинстве прогибов имел место обратный процесс — поднятие и складкообразование, с которыми тесно связано внедрение известково-натриевой габбро-плагиогранитной интрузивной формации.

Миоплиоценовый этап интрузивного магматизма

Миоплиоценовые интрузии пространственно и во времени тесно связаны с областями распространения Басаркечарской вулканогенной толщи позднемиоценово-нижнеплиоценового (мэотис—понт) возраста. Интрузивные тела данного возраста широким развитием пользуются в центральной и юго-западной Армении и по времени внедрения приурочиваются к складчато-глыбовому и сводовому поднятию указанных областей, что хорошо согласуется с наблюдаемым на востоке.

В азербайджанской части Малого Кавказа интрузивные образования описываемого времени размещены в юго-западной части региона, в пределах Кельбаджарской наложенной мульды, в верховьях рек Тертер и Акера.

Эти интрузии, имея сходный состав с вмещающими отложениями, представлены субвулканическими телами андезитового, дацитового, липаритового и экструзиями андезито-дацитового состава. Морфологически указанные интрузии представлены лакколитами, штоками, дайками и пластовыми телами, являющимися корнями излияний лав соответствующего состава (рис. 35).

Верховья р. Тертер являются классическим районом широкого развития андезито-дацитовых и липаритовых даек (рис. 36), приуроченных к зоне крупного поперечного Тертерского

разлома (флексуры), пересекающего здесь осевую полосу меридионально ориентированной эоценовой антиклинали. Кроме того, дайковые тела вышеуказанного состава были встречены



Рис. 35

Дайка плагиклазового андезита у г. Сарыбулагдаг (р. Багырсандарасы)

в пределах Мыткянского, Сарыбулагдагского и Кетидагского хребтов, где были встречены и экструзии андезитодацитов.

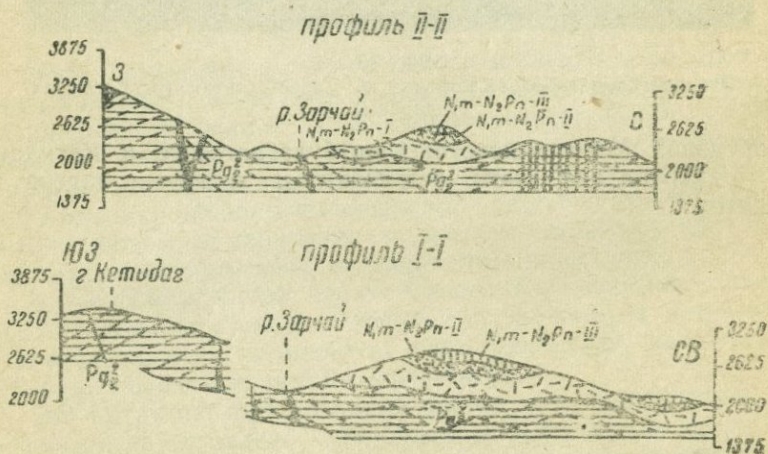
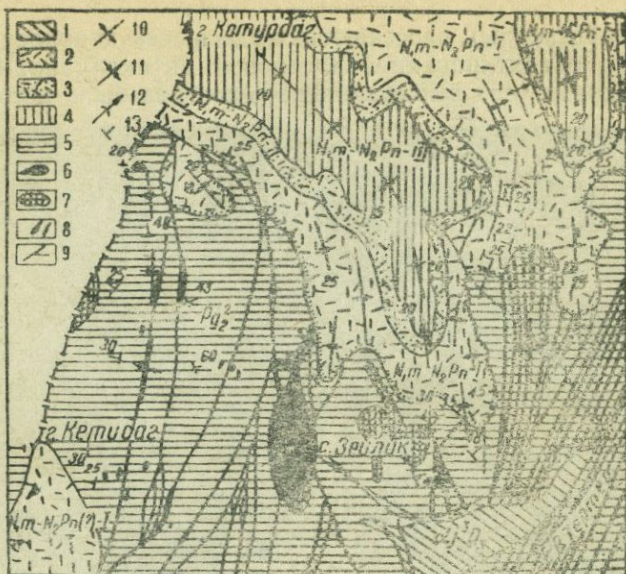


Рис. 36

Схема геологического строения левобережья бассейна р. Тертер
(составил Г. И. Аллахвердиев)

1 — верхнечетвертичные андезито-базальтовые лавы; 2 — горизонт I — андезито-дацитов, дацитов и в подчиненном количестве туфов (верхний миоцен — нижний плиоцен); 3 — горизонт II — туфов (дацитовых и андезито-дацитовых) верхнего миоцена — нижнего плиоцена; 4 — горизонт III — андезито-дацитов, дацитов и липарито-дацитов (верхний миоцен — нижний плиоцен); 5 — роговообманковые плагноклазовые андезиты, их туфы и туфобрекчии, чередующиеся с маломощными пачками туфопесчаников, аргиллитов и мергелей (средний эоцен); 6 — малые интрузии диоритовых порфиритов; 7 — экструзии андезито-дацитов и липаритов; 8 — дайки андезито-дацитов, липаритов и дацитов; 9 — тектонические нарушения; 10 — оси антиклиналей; 11 — оси синклиналей; 12 — направление погружения антиклинальной складки; 13 — элементы залегания слоев

ЛИТЕРАТУРА

Абдуллаев Р. Н. 1951. Новые интрузии в междуречье Шамхорчай и Гянджачай (Азербайджанская ССР). «Изв. АН СССР», серия геологическая, № 2.

Абдуллаев Р. Н. 1958. Мезозойский вулканизм Малого Кавказа. «Советская геология», № 8.

Абдуллаев Р. Н. 1961. Основные черты геологии и петрографии мезозойских гранитоидных интрузивов северо-восточной части Малого Кавказа (Азербайджан). «Советская геология», № 6.

Абдуллаев Р. Н. 1962. Мезозойские вулканические формации. Вопросы вулканизма. Труды первого Всесоюзного вулкан. совещания. Изд-во АН СССР.

Абдуллаев Р. Н. 1963. Мезозойский вулканизм северо-восточной части Малого Кавказа. Изд-во АН Азерб. ССР.

Абдуллаев Р. Н., Азизбеков Ш. А., Кашкай М. А., Мустафайеви М. А., Шихалибейли Э. Ш. 1960. Магматизм и металлогения Азербайджана и связь с ними полезных ископаемых. Труды 2-го Всесоюзного петрограф. совещания: Госгеолтехиздат.

Абдуллаев Р. Н., Азизбеков Ш. А., Кашкай М. А., Шихалибейли Э. Ш. 1960. Магматизм Азербайджана XXI сессия Межд. геол. конгресса. Доклады советских геологов, проблема 13.

Абдуллаев Р. Н., Шихалибейли Э. Ш. 1956. Вулканизм и геологическая история Мрвдагского антиклинория (Малый Кавказ). «Изв. АН Азерб. ССР», № 2.

Абдуллаев Х. М. 1954. Генетическая связь оруденения с гранитоидными интрузиями. Госгеолтехиздат.

Абдуллаев Х. М. 1957. Дайки и оруденение. Госгеолтехиздат.

Абдуллаев Х. М., Борисов О. М. 1963. Об особенностях развития срединных массивов. «Советская геология», № 8.

Абих Г. В. 1873. Геологические наблюдения в нагорной стране между Курой и Араксом. «Зап. Кавк. отд. Русского геогр. об-ва», кн. VIII.

Абих Г. В. 1902. Геология армянского нагорья (пер. Б. З. Коленко). «Зап. Кавк. отд. Русск. геогр. о-ва», кн. XXI.

Абовян С. Б. 1959. К петрографии ультраосновных пород Джил-Сатанахского массива. «Изв. АН Арм. ССР», серия геол. и геогр. наук, т. XXVI, № 4.

Ажгирей Г. Д. 1951. Участие древнего кристаллического основания в альпийской складчатости Центрального Кавказа. БМОИП, отд. геологии, т. 33VI, № 4.

Ажгирей Г. Д. 1962. Главные черты тектонического развития и магматизма геосинклинальных областей (на примере Кавказа, Алтая и Тянь-Шаня). Тезисы докладов совещания по проблемам тектоники. Изд-во АН СССР.

Азизбеков Ш. А. 1947. Геология и петрография северо-восточной части Малого Кавказа.

Азизбеков Ш. А. 1952 а. Кислые интрузии Малого Кавказа. Геология Азербайджана. Петрография. Изд-во АН Азерб. ССР.

Азизбеков Ш. А. 1952 б. Кислые интрузивы северо-восточной части Малого Кавказа. Геология Азербайджана. Петрография. Изд-во АН Азерб. ССР.

Азизбеков Ш. А. 1962. Этапы развития вулканизма в подвижных зонах (на примере Нахичеванской складчатой зоны Кавказа). Вопросы вулканизма. Труды первого Всесоюзного вулканич. совещания. Изд-во АН СССР.

Азизбеков Ш. А., Абдуллаев Р. Н. 1940. Малые интрузии в Курдистане. Труды АЗНИИ.

Азизбеков Ш. А., Корнев Г. П. 1956. Тектоника Нахичеванской АССР по новым данным. Труды совещания по тектонике альпийской геосинклинальной области юга СССР. Изд-во АН Азерб. ССР.

Азизбеков Ш. А., Пашалы Н. В. 1951 а. Зурнабадская гранодиоритовая интрузия. «ДАН Азерб. ССР», т. VII, № 7.

Азизбеков Ш. А., Пашалы Н. В. 1951 б. Бахшидзорская кварцдиоритовая интрузия северо-восточного склона Пантдагского хребта. «ДАН Азерб. ССР», т. VII, № 9.

Азизбеков Ш. А., Шихалибейли Э. Ш., Пашалы Н. В. 1950. Перидотитовые интрузии офиолитовой формации юго-восточной части Малого Кавказа (Азербайджан). «Изв. АН Азерб. ССР», № 4.

Алиев О. Б., Алиюлла Х. 1963. Материалы к установлению нижневаланджинских отложений на г. Сузлук (Малый Кавказ). «ДАН Азерб. ССР», т. XIX, № 11.

Ализаде А. А. 1945. Тектоника предгорий северного склона Малого Кавказа. «ДАН Азерб. ССР», т. I, № 2.

Аллахвердиев В. М. 1958 а. К вопросу о Мровдагском надвиге. «Изв. АН Азерб. ССР», серия геол-геогр. наук, № 1.

Аллахвердиев В. М. 1959. Тектоническое сопряжение Мровдагского антиклинория и Тоурагачайского синклинория в зоне Мровдагского хребта. Труды I Закавказской конференции молодых ученых. Изд. АН Арм. ССР.

Аллахвердиев Ш. И. 1958. О карбонатах из коры выветривания ультраосновных пород Азербайджана. «Изв. АН Азерб. ССР», серия геол-геогр. наук, № 3.

Апельцин Ф. Р. 1962. О размещении разновозрастных малых интрузий и эффузивных толщ в Яно-Калымской зоне мезозойской складчатости. Вопросы вулканизма. Труды Первого всесоюзного вулканич. совещания. Изд-во АН СССР.

Аракелян Р. А. 1959. История нижнепалеозойского магматизма Армении. «Записки Армянского отделения Всесоюзного минералогического общества», № 1, Изд-во АН Арм. ССР. Ереван.

Архипова И. В., Муратов М. В., Постельников Е. С., Швольман В. А. 1962. Основные структурные элементы альпийского пояса Евразии. Тезисы докладов совещания по проблемам тектоники. Изд-во АН СССР.

Асланян А. Т. 1958. Региональная геология Армении. Айпетрат. Ереван.

Афанасьев Г. Д. 1953. Магматические комплексы и геологическое картирование. «Изв. АН СССР», серия геологическая, № 5.

Афанасьев Г. Д., Абдуллаев Р. Н. и др. 1960. Итоги геохронологических исследований магматических пород Кавказа. МГК, XXI сессия. Доклады сов. геологов, проблема 3.

Ахундов Ф. А. 1961. Генетические типы серпентинитов бассейна р. Левчай (Малый Кавказ). «Ученые записки АГУ», № 3.

Ахундов Ф. А., Мамедов Т. М. 1959. К петрографии вмещающих исландский шпат вулканогенных пород сантона Мартунинского синклинория. «Ученые записки АГУ», № 6.

Бабаев К. Л. 1956. Некоторые генетические особенности лампрофиров. «Записки Узб. отд. Всесоюзн. мин. об-ва», вып. X, Изд-во АН Узб. ССР. Ташкент.

Багдасарян Г. П., Гукасян Р. Х. 1961. «Изв. АН Арм. ССР», серия геол.-географ. наук, № 4.

Багратуни Е. Г. 1932. Дашкесанское кобальтовое месторождение. Труды IV Всесоюзной геол. конференции по цветным металлам, вып. V.

Байрамов А. А. 1962. Тектоническое строение восточной части Малого Кавказа (междуречье Тертер—Аракс). «Ученые записки АзГУ», серия геол.-географ. наук, № 5 и 6.

Баласанян С. И. 1962. Интрузивный магматизм Сомхето-Кафанской зоны (Малый Кавказ). Автореферат диссертации.

Барканов И. В. 1936. Геолого-минералогический очерк Мехманинской группы полиметаллических медных месторождений в Закавказье. Труды Заггеолтреста, № 1.

Белоусов В. В. 1939. Большой Кавказ, ч. III. Труды ЦНИГРИ, вып. 126.

Белоусов В. В. 1940. Мощьность отложений как выражение режима колебательных движений земной коры. «Сов. геология», № 2—3.

Белоусов В. В. 1945. Типы складчатости. «Сов. геология», сб. 8.

Белоусов В. В. и др. 1947. Основные вопросы механизма складкообразования. БМОИП, отд. геол., т. XXII, (3).

Белоусов В. В. 1948. Общая геотектоника. Госгеолтехиздат. М.

Белоусов В. В. 1952. Тектонические разрывы, их типы и механизмы образования. Труды Геофиз. Ин-та АН СССР, № 17 (144).

Белоусов В. В. 1954. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат. М.

Белоусов В. В. 1958. Типы и происхождение складчатости. «Советская геология», № 1.

Белоусов В. В. 1962. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат.

Бетехтин А. Г. 1937. Шорджинский хромитоносный перидотитовый массив (в Закавказье) и генезис месторождений хромистого железняка вообще. Хромиты СССР.

Богачев В. А. 1926. Геологический очерк Азербайджана. Материалы по районированию Азерб. ССР, т. I, вып. 3.

Богданов А. А. 1955. Некоторые замечания о краевых прогибах. «Вести. Моск. университета», № 8.

Богданов А. А. 1963. О термине «структурный этаж» (в связи с составлением международной тектонической карты Европы м. 1:2500000). БМОИП, отд. геологии, т. XXXVIII, (1).

Богданов А. А., Муратов М. В., Хаин В. Е. 1963. Об основных структурных элементах земной коры (в связи с обсуждением проекта легенды второго издания международной тектонической карты Европы м. 1:2500000). БМОИП, отд. геологии, т. XXXVIII, (3).

Бухер У. 1957. Деформация в орогенических поясах. Сб. «Земная кора» Изд-во иностранной литературы. М.

Быков Л. А. 1950. О некоторых особенностях варисского магматизма Чаткальских гор (северо-западный Тянь-Шань). «ДАН Узб. ССР», № 3.

Ван-Беммелен Р. В. 1956. Горообразование. Изд-во иностранной литературы.

Ван-Беммелен Р. В. 1957. Геология Индонезии. Изд-во иностранной литературы.

Варданыц Л. А. 1935. Сейсмоструктурная Кавказа. Труды Сейсм. ин-та АН СССР, вып. 64.

Варданыц Л. А. 1947. Тектоническая карта Кавказа в м. 1:1000000. «Изв. АН Арм. ССР», серия ест. наук, № 8.

Варданыц Л. А. 1955. Тектоническая карта Кавказа в м. 1000000. (объяснительная записка). Труды ВСЕГЕИ, и серия, т. 10. Госгеолтехиздат.

Вассоевич Н. Б. 1936. Проблемы тектоники Восточной Грузии. Азнефтеиздат.

Вассоевич Н. Б. 1937. О геотектонических комплексах Грузии. «Изв. геол.-географ. об-ва», № 3.

Вассоевич Н. Б. 1949. Слоистость и фация. «Изв. АН СССР», серия геологическая, № 2.

Вялов О. С. 1959. О краевых глубинных разломах. Сб. трудов, посвя. академику А. И. Джанелидзе. Изд-во АН Груз. ССР.

Габриелян А. А. 1956 а. Тектонические комплексы Армении. Труды совещания по тектонике альпийской геосинклинальной области юга СССР. Изд. АН Азерб. ССР.

Габриелян А. А. 1956 б. Севано-Зангезурский глубинный разлом и его геологическое значение. «ДАН Арм. ССР», т. 106, № 3.

Габриелян А. А. 1956 в. Этапы и типы структурного развития Армении и соответствующие формации горных пород. «Изв. АН Арм. ССР», физ.-мат., естеств. и техн. науки, т. IX, № 2.

Габриелян А. А. 1959. Основные вопросы тектоники Армении. Изд. АН Арм. ССР. Ереван.

Габриелян А. А. 1960. Эффузивный вулканизм и тектоника. «Изв. АН Арм. ССР», геологические и географические науки, т. XIII, № 1.

Гамкрелидзе П. Д. 1949. Геологическое строение Аджаро-Триалетской складчатой системы; монография № 2. Изд-во АН Груз. ССР.

Гамкрелидзе П. Д. 1960. Мезо-кайнозойские орогенические фазы альпийской зоны юга СССР. Структура земной коры и деформация горных пород. МГК, XXI сессия, доклады советских геологов, проблема, 18. Изд-во АН СССР.

Гасанов Т. Аб. 1961. Тектоническое строение верховьев рр. Асрикчай и Ахынджачай в свете новых данных. «Ученые записки АЗГУ», серия геолого-географ. наук, № 6.

Горин В. А. 1948. Шамхорский выступ. «Изв. АН Азерб. ССР», № 3.

Григорьянц Б. В., Хаин В. Е. 1958. Наложенная складчатость в геосинклинальных областях и некоторые условия ее образования. «Геология и разведка», № 12.

Джанелидзе А. И. 1953 а. К вопросу о тектоническом расчленении территории Грузии. Вопросы петрографии и минералогии, т. I. Изд-во АН СССР.

Джанелидзе А. И. 1953 б. Территория Грузии в системе альпийского орогена. Труды Геологического института, т. VII (XII).

Дзевановский Ю. К. 1941. К вопросу об образовании пластовых интрузий. «ДАН СССР», т. XXX, № 8.

- Дзоценидзе Г. С. 1959. О вулканогенных формациях Грузии. Сборник трудов, посв. академику А. И. Джанелидзе. Изд-во АН Груз. ССР.
- Дзоценидзе Г. С. 1962. Юрский вулканизм Закавказья. Вопросы вулканизма. Труды Первого Всесоюзного вулкан. совещ. АН СССР.
- Егоян В. Л. 1953. Верхнемеловой вулканизм и ультраосновные интрузии восточной части Малого Кавказа. «Изв. АН Азерб. ССР», № 6.
- Егоян В. Л. 1956. Глубинные разломы на территории Армении и сопредельных стран и геотектоническая зональность альпийского этапа их развития. В сб. «Вопр. геологии и гидрогеологии Арм. ССР». Ереван.
- Егоян В. Л., Ханин В. Е. 1953. Роль и место ультраосновных интрузий в развитии земной коры. «ДАН СССР», т. 91, № 4.
- Жданов В. В. 1963. Некоторые вопросы формирования гипербазитовых поясов. «Советская геология», № 8.
- Заир М. Д. 1950. Взаимосвязь интрузии с тектоникой юго-восточной части Малого Кавказа. «ДАН Азерб. ССР», т. VI, № 7.
- Заридзе Г. М. и Татришвили Н. Ф. 1947. Введение в магматическую геологию Грузии. Изд-во «Техника дашрома». Тбилиси.
- Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф. 1957. Некоторые вопросы магматизма Кавказа. Тр. Груз. политехн. института, № 32.
- Изох Э. П. 1961. О роли разломов глубокого заложения в пространственном размещении интрузий. «Советская геология», № 4.
- Каденский А. А. 1956. Магматическая геология передового хребта Северо-Западного Кавказа. Изд-во АН СССР.
- Кантор Б. А. 1933. Геологическое исследование в районе Лысогорского перевала в А. О. Нагорного Карабаха Азерб. ССР. Материалы ЦНИГРИ, сб. 2.
- Кашкай М. А. 1947. Основные и ультраосновные породы Азербайджана. Изд-во АН Азерб. ССР.
- Кашкай М. А. 1952. Офиолитовая формация Малого Кавказа. Геология Азербайджана. Петрография. Изд-во АН Азерб. ССР.
- Кашкай М. А. 1955. Геология верховьев р. Тертер. (курортный район Исти-Су). Изд-во АН Азерб. ССР.
- Кашкай М. А. 1958. Интрузивные породы Азербайджана и их возрастное соотношение. Труды V сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. Изд. АН СССР.
- Кашкай М. А. 1960. Геолого-петрографическая характеристика, минеральные источники и полезные ископаемые Шушинского района. Изд-во АН Азерб. ССР. Баку.
- Кашкай М. А., Корнев Г. П., Ахмедов Д. М., Бабаев Э. Г. 1958. О Дашкесанском интрузивном комплексе.
- Кашкай М. А., Мамедов А. И. 1954. О контакт-метасоматических изменениях в ореоле Далидагской интрузии (Азербайджана). «Изв. АН СССР», серия геологическая, № 5.
- Кашкай М. А., Тамразян Г. П. 1956. Об антикавказских дислокациях на Кавказе. Труды совещания по тектонике альпийской геосинклинальной области юга СССР. Изд-во АН Азерб. ССР.
- Кей М. 1957. Осадки и погружение во времени. В сб. «Земная кора». Изд-во иностранной литературы. Москва.
- Кей М. 1958. Геосинклинали Северной Америки. Изд-во иностранной литературы. Москва.
- Келлер Б. М. 1949. Флишевая формация палеозоя в Залаирском синклинии на Южном Урале и сходные с ней образования. Тр. Ин-та геологии наук АН СССР, вып. 104, геол. серия, № 34.
- Келлер Б. М. 1955. Генетические ряды формаций на примере Урала

и Кавказа. Материалы Новосибирской конференции по учению о геол. формациях, т. I, Новосибирск.

✓ Керимов А. Д. 1956. Петрохимическая характеристика Мехманинской гранитоидной интрузии. «ДАН Азерб. ССР», № 7.

Керимов А. Д. 1958. Петрография и рудоносность Мехманинского гранитоидного интрузива. Автореферат канд. диссертации.

✓ Керимов Г. И. 1955 а. К петрографии Кедабекской группы интрузии. Труды АГУ, серия геол.-географ., вып. 2.

Керимов Г. И. 1955 б. К возрасту Атабек-Славянской и Кедабекской интрузий. «Изв. АН Азерб. ССР», № 7.

Керимов Г. И. 1956. К петрологии и металлогении Кедабек-Шамхор-Дашкесанской группы интрузивов Азербайджана (Малый Кавказ). «ДАН СССР», т. 111, № 4.

Керимов Г. И. 1961. Петрология и рудоносность Кедабекского рудного узла (Малый Кавказ). Изд-во АН Азерб. ССР. Баку.

Керимов Г. И. 1963. Петрология и рудоносность Кедабекского рудного узла. Изд-во АН Азерб. ССР. Баку.

✓ Кинг Ф. Б. 1957. Орогенез и эпейрогенез в ходе геологического времени. Земная кора. Изд-во иностранной литературы. Москва.

✓ Кинг Ф. Б. 1961. Геологическое развитие Северной Америки. Изд-во иностранной литературы. Москва.

✦ Кириллова И. В., Сорский А. А. 1956. О строении доальпийского фундамента Кавказа, альпийской геосинклинальной области юга СССР. Изд-во АН Азерб. ССР.

✦ Кириллова И. В., Люстих Е. Н., Растворова В. А., Сорский А. А., Ханн В. Е. 1960. Анализ геотектонического развития и сейсмичности Кавказа. Изд-во АН СССР

✦ Кириллова И. В., Сорский А. А. 1956. О тектоническом районировании Кавказа по типу складчатости. Труды совещания по тектонике альпийской геосинклинальной области юга СССР. Изд-во АН Азерб. ССР.

Коптев-Дворников В. С. 1952. К вопросу о некоторых закономерностях формирования интрузивных комплексов гранитоидов (на примере Центрального Казахстана). «Изв. АН СССР», серия геологическая, № 4.

Косыгин Ю. А. 1957. Тектоническая карта СССР и размещение полезных ископаемых. Изд-во «Знание». Москва.

Котляр В. Н. 1941. Интрузивные породы центральной части Арм. ССР. Интрузивы Закавказья. Труды Груз. геол. упр., вып. II.

Кузнецов В. А. 1960. Некоторые закономерности развития магматизма в складчатых областях (на примере Горного Алтая). Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. Труды 2-го Всесоюзного петр. совещания. Госгеолтехиздат.

Кузнецов И. Г. 1951. Тектоника, вулканизм и этапы формирования структуры Центрального Кавказа. Труды Института геологических наук, вып. 131, геологическая серия (№ 52). Изд-во АН СССР.

✓ Кузнецов С. С. 1956. Схема тектоники Кавказа. Труды совещания альпийской геосинклинальной области юга СССР по тектонике. Изд-во АН Азерб. ССР.

✓ Кузнецов Ю. А. 1960. Основные закономерности тектонического размещения и классификации магматических формаций. Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. Труды 2-го Всесоюз. петр. совещания. Госгеолтехиздат.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю. 1929. Андезито-базальтовая формация центральной части Армении. Бассейн оз. Севан («Гокча»), т. I. Изд. АН СССР.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю., Струве Э. П. 1937. Петрографический словарь. Изд. геол.-разв. лит. М.—Л.

✓ Леонтьев Л. Н. 1947. Тектоническое строение Карабахского антиклинария. «Изв. АН Азерб. ССР», отд. геол.-хим. наук и нефти, вып. II, № 6.

✓ Леонтьев Л. Н. 1949 а. О так называемом «главном надвиге» Малого Кавказа. «ДАН СССР», т. 4, XIX, № 3.

✓ Леонтьев Л. Н. 1949 б. Тектоническое строение и история геотектонического развития Малого Кавказа. БМОИП, отд. геологии, т. XXIV (4).

✓ Леонтьев Л. Н. и Хаин В. Е. 1949. Верхнемеловые гипербазиты и офиолитовая формация на Малом Кавказе. «ДАН СССР», т. XV, № 1.

✓ Леонтьев Л. Н., Хаин В. Е. 1950. Основные этапы геотектонического развития Кавказа. БМОИП, отд. геологии, т. XXV, (3, 4).

✓ Леонтьев Л. Н. и Хаин В. Е. 1951. К истории складкообразования и интрузивной деятельности на Малом Кавказе. «Изв. АН СССР», серия геологическая, № 5.

Либерзон И. М. 1958. Некоторые черты складчатых структур Дашкесанского рудного района. «ДАН Азерб. ССР», т. XIV, № 5.

Либерзон И. М. 1960. Структура интрузивного комплекса и рудного поля Дашкесана. Автореферат диссертации. Изд-во АН Азерб. ССР. Баку.

✓ Либерзон И. М., Аксельрод М. А. 1962. О турмалиновой и галенитовой минерализации гранита Учтапа-Кызылкая (Гянджинский интрузив). Сборник научно-технич. информации Госкомитета Сов. Мин. Азерб. ССР. АЗИНТИ. Баку.

✓ Магакьян И. Г., Мкртчян С. С. 1957. Взаимосвязь структуры, магматизма и металлогении на примере Малого Кавказа. «Изв. АН Арм. ССР», серия геол.-географ. наук, т. X, № 4.

Магакьян И. Г. и Мкртчян С. С. 1959. Генетическая связь оруденения с магматизмом (на примере Малого Кавказа). «Зап. Арм. отд. Всесоюзн. мин. об-ва» № 1. Изд. АН Арм. ССР. Ереван.

Малхасян Э. Г. 1962. Основные черты юрского вулканизма. Вопросы вулканизма. Труды Первого всесоюзн. вулканич. совещания. Изд-во АН СССР.

Малхасян Э. Г., Лейе Ю. А. 1960. Основные черты истории развития мезозойского вулканизма Южной Армении. БМОИП, отд. геологии, т. XXXV, (4).

Мамедов Ш. Н., Тумикян Г. Г., Осипова Б. А. 1961. Тектоника верхнемеловых отложений юго-восточной части Кировабадской нефтеносной области по данным сейсморазведки. «Ученые записки», серия геолого-географич. наук, № 3.

Мехтиев Ш. Ф. 1947. К вопросу о геотектоническом положении Талыша. «ДАН СССР», т. 58, № 5.

Милановский Е. Е. 1956. Некоторые основные вопросы истории тектонического развития Малого Кавказа. Труды совещания по тектонике альпийской геосинклинальной области юга СССР. Изд-во АН Азерб. ССР.

Милановский Е. Е. 1962. О некоторых особенностях структуры и истории развития шовных зон (на примере Кавказа). «Советская геология», № 6.

Милановский Е. Е. 1963. Новые представления о структуре и истории тектонического развития Малого Кавказа. «ДАН СССР», т. 151, № 5.

Милановский Е. Е., Хаин В. Е. 1962. О характере эволюции земной коры в ходе геологической истории. Тезисы докладов совещания по проблемам тектоники. Изд-во АН СССР.

Милановский Е. Е. и Хаин В. Е. 1963. Геологическое строение Кавказа. Изд-во Московского университета.

- ✓ Мкртчян К. А. 1960. Бузумский хребт в системе Севанской тектонической зоны Малого Кавказа. Автореферат диссертации. ЕГУ. Ереван.
- ✓ Мкртчян К. А. 1962. Некоторые особенности развития геосинклинального вулканизма на примере Севанской тектонической зоны Малого Кавказа. «Изв. АН СССР», серия геологич. № 2.
- Мкртчян С. С. 1958. Зангезурская рудоносная область Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР. Ереван.
- ✓ Москалева С. В. 1963. Тектоническое положение гипербазитовых формаций в геосинклинальных зонах (на примере Урала). Тезисы докладов совещания по проблемам тектоники. Изд-во АН СССР.
- ✓ Москалева С. В. 1963. О фашиациях основных и ультраосновных пород Урала. «Изв. АН СССР», серия геологическая, № 4.
- ✓ Муратов М. В. 1949. Тектоника и история развития альпийской геосинклинальной области юга Европейской части СССР и сопредельных стран. Тектоника СССР, т. II. Изд-во АН СССР.
- Муратов М. В. 1955. Тектоническая структура и история равнинных областей, отделяющих Русскую платформу от горных сооружений Крыма и Кавказа. «Советская геология», сб. 48. Госгеолтехиздат.
- Муратов М. В. 1959. Верхнеюрский вулканизм в Крыму и сравнение его с вулканизмом Грузии. Сб. трудов, посв. академику А. И. Джанелидзе. Изд-во АН Груз. ССР.
- Муратов М. В. 1960. Тектонические структуры альпийской геосинклинальной области Восточной Европы и Малой Азии и история их развития. Структура земной коры и деформация горных пород. МГК, XXI сессия, доклады советских геологов. Проблема 18. Изд-во АН СССР.
- Муратов М. В. 1962. История тектонического развития альпийской складчатой области Юго-Восточной Европы и Малой Азии. «Изв. АН СССР», серия геологич., № 2.
- Муратов М. В. 1963. Структурные комплексы и этапы развития геосинклинальных складчатых областей. «Изв. АН СССР», серия геологич., № 6.
- Муратов М. В., Архипов И. В., Успенская Е. А. 1960. Стратиграфия фаши и формации юрских отложений Крыма. БМОИП, отд. геологии, т. XXXV (1).
- ✓ Мусатов Д. И. 1962. Некоторые вопросы классификации глубинных разломов и проблема возникновения магматических очагов. Тезисы докладов по сов. проблемам тектоники. Изд. АН СССР.
- ✓ Нагибина М. С. 1963. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. Труды, вып. 79. Изд-во АН СССР.
- Наливкин Д. В. 1956. Учение о фашиях. т. I—II. Изд-во АН СССР.
- Немков Г. И. 1953. К вопросу о пересечении каледанской складчатости герцинской в Центральном Казахстане, на примере строения Аргантинского антиклинория. БМОИП, отд. геологии, т. XXVIII, вып. 2.
- Николаев Н. И. 1954. Некоторые вопросы учения о геосинклиналях. «Советская геология», сб. 41. Гостехиздат. Москва.
- Нопф 1957. Батолиты во времени. В сб. «Земная кора». Изд-во иностранной литературы. Москва.
- ✓ Освальд Ф. 1915. К истории тектонического развития Армянского нагорья. «Зап. Кавк. отд. русск. геогр. об-ва», XXIX, вып. 2.
- ✓ Павелеску 1956. Ультраосновные породы и серпентиниты в меридиональных Карпатах. «Реферат, журнал», № 9, 1957, 12364.
- Парежас Э. (Ed. Parejas). 1940. Поперечная тектоника Турции. Pull. Jast Ceol. Vniv p Istanbul n. s., № 8.
- Паффенгольц К. Н. 1929. Основные черты геологического строения и тектоники Ганджинского района Азербайджанской ССР. ИГК, т. 48.

- Паффенгольц К. Н. 1934 а. Бассейн р. Тертер. Труды Всес. геол.-разв. общ.
- Паффенгольц К. Н. 1934 б. Бассейн оз. Гокча (Севан). Геологический очерк. Труды Всесоюзн. геол.-разв. объедин., вып. 219.
- Паффенгольц К. Н. 1946. Сейсмоструктура Армении и прилегающих частей Малого Кавказа. Изд. АН Арм. ССР.
- Паффенгольц К. Н. 1948. Геология Армении. Госгеолиздат. М.—Л.
- Паффенгольц К. Н. 1956. Геологическая карта Кавказа в м. 1:500000. ВСЕГЕИ.
- Паффенгольц К. Н. 1959. Геологический очерк Кавказа. Изд-во АН Арм. ССР.
- Паффенгольц К. Н., Грушевой В. Н. 1937. Взаимосвязь тектоники магматических пород и рудных месторождений (Южное Закавказье) МГК XVII сессия. Тезисы докладов ОНТИ—НКТП СССР. М.—Л.
- Пейве А. В. 1948. Типы и развитие палеозойских глубинных структур Урало-Тяньшанской геосинклинальной области. «Изв. АН СССР», серия геол., № 6.
- Пейве А. В. 1956 а. Принцип унаследованности в тектонике. «Изв. АН СССР», серия геол., № 6.
- Пейве А. В. 1956 б. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов. Главнейшие типы глубинных разломов. Статьи 1 и 2. «Изв. АН СССР», № 1 и 3.
- Пейве А. В. 1960. Разломы и их роль в строении и развитии земной коры. Структура земной коры и деформация горных пород. МГК, XXI сессия, доклады советских геологов, проблема 18. Изд-во АН СССР.
- Пейве А. В. 1961. Тектоника и магматизм. «Изв. АН СССР», серия геологическая, № 3.
- Пинус Г. В. 1963. К вопросу о геологических формациях (итоги дискуссионного совещания по геологическим формациям). «Изв. АН СССР», серия геологическая, № 4.
- Пинус Г. В. 1957. Об особенностях состава ультраосновных пород, слагающих гипербазитовые пояса складчатых областей. «Изв. АН СССР», № 3.
- Пинус Г. В., Кузнецов В. А., Волхов И. М. 1955. Гипербазиты Тувы. Труды Тувинской экспедиции, вып. 2. Изд-во АН СССР.
- Половинкина Ю. Ир. 1952. Основные и ультраосновные породы Карсакая в связи с проблемой генезиса железистых кварцитов. Труды ВСЕГЕИ. Гос. изд-во геологической литературы. Москва.
- Попов В. И. 1947. Очерки литологии (учение о геологических формациях). Труды Института геологии АН Узб. ССР, № 2.
- Попов В. И. 1954. Еще раз о геологических формациях. «Изв. АН СССР», серия геологическая, № 3.
- Попов В. И. 1955. Определение формационных единиц и их положение в основном ряду вещественных геологических образований. Материалы Новосибирской конф. по учению о геологических формациях, т. I. Новосибирск.
- Попов В. И. 1959. Фациально-петрографические принципы выделения и классификации осадочных формаций. БМОИП, отд. геологии, т. XXXIV (1).
- Преображенский И. А. 1934. Петрография Азербайджана. Петрография СССР. Изд. АН СССР. М.—Л.
- Путкарадзе А. Л. 1947. Новые данные о геологическом строении Кировабадского района. «ДАН Азерб. ССР», № 2.
- Ренгартен В. П. 1926. Новые данные по тектонике Кавказа. «Зап. Всерос. мин. о-ва», ч. 55, вып. 2.

Ренгартен В. П. 1930. Тектоническая характеристика складчатых областей Кавказа. Труды III Всес. съездов геологов.

Ренгартен В. П. 1939. Общий очерк тектоники Кавказа. МГК. XVII сессия. Труды, т. II.

Ренгартен В. П. 1941. Общий обзор тектоники Закавказья. Геология СССР, т. 10, ч. 1.

Рид Г. Г. 1957. Гранитные серны в подвижных поясах. В сб. «Земная кора». Изд-во иностранной литературы. Москва.

Рихтер В. Г. 1962. Поперечные складчатые системы в геосинклинальных областях. Тезисы докладов совещания по проблемам тектоники. Изд-во АН СССР.

Ронов А. Б. и Хаин В. Е. 1954. Девонские литологические формации мира. «Советская геология», сб. 41. Гостехиздат. Москва.

Ронов А. Б., Хаин В. Е. 1955. Каменноугольные литологические формации мира. «Советская геология», сб. 48. Госгеолтехиздат.

Рухин Л. Б. 1948. Типы фаций. Литологический сборник 1. Госгеолтехиздат.

Рухин Л. Б. 1955. Переходные формации. Материалы Новосибирск. конф. по учению о геологич. формациях, т. I. Новосибирск.

Салун С. А. 1957 а. Порфириновая формация складчатых областей. «Изв. АН СССР», серия геологич. № 7.

Салун С. А. 1957 б. О терминах «структурный этаж» и «ярус». «Бюлл. научно-технич. информ. М-ва геологии и охраны недр СССР», № 5 (10).

Салун С. А. 1957 в. Порфириновая формация складчатых областей. «Изв. АН СССР», серия геологическая, № 7.

Саркисян О. А. 1959. О возрастном расчленении интрузивов Севано-Ширакского синклиналия. «Изв. АН Арм. ССР», серия геологич. и географич. наук. № 4.

Саркисян О. А. 1964. История тектонического развития Севано-Ширакской интрагеосинклинали в мезозое и кайнозое. «Геология и разведка», № 1.

Саркисян С. Ш. 1963. Некоторые особенности магматизма в зоне глубинных разломов Закавказья. «Изв. АН СССР», серия геологическая, № 2.

Ситковский И. Н. 1941. Интрузивные породы юго-восточной части Азербайджанской ССР. В сб. «Интрузивы Закавказья». Труды Груз. гос. геол. упр., вып. II. Тбилиси.

Славин В. И. 1945. Стратиграфия и тектоника центральной части Карабахского хребта (Малый Кавказ). «Советская геология», сб. 6.

Славин В. И., Яронов Д. 1960. Срединные массивы европейской части альпийской геосинклинальной области. Структура земной коры и деформация горных пород. МГК. XXI сессия, доклады советских геологов, проблема 18. Изд-во АН СССР.

Соболев Н. Д. 1952. Ультрабазиты Большого Кавказа. ВИМС. Госгеолиздат. Москва.

Соболев Н. Д. 1953. К характеристике кавказских ультрабазитов. «Изв. АН СССР», серия геологическая, № 1.

Соловкин А. Н. 1939 а. Геологический очерк восточной части бассейна р. Акера. Тр. Геол. ин-та АзФАН СССР, т. 16.

Соловкин А. Н. 1939 б. Геологический очерк восточной части бассейна р. Базарчай. Тр. Геол. ин-та АзФАН СССР, т. 16.

Соловкин А. Н. 1939 в. Интрузии верховьев Тертера и Акеры в Азерб. ССР. «Изв. АзФАН», № 3.

Соловкин А. Н. 1939 г. Интрузивы и интрузивные циклы Азербайджанской ССР. Изд. АзФАН СССР. Баку.

- Соловкин А. Н. 1940. Возрастное соотношение магматических образований Азерб. ССР. «Изв. АзФАН», № 1.
- Соловкин А. Н. 1942. Магматические процессы и тектоника Прикуринской низменности. «Изв. АзФАН», № 4.
- Соловкин А. Н. 1944. О возрасте интрузий северо-восточной части Малого Кавказа. «ДАН СССР», т. XVIII, № 5.
- Соловкин А. Н. 1948. Интрузии междуречья Тертер и Кюрракчай в Азерб. ССР. «ДАН СССР», № 3.
- Соловкин А. Н. 1952. Кислые интрузии юго-восточной части Малого Кавказа. Геология Азербайджана. Петрография. Изд-во АН Азерб. ССР.
- Соловкин А. Н. и Гаврилов М. Д. 1940. Геологический очерк южной части бассейнов рр. Баргушетчай и Охчичай (Чаундур) Азерб. ССР. Тр. Аз. геол. упр., т. I. Баку.
- Спрингис К. Я. 1962. Эффузивный магматизм и тектоника мезозойской складчатой области Северо-Востока СССР. Вопросы вулканизма. Труды Первого Всесоюзного вулканич. совещания. Изд-во АН СССР.
- Страхов Н. М. 1956. Типы осадочного процесса и формации осадочных пород. Статья первая и вторая. «Изв. АН СССР», серия геологическая, № 5 и 8.
- Сулеманов С. М. 1956. О роли глубинной тектоники в формировании магматических масс в центральной и северо-восточной частях Малого Кавказа. «Ученые записки Азербайджанского университета», № 9.
- Тамразян Г. П. 1960. О наличии глубинного разлома на юго-восточном Кавказе. «Изв. АН СССР», серия геологическая, № 8.
- Татевосян Т. Ш. 1950 а. Интрузивная залежь габбро-диоритов Ширакского хребта. «Изв. АН Арм. ССР», т. III, № 2.
- Татевосян Т. Ш. 1950 б. К петрографии основных и ультраосновных пород Амасийского района Арм. ССР. «Изв. АН Арм. ССР», т. III, № 2.
- Татевосян Т. Ш. 1952. Некоторые метаморфические породы СВ побережья оз. Севан. Труды ЕрГУ, т. XXXVII (серия геологическая).
- Тетяев М. М. 1934. Основы геотектоники. Изд. 1-е. ОНТП.
- Тетяев М. М. 1938. Геотектоника СССР. ГОНТИ.
- Тетяев М. М. 1941. Основы геотектоники. Изд. 2-е. Госгеолиздат.
- Тихомиров В. В. 1950. Малый Кавказ в верхнемеловое время (основные типы отложений и условия их образования). Тр. Инст. геол. наук АН СССР, вып. 123.
- Тихомиров В. В. 1951. Сходные черты верхнемеловой истории Русской платформы и Малого Кавказа. Сб. памяти А. Д. Архангельского. Изд. АН СССР.
- Трескинский С. А. 1946. Стрoение Эльбурса. БМОИП, отд. геол., № 3.
- Уотерс А. К. 1957. Вулканические породы и тектонический цикл. В сб. «Земная кора». Изд-во иностранной литературы.
- Усов М. А. 1924. Фации и фазы интрузивов. «Изв. Сиб. отд. геол. ком.», т. 4, вып. 3.
- Усов М. А. 1935. Фации и фазы пород эффузивного облика. «Пробл. сов. геологии», № 9.
- Усов М. А. 1936. Фазы и циклы тектогенеза Западно-Сибирского края. Изд. Зап.-сиб. геол. треста.
- Устиев Е. К. 1963. Проблемы вулканизма—плутонизма. Вулкано-плутонические формации. «Изв. АН СССР», серия геологическая, № 12.
- Фюрон Р. 1955. Введение в геологию и гидрогеологию Турции. Изд-во И. Л. Москва.
- Ханн В. Е. 1949 а. Главнейшие черты тектонического строения Кавказа. «Советская геология», сб. 39.

Х а и н В. Е. 1949 б. О некоторых особенностях верхнемелового вулканизма Закавказья. «ДАН Азерб. ССР», т. V, № 11.

Х а и н В. Е. 1950. О некоторых основных понятиях в учении о фациях и формациях. БМОИП, отд. геологии, т. XXV (6).

Х а и н В. Е. 1952. Тектоническое строение Азербайджана. Труды конф. по вопросам региональной геологии Закавказья. Изд. АН Азерб. ССР.

Х а и н В. Е. 1954 а. К проблеме классификации структурных изгибов земной коры. «ДАН Азерб. ССР», т. X, № 11.

Х а и н В. Е. 1954 б. Геотектонические основы поисков нефти Азнефтеиздат. Баку.

Х а и н В. Е. 1955. О современном состоянии зарубежной геотектоники «Советская геология», сб. 48. Госгеолтехиздат.

Х а и н В. Е. 1957. Некоторые основные вопросы современной геотектоники. «Изв. АН СССР», серия геологическая, № 12.

Х а и н В. Е. 1958. О глыбово-волновой (складчато-глыбовой) структуре земной коры. БМОИП, отд. геологии, т. XXXIII (4).

Х а и н В. Е. 1959 а. Анализ формации как метод палеотектонических исследований. БМОИП, отд. геологии, т. XXXIV (2).

Х а и н В. Е. 1959. б. Закавказский срединный массив и концепция Грузинской глыбы. Сборник трудов, посв. академику А. И. Джанелидзе. Изд. АН Груз. ССР.

Х а и н В. Е. 1960. Основные типы тектонических структур, особенности и причины их развития. Структура земной коры и деформация горных пород. МГК, XXI сессия, доклады советских геологов, проблема 18. Изд-во АН СССР.

Х а и н В. Е. 1962 а. О тектонической основе металлогенического районирования складчатых зон. «Геология рудных месторождений», № 4. Изд. АН СССР.

Х а и н В. Е. 1962 в. Направленность, цикличность и неравномерность в развитии земной коры. Тезисы докладов Совещания по проблемам тектоники. Изд-во АН СССР.

Х а и н В. Е. 1963. Глубинные разломы, основные признаки, принципы классификации и значение в развитии земной коры (исторический обзор). «Геология и разведка», № 3.

Х а и н В. Е. 1964. Складчатые сооружения и основные элементы строения. «Геология и разведка», № 1.

Х а и н В. Е., Агабеков М. Г., Шарданов А. Н. 1956. Методика, применяемая при составлении тектонической карты Азербайджанской ССР в масштабе 1:500000. Труды совещания по тектонике альпийской геосинклинальной области юга СССР. Изд-во АН Азерб. ССР.

Х а и н В. Е., Леонтьев Л. Н. 1945. Основные элементы геотектоники Кавказа в герцинском цикле. «ДАН Азерб. ССР», т. I, № 2.

Х а и н В. Е., Леонтьев Л. Н. 1946. Геотектонические условия на Кавказе в нижнем мелу. «ДАН Азерб. ССР», т. II, № 4.

Х а и н В. Е. и Шарданов А. Н. 1952. Геологическая история и строение Куринской впадины. Изд-во АН Азерб. ССР.

Херасков Н. П. 1948. Принцип составления тектонических карт складчатых областей на примере Южного Урала. «Изв. АН СССР», серия геологическая, № 5.

Херасков Н. П. 1949. О методике составления тектонических карт. «Изв. АН СССР», серия геологическая, № 5.

Херасков Н. П. 1952. Геологические формации (опыт определения). БМОИП, отд. геологии, т. XXVII (5).

Херасков Н. П. 1962. Вопросы методики и выделения областей

складчатости различного возраста. Тезисы докладов Совещания по проблемам тектоники. Изд-во АН СССР.

Херасков Н. П. 1963. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры. Труды ГИНа, вып. 91. Изд-во АН СССР.

Херасков Н. П., Келлер Б. М., Штрейс Н. А. 1953. О геологических формациях (к итогам Совещания по формациям в Западносибирском филиале АН СССР). «Изв. АН СССР», серия геологическая, № 4.

Хесс Х. Х. 1957. Серпентиниты, орогенез и эпейрогенез. В сб. «Земная кора». Изд-во иностранной литературы. Москва.

Шалимов А. И. 1962. Роль поперечных разрывов в структуре альпийских горных сооружений юга Европейской части СССР. Тезисы докладов совещания по проблемам тектоники. Изд-во АН СССР.

Шапю Э. 1936. Геологические и геоморфологические исследования в Турции (на француз. языке). Париж.

Шатский Н. С. 1945. О некоторых насущных задачах геотектоники. «Сов. геология», сб. 16.

Шатский Н. С. 1948. О глубоких дислокациях, охватывающих платформы и складчатые области (Поволжье и Кавказ). «Изв. АН СССР», серия геологическая, № 5.

Шатский Н. С. 1954. О марганциеносных формациях и о металлогении марганца. «Изв. АН СССР», серия геол., № 4.

Шатский Н. С. 1955 а. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей. Докл. Совещ. по осадочным породам, вып. 2. Изд-во АН СССР.

Шатский Н. С. 1955 б. О происхождении Пачеламского прогиба. Сравнительная тектоника древних платформ, статья 5. БМОИП, отдел геологический, т. XXX, вып. 5.

Шатский Н. С. 1960. Парагенезы осадочных и вулканогенных пород и формаций. «Изв. АН СССР», серия геол., № 5.

Шатский Н. С. и Богданов А. А. 1957. Тектоническая карта СССР в сопредельных странах м. 1:5000000. Госгеолтехиздат.

Шейман Ю. М. 1960. Некоторые черты эволюции магматизма складчатых поясов. Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. Труды 2-го Всесоюзного петр. совещ. Госгеолтехиздат.

Шихалибейли Э. Ш. 1956. Тектоника Севано-Акеринского синклинория в пределах Азербайджан. Труды Совещания альпийской геосинклинальной области юга СССР. Изд-во АН Азерб. ССР.

Шихалибейли Э. Ш. 1960 а. Некоторые геолого-структурные предпосылки обнаружения в Азербайджане кимберлитовых трубок. «Изв. АН Азерб. ССР», серия геолого-географических наук, № 4.

Шихалибейли Э. Ш. 1960 б. Новые данные о геологическом строении Карабахского антиклинория (Малый Кавказ). «Изв. АН Азерб.», серия геолого-географ. наук, № 6.

Шихалибейли Э. Ш. 1960 в. К вопросу о глубинном строении впадины Южного Каспия и окружающих областей. Структура земной коры и деформация горных пород МГК, XXI сессия, доклады советских геологов, проблема 18. Изд-во АН СССР.

Шихалибейли Э. Ш. 1962 а. Вулканизм Малого Кавказа как следствие глыбово-складчатого развития Антикавказской геосинклинали. Вопросы вулканизма. Труды Первого Всесоюзного вулканологического совещания. Изд-во АН СССР.

Шихалибейли Э. Ш. 1962 б. Особенности тектонического развития восточной части Малого Кавказа. Тезисы докладов совещания по проблемам тектоники. Изд-во АН СССР.

Шихалибейли Э. Ш. 1962 в. Геология Севано-Акеринской зоны

(бассейн среднего течения р. Акера). Труды Ин-та геологии, т. XXII. Изд-во АН Азерб. ССР.

Шихалибейли Э. Ш. 1963. Рецензия на статью А. А. Байрамова «Тектоническое строение восточной части Малого Кавказа» (междуречье Тертер—Аракс). «Ученые записки АГУ», серия геолого-географич. наук, № 4.

Шихалибейли Э. Ш. 1964 а. Роль разломов и структур глубокого заложения в металлогении складчатых зон (на примере Кавказа). Закономерности размещения полезных ископаемых, т. VII. Изд-во «Наука».

Шихалибейли Э. Ш. 1964 б. Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа, т. I (стратиграфия мезо-кайнозойских отложений). Изд-во АН Азерб. ССР.

Шихалибейли Э. Ш., Корнев Г. П. 1958. Третичная интрузивная формация юго-восточной части Малого Кавказа. «ДАН Азерб. ССР», т. XIV, № 2.

Шихалибейли Э. Ш., Корнев Г. П. 1959. Тектоническое строение восточной части Малого Кавказа. «Советская геология», № 11.

Шихалибейли Э. Ш., Корнев Г. П., Байрамалибейли Э. Т. Геологическое строение северо-восточного склона Нузгерского плато. «Изв. АН Азерб. ССР», № 8.

Шихалибейли Э. Ш. и Корнев Г. П., Байрамов А. А. 1959. Третичная интрузивная формация юго-восточной части Малого Кавказа. «Ученые записки Азгосниверситета», № 3.

Штрейс Н. А. 1951. Стратиграфия и тектоника зеленокаменной полосы Среднего Урала. Тектоника СССР, т. III. Изд-во АН СССР.

Щерба Г. Н., Колмогоров Ю. А. и др. 1962. О глубинных подвижных зонах Центрального Казахстана. «Изв. АН Каз. ССР», серия геол., вып. 1 (46).

Abich H. 1867. Geol. Beobachtungen auf Reisen in den Gebirgslande zwischen Kur und Araxis. Tiflis.

Valentin J. 1894. Bericht über meinon Peise nach Tiflis etc., Abh Sensk. Naturf. Geselsch. B. XVIII F. a M.

Thost C. 1894. Mikr. stud an Gesteinen der Karabag Caus. Abh sensk. Naturf. Geselsch. 13. XVIII, F. a M.

Tromp S. W. 1917. Mein structural units of the Anatolian orogenic belt. Journal Geol. . . 4

Hiessleitner G. 1952. Serpentin—und chromerz—Geologie der Balkanalbinsel, Geol. Bundes. Jahrb. sond. I

Schroeder J. W. 1944. Essai sur la structure de, l'Iran. Eclogae Geol. Heiv. Ba'le.

СОДЕРЖАНИЕ

Тектоническая структура

Введение	3
История тектонических исследований	3
Зональность, общая схема тектонического районирования и критерий выделения тектонических зон	20
Формации и структурные ярусы (этажи)	37
Структурные этажи и подэтажи	40
Куринский межгорный прогиб	43
<u>Предмалокавказский (Палантекянский) синклинорий</u>	43
<u>Мегантиклинорий Малого Кавказа</u>	51
Казахский синклинорий	54
Шамхорский антиклинорий	55
Дашкесанский синклинорий	63
Агджакендский синклинорий	70
✓ Мрөвдагский антиклинорий	73
✓ Агдамский антиклинорий	78
✓ Мардакертский синклинорий (гемисинклинорий)	82
✓ Тоурагачайский синклинорий	93
✓ Мартунинский синклинорий	99
✓ Карабахский антиклинорий	105
Сарыбабинский синклинорий	112
Замзурский антиклинорий	129
Лачинский антиклинорий	133
Старотагская антиклинальная и Хузабиртская синклинальная полосы	139
Гочасский синклинорий	139
Кельбаджарская наложенная мульда (синклинорий)	145
Кафанский антиклинорий	150
Поперечные разломы, флексуры, поднятия и прогибы	167
Каркарчай-Кызылбогазский поперечный прогиб	176
Магматизм	183
Литература	249

Шушикендский прогиб }
 Везрудский синклинорий } 2 членения
 Хузабиртский синклинорий } Маргушинского
 Багурханское поднятие } синклинория

ЭДЬЭМ ШАЪЛАР ОГЛУ ШЫХЭЛИБЭЪЛИ
КИЧИК ГАФГАЗЫН ШЭРГ ЫССЭСИНИН КЕОЛОЖИ
ГУРУЛУШУ ВЭ ТЕКТНИК ИНКИШАФЫ ТАРИХИ

(рус дилиндэ)

Редактор издательства *А. Л. Тильман*
Художественный редактор *Ф. Сафаров*
Технический редактор *Т. Исмаилов*
Корректор *Е. Айрапетова*

Подписано к печати 21/Х-1965 г. Формат бумаги 60×84¹/₁₆. Бум. лист.
8,25. Печ. лист. 16,50. Уч. лист. 16,9. Заказ 225, Тираж 850.

ФГ 02062

Цена 1 р. 30 коп.

Типография «Красный Восток»
Комитета по печати при Совете Министров Азербайджанской ССР.
Баку, ул. Ази Асланова, № 80.

15261