

ЕРЕВАНСКИЙ ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

На правах рукописи

САРКИСЯН Отмик Амаякович

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ИСТОРИЯ
ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ СЕВАНО-
ШИРАКСКОГО СИНКЛИНОРИИ
(МАЛЫЙ КАВКАЗ)

/диссертация написана на русском языке/

УД.00.01 - геология /региональная геология
Кавказа/

А В Т О Р Е Ф Е Р А Т

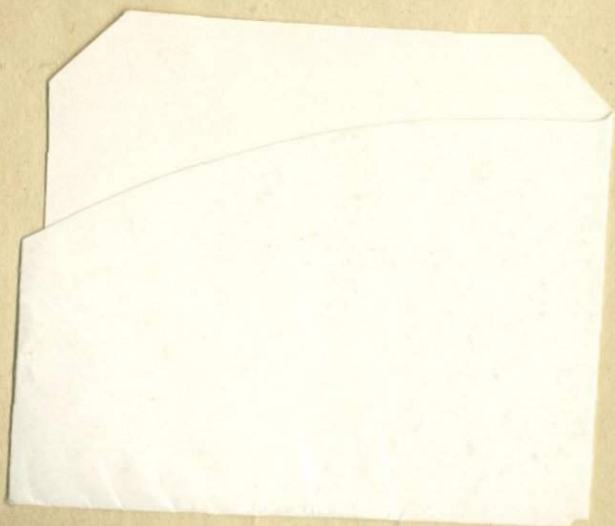
диссертации на соискание ученой степени
доктора геолого-минералогических наук

Ереван - 1973

Тубокоу вачаемоу
Сергею Серакоуиу
Мкртчиуиу

от автора

21/15/732



ЕРЕВАНСКИЙ ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

На правах рукописи

САРКИСЯН Оттик Амаякович

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ИСТОРИЯ
ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ СЕВАНО-
ШИРАКСКОГО СИНКЛИНОРИЯ
(МАЛЫЙ КАВКАЗ)

1666
/диссертация написана на русском языке/

04.00.01 - геология /региональная геология
Кавказа/

А В Т О Р Е Ф Е Р А Т

диссертации на соискание ученой степени
доктора геолого-минералогических наук

Ереван - 1973



Направляем Вам автореферат диссертации О.А.САРКИСЯНА на тему "Геологическое строение и история тектонического развития Севано-Ширакского синклиниория /Малый Кавказ/", представленной на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук.

Работа выполнена на кафедре исторической геологии и палеонтологии геологического факультета Ереванского государственного университета.

Официальные оппоненты:

доктор геолого-минералогических наук, академик
АН Грузинской ССР П.Д.ГАМКРЕЛИДЗЕ

доктор геолого-минералогических наук, академик
АН Армянской ССР И.Г.МАГАКБЯН

доктор геолого-минералогических наук, член-корреспондент
АН Азербайджанской ССР Э.Ш.ШИХАЛИБЕКЛИ

Ведущее предприятие - Институт геофизики и инженерной сейсмологии АН Армянской ССР

Автореферат разослан " " _____ 1973г.

Защита диссертации состоится в 1 половине октября 1973г. на заседании ученого совета геологического факультета Ереванского государственного университета.

С диссертацией можно ознакомиться в кабинете научных работников университета.

Отзывы на автореферат просим направлять по адресу:

Ереван- 375019, ул.Мравяна I, Ереванский государственный университет, ученому секретарю.

Ученый секретарь
Совета ЕГУ

Г.М.МНАЦКАРЯНИ

Настоящая работа является результатом двадцатидвухлетних исследований автора в области стратиграфии, тектоники и палеогеографии Севано-Ширакского синклинория — одной из крупных и сложнопостроенных структурно-формационных зон мегаантиклинория Малого Кавказа. Он расположен в осевой полосе мегаантиклинория и играет важную роль в его структуре. Детальное изучение геологического строения и истории тектонического развития синклинория имеет решающее значение для познания геологического строения мегаантиклинория в целом и уточнения ряда вопросов региональной стратиграфии и тектоники. Многие вопросы геологии синклинория: блоковая тектоника, морфоструктурный анализ складчатых областей, классификация и генезис вулканогенно-осадочных пород, ритмичное строение осадочно-пирокластических и континентальных угленосных формаций, анализ магматических формаций, закономерности развития вулканизма, взаимосвязь тектоники, магматизма и металлогении представляют теоретический и методический интерес.

Синклинорий отличается богатством и разнообразием полезных ископаемых. Геологические исследования в его пределах велись многими ведущими геологами республики. Геологические учреждения за последние десятилетия проводят здесь комплексные геологосъемочные и разведочные работы. Однако, несмотря на многочисленные работы и значительные достижения, многие важнейшие вопросы стратиграфии, тектоники и истории развития синклинория до сих пор выяснены далеко недостаточно или же являются дискуссионными. К тому же, по ним нет сводных обобщающих работ. Все это отрицательно сказывается на ходе познания геологического строения исследуемой области и изучения месторождений полезных ископаемых, в частности.

За последние годы накоплен огромный фактический материал, по новому освещающий многие основные вопросы геологии исследованного региона. Монографическое обобщение и подытоживание этих данных является важной и неотложной задачей. Цель настоящей работы — составление возможно более полной сводки материалов по стратиграфии тектонике и истории развития синклинория, и, тем самым, завершение пройденного этапа исследований. В ее задачу входит также выявление еще недостаточно изученных проблем с указанием первоочередных и наиболее актуальных задач.

Детальное систематическое изучение стратиграфии и тектоники синклинория автором было начато в 1950 г. и непрерывно продолжа-

ется до настоящего времени. Оно сопровождалось литолого-фаціальными, палеогеографическими и морфоструктурными исследованиями. Изучению геологического строения синклиория посвящены 3 монографии и более 30 опубликованных работ.

Автор долгие годы принимал активное участие в составлении геологической - М 1:500000, 1:200000 и тектонической - М 1:500000, 1:200000 карт Армянской ССР, геологической и тектонической карт Кавказа М 1:500000, тектонической карты Юга СССР и Атласа литолого-палеогеографических карт СССР. В связи с этим в той или иной детальности была изучена вся территория Малого Кавказа. Автором были осмотрены также многие разрезы Большого Кавказа, Крыма и Карпат. Все эти работы сыграли определенную роль в региональной корреляции и обобщении, а следовательно и правильном познании геологического строения исследованной области.

Во время многолетних полевых исследований собран обширный фактический материал. Составлено 200 послойных разрезов, характеризующих всю территорию синклиория. Анализ и определения образцов выполнены в ИГН АН АрмССР, на геологическом факультете БГУ и, частично, в ИГЕМ АН СССР.

Автором составлены геологическая (М 1:200000), тектоническая (М 1:500000), морфоструктурная (1:600000), структурно-формационная (1:200000) карты синклиория, карта поверхности байкальского фундамента, карта взаимоотношений блоковых и складчатых структур, блоковая схема, 9 палеотектонических, 13 палеогеографических карт, многочисленные схемы, таблицы, зарисовки, стратиграфические и литогенетические колонки, профили.

В процессе обработки материалов и составления монографии большую помощь оказали автору проф. А.А.Габриелян, А.А.Фаворская, И.К.Волчанская, Р.Т.Джрбашян, Г.Б.Нисанян, Л.С.Чолахян, И.Х.Петросов, С.М.Григорян, М.Е.Арутюнян, П.М.Асланян. Всем названным исследователям автор выражает свою глубокую признательность.

Работа состоит из двух основных частей. Первая - изучение геологического строения синклиория, вторая - анализ формаций и история тектонического развития. В конце работы рассматриваются закономерности размещения полезных ископаемых. Описание характерных разрезов, литологического состава формаций и т.д. приводится в "Приложении".

Часть I. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ СИНКЛИНОРИИ СТРАТИГРАФИЯ

Впервые для данного региона составлена возможно более полная критически обработанная сводка стратиграфического материала. В результате многолетних исследований автором разработана стратиграфическая схема палеогена. Получены новые интересные данные по стратиграфии мела и неогена.

М е л. Отложения мелового возраста играют значительную роль в стратиграфическом разрезе синклинория. Палеогеографические построения указывают на их оплошное повсеместное развитие, но в большинстве случаев они глубоко погружены под мощными образованиями палеогена.

Нижний мел. Представлен фаунистически плохо охарактеризованными, местами метаморфизованными и рассланцованными терригенно-карбонатными породами, слагающими Западно-базумский горст. В верхах разреза встречаются альбские аммониты (*Puzosia scharpei* Spath, *Kosmatella agassizinus* Pict. и др.). Вулканогенная толща района Спитакского перевала сопоставляется с гехинской вулканогенной свитой Южного Зангезура (неоком).

Нижний коньяк. Терригенно-карбонатные породы этого возраста развиты в долине р. Мармарик и районе Спитакского перевала. В них встречаются *Vasulites bohemicus* Schl., *V. undulatus* d'Orb., *Panopea rustica* Zitt. и др. Вулканогенно-осадочная толща (диабазы, порфириты, пирокластолиты, пачки кремнисто-глинистых сланцев, песчаников, известняков) широко развита на СВ побережье оз. Севан и в бассейне р. Ахурян. Мощность до 800 м. Мнения о ее возрасте различны (палеозой, юра, верхняя юра-нижний мел, нижний сенон). По составу и стратиграфическому положению она хорошо сопоставляется с хосровской свитой (нижний коньяк) Вединского района.

Верхний коньяк-сантон. Выходы терригенных и карбонатных отложений верхнего коньяка-сантона пространственно приурочены к участкам развития нижнеконьякских отложений, а также к северному склону западной части Базумского хребта. Наибольшую мощность (800 м) имеют на СВ побережье оз. Севан. Они несогласно подстилаются вулканогенно-осадочными породами нижнего коньяка, согласно перекрываются известняками верхнего сенона, хорошо охарактеризованы.

ризованы моллюсковой фауной (*Vaccinites praesulcatus* Douv., *Inoceramus crassus* Petr., *Acteonella crassa* (Duj.) и др.

Кампан-маастрихт. Отложения этого возраста имеют почти повсеместное распространение, но в большинстве случаев глубоко погружены под мощную толщу эоцена. Они выступают по краям синклинория (Севанский, Мургузский хребты, Амасийский район, западная часть Базумского хребта, Спитакский перевал), а также в ядрах брахиантиклинальных складок в его мульдовой зоне (Ширакский хребет, сс. Фислетово, Цовагюх). Повсюду представлены однообразной толщей типичных для верхнего сенона Малого Кавказа известняков и мергелей мощностью до 600 м. Редкие находки небогатой по составу фауны (*Inoceramus balticus* Boehm., *In. regularis* d'Orb., *Physaster gibbosus* Renng., *Globotruncana rosseta* Carsey, *Pseudotextularia varians* Rzehak и др.) не позволяют в разрезе толщи провести границу между кампанскими, маастрихтскими, а местами и сантонскими ярусами. В верхах разреза выделен горизонт орбитоидных известняков, который имеет региональное распространение.

О границе мела и палеогена и о положении данийского яруса. На крыльях синклинория отмечается резкое несогласие между мелом и палеогеном, а на некоторых участках мульдовой зоны (Ширакский хребет и др.) — непрерывный переход между ними. Здесь даний и палеоцен представлены однообразной флишевой толщей. Анализ формаций в вертикальном разрезе мела и палеогена приводит нас к выводу, что данийский ярус является заключительным этапом крупного верхнемелового тектоно-седиментационного цикла. Палеоцен является начальным этапом следующего палеогенового цикла. Создавшиеся в данийском веке физико-географические условия продолжали существовать в палеоцене без особых изменений. Поэтому во многих разрезах Армении отмечается сходство между фациями и условиями залегания данийского яруса и палеоцена. Данийская фауна имеет переходный характер. По-видимому, в конце маастрихта начинается обновление состава верхнемеловой фауны, завершающееся в палеоцене.

Палеоген. Образования палеогена играют ведущую роль в геологическом строении синклинория. Они характеризуются большой мощностью (до 4-5 км) и разнообразием фаций. Доминируют вулканогенные

и вулканогенно-осадочные породы.

Нижний эоцен - севанская свита. Отложения нижнего эоцена обнажаются в виде узко вытянутых полос и отдельных островков по краям синклиория; характеризуются небольшой мощностью (до 200-250 м), но фациальной устойчивостью. Они согласно залегают в основании среднеэоценового разреза, четко выделяются по составу и комплексу фауны и являются маркирующим горизонтом для территории Армении в целом. Граница с подстилающими породами трансгрессивная. Фаунистически охарактеризованные отложения нижнего эоцена известны на СВ побережье оз.Севан (темные известняки), бассейне р.Марцигет (угленосные фации), в районе с. Амасия, Спитакского перевала, бассейне рр.Гетик, Агарцин (известняки, песчаники). На южном склоне Ширакского хребта развиты терригенно-пирокластические флишевые, а у гор.Спитака и в бассейне р.Чибухли - эффузивные образования. Для определения нижнеэоценового возраста отложений важное значение имеет нахождение видов нуммулитид *Nummulites pernotus* Schaub, *N. praelucasi* Douv., *N. planulatus* Lam., *N. aquitanicus* Benoist, *N. globulus* Leym., *N. burdigalensis* de Harpe, *Assilina reicheli* Schaub. В верхах разреза наряду с нижнеэоценовыми встречаются и среднеэоценовые нуммулиты (*Nummulites distans* Desh., *N. partechi* de la Harpe, *N. atascius* Leym.).

Средний эоцен - ширакская и кироваканская свиты. Над севанской свитой согласно залегают мощная (до 2-2,5 км) серия пород, литологически расчленяющаяся на две свиты: ширакскую (флишеидная вулканогенно-осадочная) и кироваканскую (нижняя вулканогенная), занимающие одинаковое стратиграфическое положение в разрезе и фациально замещающие друг друга. Эти свиты имеют максимальные распространения.

Ширакская свита широко распространена в районе одноименного хребта, в восточной части южного склона Базумского хребта и к востоку от Спитакского перевала. В восточном направлении в районе с.Налбанд вулканогенно-осадочные породы ширакской свиты постепенно переходят в эффузивные образования кироваканской свиты. Далее по простиранию к востоку отложения ширакской свиты вновь появляются в районе р.Айри-тапа, по левобережью р.Марцигет, в низовьях р.Гетик и в бассейне оз.Севан. Свита сложена

частым ритмичным чередованием туфоалевролитов, туфопесчаников, различных туфов, туфобрекчий, туффитов, туфоконгломератов, часто кремнистых и известковистых с потоками андезитов, прослоями и линзами известняков и силицитов. В низах свиты отмечены мощные пачки лав и пирокластолитов кислого состава. Вся свита характеризуется хорошо выраженной слоистостью и зеленоватыми, голубоватыми и серыми тонами окраски.

Образования кироваканской свиты наиболее широко развиты в средней части Памбакского и Базумского хребтов и представлены многократным чередованием андезитов, отчасти кварцевых порфиров и кератофиров, их пирокластолитов с пачками туфоосадочных пород.

Наиболее полный и фаунистически хорошо охарактеризованный разрез ширакской свиты отмечается на южном склоне одноименного хребта. Здесь в ее разрезе установлены три, а на СВ побережье оз.Севан и в бассейне р.Агарцин — два фаунистически охарактеризованных горизонта. В работе приводятся данные о наличии полного разреза среднего эоцена. Кроме того, установлены переходные слои между нижним и средним эоценом (СВ побережье оз.Севан, р. Марцигет) и между средним и верхним эоценом (сс.Арманис, Шахназар). Средний эоцен четко делится на нижнюю и верхнюю части. Нижняя с *Nammulites laevigatus* Brug., *N. gallensis* Haimе, *N. partschi de la Harpe*, *N. murchisoni* (Rütim.). Верхняя часть содержит *Nammulites millescaput* Voub., *N. perforatus* Montf., *N. striatus* Brug., *N. puschi de la Harpe*, *N. bronghiarti* Arch. et Haim.

Несколько сложнее вопрос датировки кироваканской вулканической свиты. В туфогенных пачках верхней части свиты у сс.Фиолетово и Головино найдена плохо сохранившаяся нуммулитовая фауна. Кроме того, образования этой свиты на многих участках (восточная оконечность Ширакского и Памбакского хребтов, низовья р.Гетик, СВ побережье оз.Севан и др.) фациально переходят в фаунистически охарактеризованные отложения ширакской свиты.

Верхний эоцен. В исследованной области образования этого возраста нами выделены под названием памбакской свиты. Они имеют широкое развитие и двумя полосами прослеживаются по обоим крыльям синклинория соответственно Лорийскому и Памбакскому бо-

ковым прогибам. Состав разреза довольно разнообразен. Мощностью свыше 1500 м. Он четко делится на две части: нижняя эффузивно-осадочная, с преобладанием андезитов и морских терригенно-туфогенных пород и верхняя - эффузивная преимущественно кислого и среднего составов. Памбакская свита с эрозийным и угловым несогласием налегает на различные горизонты среднего эоцена (восточная часть Памбакского хребта, верховья рр. Блдан, Чичкан, правобережье р. Агарцин, сс. Антарамут, Урут, Чигдамал, Тохлуджа, севернее сс. Арданиш, Джил и др.). На размытую поверхность свиты у гор Дилижана, горы Бундук и в долине р. Штоганаджур ингрессивно налегают отложения олигоцена (дилижанская свита). В районе г. Бор-борт, верховьях р. Блдан и у впадения р. Агарцин в р. Агстев в нижней части верхнеэоценового разреза найдены *Nummulites perforatus* Montf., *N. incrassatus* de la Harpe, *Chlamys subdiscors* Arch., *Ch. parvicostata* Bell., *Ch. biarritzensis* Arch., *Thracia bellardi* Pict., *Turritella imbricata* Lam., *Globorotalia crassaeformis* Cushman.

и др. (данные К.А. Мкртчяна и автора), характеризующие низы верхнего и верхи среднего эоцена.

У сс. Арманис и Шахназар установлены фаунистически хорошо охарактеризованные переходные слои между средним и верхним эоценом (оверзский ярус). Здесь в нижней части терригенной толщи мощностью 300 м найдены среднеэоценовые нуммулитиды (*N. uroniensis* Heim, *Aesilina* sp.). Средняя часть разреза включает богатый комплекс моллюсков (двустворчатые - 24 вида, брюхоногие - 8 видов) и нуммулиты (2 вида), который по составу моллюсков сходен с верхнеэоценовой фауной ЮЗ Армении, Ахалцихе, Южного Крыма и др.

Олигоцен. Представлен морскими (нижний олигоцен - гергерская свита) и континентальными (средний-верхний олигоцен - дилижанская свита) фациями.

Морские карбонатно-терригенные отложения нижнего олигоцена мощностью 250 м нами обнаружены на северном склоне Базумского хребта у с. Гергер и в районе горы Медвежья. В составе свиты выделены две подсвиты: нижняя - песчано-глинистая и верхняя - известковисто-пирокластическая. Свита несогласно подстилается породами оверзского яруса. В базальных песчаниках ее найдены *Nummulites vasus* Goby et Leym., *N. incrassatus* de la Harpe.

Континентальные молассовые отложения среднего олигоцена-нижнего миоцена залегают ингрессивно на породах эоцена и сохранились в виде уцелевших от размыва останцев в преднадвиговых зонах в окрестностях гор Дилижана и у с. Амасия. Нижняя часть разреза сложена пресноводно-озерными песчаниками, глинами, глинистыми и горючими сланцами с обильной ископаемой флорой, отличающейся богатством и разнообразием видового состава. Встречаются также остатки ихтиофауны. Верхняя часть разреза представлена пролювиальными угленосными фациями, частью туфогенными также с остатками флоры и мелких гастропод. Мощность разреза 550-600 м. Общий состав фауны и флоры указывает на средне-верхнеолигоценый возраст отложений.

Неоген. Отложения неогена развиты в неоген-четвертичных прогибах (Севанский, Ширакский, Лорийский). Стратиграфическая схема их разработана Е.Е. Милановским, А.А. Габриеляном, А.Т. Асланяном.

Верхний миоцен. Небольшие выходы сарматских песчано-глинистых пород известны в ЮЗ части Севанской котловины, они вскрыты также буровыми скважинами и соответствуют одновозрастным отложениям Приереванского района.

Нижний плиоцен (понтический ярус). Вулканогенно-пролювиальные отложения вохчабердской свиты развиты в западной части Памбакского, южном подножии Ширакского хребтов и в Варденисском районе. Мощность их до 800-900 м. Здесь, а также на многих участках Малого Кавказа, свита распадается на две подсвиты: нижняя - туфоосадочная угленосная и верхняя - эффузивная. Палинологические данные указывают на понтический возраст нижней подсвиты. Отмечается идентичность спорово-пыльцевых комплексов Маисян-Сариарского и Нораревикского угленосных толщ.

Средний плиоцен (киммерийский ярус). Отложения джаджурской угленосной свиты по составу и степени дислоцированности отличаются от пород Сариарского и Дилижанского месторождений, а по данным спорово-пыльцевого комплекса соответствуют киммерийскому ярусу. К этому возрасту относятся андезиты, дациты и липариты-дациты Памбакского, Цахкуняцкого и Варденисского хребтов мощностью до 800 м. Эти породы несогласно подстилаются угленосными породами вохчабердской свиты и также несогласно перекрываются

II

ются галечниками верхнего плиоцена - южный склон Ширакского хребта.

Верхний плиоцен-нижний постплиоцен. Вулканические образования этого возраста слагают Лорийское и Гукасянское вулканические плато, Джавахетский хребет и характеризуются сложностью состава и строения. В основании вулканического комплекса залегают кислые лавы, выше - покровные долеритовые базальты, которые имеют широкое развитие и бронируют поверхность вышеупомянутых плато (мощность до 300 м). Верхняя часть разреза сложена андезито-базальтами, андезитами, андезито-дацитами, дацитами, слагающими Джавахетский хребет (1300 м). В работе дан анализ существующих представлений о возрасте этого комплекса, а также вышележащих четвертичных отложений.

Четвертичные отложения развиты в молодых депрессиях и долинах рек. Нижне-среднечетвертичные озерно-речные отложения мощностью 300 м выполняют дно Ширакской котловины. Верхнечетвертичные озерно-речные осадки в долинах рр.Памбак, Агстев связаны с долинными озерами запрудного типа. Четвертичные лавовые потоки андезито-базальтов и андезитов развиты в южной и восточной частях бассейна оз.Севан, а туфы еревано-ленинканского типа - в северной части Ширакской котловины и в долине р.Памбак.

ТЕКТОНИКА

Севано-Ширакский синклинорий в системе Малокавказского мегаантиклинория. Критический обзор зонального тектонического районирования Малого Кавказа и анализ блоковой структуры указывают на целесообразность выделения на этой территории тектонических комплексов или областей, объединяющих однотипные по строению и истории развития блоки. Севано-Ширакский, Вайоцзорский и Южнозангезурский синклинорные блоки и разделяющие их поперечные поднятия в целом слагают крупный и сложный Севано-Зангезурский синклинорный комплекс. В связи с этим на территории Малого Кавказа можно выделить три крупных тектонических комплекса: Сомхето-Кафанский, Севано-Зангезурский и Приараксинский.

О блоковом строении территории Армянской ССР
и смежных областей

В структуре Малого Кавказа ведущее место занимают блоки различного масштаба, которые устанавливаются на основании анализа морфоструктур, изменения фаций и молчностей, по ареалам развития магматизма, характеру пликативных и дизъюнктивных нарушений и аномалий силы тяжести. Палеотектонические исследования показывают, что в тектоническом развитии региона, наряду с продольными (обшекавказскими), большую роль играли также поперечные разломы. Последние ориентированы веерообразно, центр которого расположен на Среднеараксинском срединном массиве в районе г. Арарат. Аналогичным расположением характеризуются локальные аномалии силы тяжести Приараксинского прогиба и линии, соединяющие эпицентры землетрясений.

Блоковое строение данной области подтверждается геофизическими данными. В целом область характеризуется мозаичным аномальным гравитационным полем соответственно блоковому строению. В Приараксинском межгорном прогибе, характеризующимся повышенными значениями силы тяжести, внутренним блоковым поднятием соответствуют локальные максимумы, а прогибам — минимумы силы тяжести. Севан-Зангезурский комплекс характеризуется интенсивно отрицательным, сильно расчлененным гравитационным полем соответственно его сложному блоковому строению. Здесь молодые частные гребни-прогибы (Севанский, Ширакский, Лорийский) обладают локальными минимумами, а многие приподнятые блоки (Спитакский, Западнобазумский, Апаранский, Зодский и др.) — максимумами силы тяжести. Сомхето-Кафанский комплекс характеризуется относительно повышенными значениями силы тяжести, однако гравитационное поле имеет сравнительно простое строение, что характерно и для его тектонического строения.

Вышеизложенное иллюстрировано в работе схемой сопоставления основных элементов гравитационного поля и современной структуры. Оси ряда нижнеальпийских блоков (Алавердский, Шамшадинский, Кафанский) не совпадают с осевыми линиями соответствующих локальных аномалий и расположены к ЮЗ от них. Поэтому допускается возможность перемещения этих блоков в указанном направлении. Границы между крупными блоковыми зонами, соответствующие глубинным

разломам, на гравитационной карте отражены довольно четко в виде зон высоких горизонтальных градиентов СЗ простирания. Такие зоны соответствуют также поперечным границам ряда блоков (Ленинканский, Западнобазумский, Арагацкий, Цахкуняцкий, Севанский и др.).

При обособлении отдельных блоков важную роль играли неотектонические движения, которые в связи с большой активностью верхнеальпийских вертикальных перемещений на данной территории широко проявлены. В связи с этим блоковое строение отчетливо проявлено в современном рельефе Малого Кавказа и хорошо выявляется морфоструктурными исследованиями. К работе приложена морфоструктурная схема данного региона. Анализ этой схемы показывает, что основные геоструктурные области Малого Кавказа различаются особенностями блоковой морфоструктуры и структурными формами рельефа. Область неоген-четвертичного вулканизма характеризуется преобладанием круговых морфоструктур, соответствующих вулканическим сооружениям различного размера, вписанных в отдельные более крупные блоки.

Область среднеальпийской складчатости (высокогорная часть Малого Кавказа с эрозионно-денудационными формами рельефа) отличается наиболее сложно дифференцированной складчато-блоковой морфоструктурой. Последняя представлена узкими чешуеобразными блоками, вытянутыми согласно простирания складчатых структур. Анализ распределения фона абсолютных высот хребтов в продольном направлении показывает наличие сквозных деформаций поперечного направления: зоны относительного прогибания (Иджеванская, Гянджачайская, Степанакертская) и воздымания (Арагац-Джавахетская, Тежсар-Шамлугская, Зодская, Каджаранская).

Область нижнеальпийской складчатости (Северо-восточные склоны Малого Кавказа) характеризуется относительно низкорным слабо дифференцированным в высотном отношении рельефом. Блоковая морфоструктура выражена несколько менее отчетливо, блоки отличаются большой монолитностью. Для Алавердского и Кафанского брахиантиклинорных блоков характерна концентрическая морфоструктура с дугообразными граничными разломами. В наиболее затушеванном виде блоковая морфоструктура проявлена в пределах крупных неоген-четвертичных межгорных грабен-прогибов (Среднесараксинский и Курин-

ский), для которых хорошо дешифруются бортовые разломы.

Сопоставляя схему блоковой морфоструктуры со схемой блоковой тектоники можно отметить некоторые их общие особенности. Удовлетворительно совмещаются границы блоков продольного плана. Так, четыре главные тектонические линии (Кармрашен-Джувльфинская, Анкаван-Сисианская, Туманян-Мровдагская и Ноемберян-Кировабадская) разделяют главные морфоструктурные области и хорошо выражены в рельефе системой протяженных линейных элементов и цепочками депрессионных зон или крупнейших градиентов фоновых высот. Поперечные элементы, выделенные на морфоструктурной схеме и установленные по геологическим данным (Иджеванский, Гянджачайский и др.), свидетельствуют о тенденциях унаследованности в неотектоническом плане динамики позднемиоценовых и эоценовых движений.

Обращают на себя внимание некоторые особенности размещения магматических продуктов по отношению к выделенным поперечным зонам относительно повышенного рельефа. Тежсар-Шамлугская, Дилижан-Марнеульская и Базарчай-Дашкесанская зоны контролируют размещение наиболее крупных магматических тел, вулканических центров и рудных объектов.

Вышеизложенное дает нам основание в пределах Малого Кавказа выделить следующие блоки:

А. Блоки первичные, не испытавшие обращения (выступы байкальского основания) - Цахкуняцкий, Локский.

Б. Блоки эпибайкальской консолидации: испытавшие интенсивное прогибание в неоген-четвертичное время (межгорные прогибы грабен-синклинорного типа) - Среднеараксинский, Нахичеванский, Куринский; приподнятые обломки квазиplatformы - Урцский, Садааракский, Аргичинский, Гехинский.

В. Блоки нижнеюрского заложения: изометрично-удлиненные антиклинорного типа, испытавшие погружения в средней и поднятие в верхней юре; Алавердский, Шампадинский, Карабахский, Мровдагский, Кафанский, Лачинский; поперечные и широтные синклинорного типа, испытавшие погружение в поздней юре-неокоме и поднятие в палеогене - Болнисский, Иджеванский, Дашкесанский, Тоургачайский, Горисский, Разданский.

Г. Блоки мелового заложения: изометрично-удлиненные антикли-

норного типа, испытывшие погружение в меле и поднятие в палеогене (офиолитовые блоки) – Западнобазумский, Зодский, Верхнеакеринский; удлиненные синклинорного типа, испытывшие погружение в мелу и поднятие в конце палеогена – Спитакский, Кироваканский, Бединский, Ордубадский, Каджаранский; наложенные синклинорного типа – Кельбаджарский, Ехегнадзорский.

Д. Блоки молодые (неоген–четвертичные): очаговые (вулканические) – Арагацкий, Ахалкалакский, Тегамский, Ишханасарский; наложенные грабен–синклинального типа – Севанский, Ширакский.

Анализ блоковой схемы показывает, что на фоне мозаичного размещения блоков отмечается определенная закономерность в их пространственном расположении. Так, южные и северные границы крупных блоков образуют четыре единые линии общекавказского направления (Кармрашен–Джульфинская, Анкаван–Сисианская, Туманян–Мровдагская и Ноемберян–Кировабадская), которые вырисовывают границы ниже- и среднеальпийских тектонических зон. В верхнеальпийском этапе целостность и непрерывность этих границ была нарушена поперечными разломами; более или менее единые зоны еще сильнее были раздроблены и расчленены на отдельные блоки, соответствующие в основном ниже–среднеальпийским внутризональным горст–поднятиям и грабен–прогибам. Поэтому блоки разновозрастные и однотипные по истории развития слагают зоны общекавказского простиранья. Следовательно, для современной структуры Малого Кавказа характерно зонально–блоковое строение.

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И ОСНОВНЫЕ СТРУКТУРЫ СЕВАНО–ШИРАКСКОГО СИНКЛИНОРИЯ

Структурно–формационные комплексы, этажи и подэтажи. Синклинорий расположен на стыке двух историко–тектонических областей Малого Кавказа. Развитие его сложно и характеризуется последовательным накладыванием ряда тектонических этапов и подэтапов, выделяющихся в современном разрезе в виде структурных комплексов, этажей и подэтажей.

Байкальский структурный комплекс сложен интенсивно дислоцированными перемьями метаморфическими сланцами, пронизанными интрузиями ультрабазитов и гранитоидов. План складчатости антикавказский (северо–восточный).

Альпийский структурный комплекс делится на геосинклинальный

($J-P_2$) и орогенный ($P_3 - \alpha$) подкомплексы. В составе первого выделены два этажа. Раннеальпийский этаж делится на нижний и верхний подэтажи. Нижний ($J_1 - J_2$) сложен вулканогенно-осадочными породами, которые составляют коробчатые брахискладки антикавказского и укороченно-линейные близширотного направлений. Верхний ($J_3 - K_1$) представлен терригенно-карбонатными породами с развитием широтных узких, крутых складок и метаморфизма. Среднеальпийский этаж делится на нижнеконьякский (вулканогенно-осадочные образования), верхнеконьяк-сантонский (терригенно-карбонатные породы), даний - палеоценовый (глин), ниже-среднеэоценовый (вулканогенно-осадочные образования) и верхнеэоценовый (вулканогенно-осадочные породы) подэтажи. Породы этого этажа интенсивно дислоцированы, преобладают линейные голоморфные складки общекавказского простирания. Орогенный подкомплекс объединяет следующие подэтажи: молассовые образования олигоцена, верхнего миоцена, нижнего-среднего плиоцена и андезито-базальтовые покровы и озерно-речные отложения верхнего плиоцена-постплиоцена. Образования подкомплекса образуют маломощный слабодислоцированный геантиклинальный чехол.

Б л о к о в о е с т р о е н и е С е в а н о - Ш и р а к с к о г о с и н к л и н о р и я. Для выявления блоковой тектоники и зон разломов скрытого типа большое значение имеют некоторые специальные методы анализа, в особенности, морфоструктурный. С помощью этого метода нами были выявлены элементы скрытой глубинной тектоники, которые не были установлены геологическим картированием. Следующим этапом исследований является определение геологических и геофизических критериев, подтверждающие основные элементы морфоструктурной схемы.

В результате была составлена схема нового типа (структурно-формационная). Все это позволяет уточнить наши представления о разрывной тектонике региона и помимо известных продольных, выделить также крупные поперечные (субмеридиональные) разломы. Последние играют важную роль в распределении фаций и мощностей, магматизма и металлогении. Особенно интересны скрытые поперечные нарушения, наличие которых подтверждается геофизическими особенностями размещения магматических тел и некоторыми геохимическими аномалиями. Среди них удалось выявить рудоконцентрирующие структуры (по М.А.Фаворской и И.Н.Томсону), которые определяют закономерно-

сти размещения крупных месторождений. Такой комплексный подход к изучению современной структуры части Армянской ССР применяется впервые и может иметь методическое значение.

Морфоструктурный анализ рельефа. Морфоструктурные исследования проводились совместно с И.К. Волчанской. Составлена морфоструктурная схема синклинория, исходя из следующих соображений: а) предполагается существование древней выравненной поверхности; б) в процессе неотектонических движений происходит обновление более древних структур и их границ; в) прямолinéйные и дуговые элементы рельефа фиксируют зоны разломов; г) эти элементы ограничивают морфоструктуры разного типа; д) морфоструктуры кругового типа характеризуются концентрическим распределением элементов рельефа; е) морфоструктуры блокового типа характеризуются равномерным распределением полей высот водоразделов внутри них, а также своеобразным сочетанием взаимосвязанных компонентов рельефа (густотой, глубиной и рисунком гидросети, характером склонов и т.д.; ж) если блоковые подвижки испытали некогда единую выравненную поверхность, то можно рассчитывать амплитуды перемещения по разломам.

Исследованная область принадлежит к части сложно дифференцированного сводово-глыбового новейшего поднятия Малого Кавказа. В ее пределах выделяются зоны продольных по отношению к альпийской складчатости поднятий, выраженных хребтами - Базумским, Ширакским, Арегунийским и др. и впадин (Ширакская, Лорийская, Севанская), а также системой более мелких депрессий, приуроченных к долинам рр. Памбак и Агстев.

Современная морфоструктура горных хребтов имеет по большей части инверсионный характер по отношению к складчатым альпийским структурам. Начиная с олигоцена при поднятии горных хребтов сложная полигенетическая поверхность выравнивания испытывала деформацию, которая устанавливается как региональное несогласие между двумя складчатными комплексами ($K-P_2$ и P_3-Q). Ее фрагменты отмечаются на вершинах хребтов, где сохранились остатки молодых бронирующих пород, преимущественно лав. Эта же поверхность фиксируется вершинным уровнем складчато-глыбовых хребтов. Последние не подвергались в дальнейшем значительному денудационному срезу.

Нами установлены и на морфоструктурной схеме изображены четкие протяженные линейные границы многих орографических элементов



акономерно ориентированных в субширотном и субмеридиональном направлениях. Морфометрические расчеты амплитуд ступеней вершинного уровня водоразделов вдоль этих линий показывают, что многие из них являются разломами, вдоль которых происходили вертикальные перемещения блоков.

Геологическая и морфоструктурная характеристика разломов.

В тектоническом строении синклинория особое место занимают региональные и более мелкие разломы различного характера. Многие из них имеют глубокое заложение и слагают зоны шириной несколько км. До последних лет здесь выделялись только продольные (обшекавказские) разломы. Выше упоминалось о выявлении и поперечных разломов, трудно устанавливающихся при обычном геологическом картировании и для их характеристики нами был использован специальный анализ геологического материала, включающий особенности изменения фаций и мощностей, размещения магматических и рудных образований, взаимоотношения стратиграфических горизонтов и др.

Разломы общекавказского направления большей частью хорошо выражены геологически и в морфоструктуре прямолинейными элементами рельефа (речные долины, уступы склонов), тектоническими бортами впадин и поднятий. Эти разломы протягиваются параллельно складчатым структурам, смещения по ним имеют наибольшие амплитуды, поэтому им соответствуют значительные гравитационные ступени. Среди них выделены разломы следующих категорий (по В.Е.Хайну). Разломы третьей категории (внутригеосинклинальные граничные разломы), по глубине заложения достигающие перидотитового слоя. К этой категории относится Базумо-Севанский разлом. Это широкая (до 6-8 км) разломная зона; на поверхности выражена двумя крупными парными параллельными разломами, которые в западной части области разграничивают Базумский горст, в центральной части косо секут ряд складок, а в восточной определяют границы развития офиолитовой формации. Глубинное залегание зоны определяется многими геологическими и геофизическими признаками. К ней приурочены линейно расположенные вытянутые массивы ультрабазитов, гранитоидных (Базумский), щелочных (Бундукский) интрузий, субвулканические тела, мощная зона гидротермально измененных, местами метаморфизованных пород и высоких горизонтальных градиентов силы тяжести.

Разломы четвертой категории (межглыбовые). По глубине зале-

гания это коровые разломы, проникающие до подошвы коры и слоя пониженной вязкости. К ним относится Мармарикский разлом, являющийся частью Анкаван-Сюникского глубинного разлома. Это широкая (до 20-25 км) разломная зона, выраженная очень четко развитием вдоль ее полосы многочисленных разрывов, тектонитов и метаморфизованных пород, интрузий различного состава и возраста, центров вулканических извержений, рудных месторождений, эпицентров землетрясений и др. Крупными протяженными разломами являются Памбак-Агстев-Дзкнагетский и Санаин-Привольненский разломы. На геологических картах нанесены только отдельные фрагменты этих единичных разломов.

Разломы антикавказского направления по морфоструктурным и геологическим признакам выражены менее отчетливо. Они делятся на три группы: разломы, по которым происходили дифференцированные движения блоков - (блокоограничивающие разломы), разломы, имеющие более скрытый характер (внутриблоковые разломы) и разломы активизировавшиеся на поздних этапах развития (разломы промежуточного типа). Однако характеристика одного и того же разлома может меняться по простиранию и во времени.

Характерными разломами первой группы являются Спитак-Привольное-Поладаурский, Дилижанский, Раздан-Полад-Хаштаракский и Восточносеванский. В работе дано подробное описание этих разломов. Ниже приводятся некоторые данные о методике и критериях выделения одного из них, являющиеся общими для всех разломов.

Спитак-Привольное-Поладаурский разлом южнее гор. Спитака хорошо выражен субмеридиональными тектоническими долинами рч. Спитак и притока р. Касах, а к северу от гор. Степенавана - широкой тектонической долиной р. Мисханка. Менее отчетливо разлом выражен в пределах Базумского хребта отдельными прямолинейными орографическими элементами и ундуляцией вершинного уровня хребта. В неотектонике эта зона проявилась в поднятии поперечных участков в продольных тектонических депрессиях, занятых долинами рр. Памбак и Дзорaget и является одной из наиболее проявленных крыльев более широкой системы поперечных дислокаций, выразившихся в относительных ундуляциях шарниров продольных структур - прогибание Базумского горста и воздымание Агстев-Памбакской зоны на участке Спитак-Налбанд. Разлом ограничивает зону Транскавказского попе-

речного поднятия с востока. Геологически разлом выражен отчетливо в районе Спитакского перевала (сброс), к северу он фиксируется целым рядом эоценовых магматических образований: экструзиями липарито-дацитов, диоритовых порфиритов (гор. Спитак, с. Привольное), полосой даек андезитов (с. Чигдамал), интрузией гранитоидов (р. Черная, с. Урут). Геофизически зона разлома фиксируется цепочкой эпицентров землетрясений, а в южном продолжении — гравитационными ступенями.

Разломы второй группы Тежсар-Шамлугский и Дебедский обрамляют узкую зону поперечного поднятия фундамента и контролируют размещение наиболее крупных гранитоидных и щелочных интрузий (Тежсарская, Базумская, Кохобская и др.). Тежсар-Шамлугский разлом по ряду признаков относится к категории скрытых разломов фундамента. Предположение о важной магма- и рудоконтролирующей роли этого разлома сделано на основании анализа распространения интрузивных и дайковых полей, зон повышенной трещиноватости и эндогенной минерализации.

Отсутствие значительных перемещений вдоль поперечных разломов и наличие антикавказских структур в обнаженных фрагментах байкальского фундамента (Цахкуняцкий блок) позволяет рассматривать их в качестве проявлений структур фундамента в альпийском структурном комплексе.

Морфоструктурные и геологические особенности блоков. Вышеописанные разломы обуславливают сложное мозаично-блоковое строение синклинория. Блоки различаются между собой стратиграфическим разрезом, характером складчатых структур, магматизма, металлогении, высотным положением водоразделов, характером расчлененности — глубиной, густотой и общим рисунком гидросети, а также локальными геофизическими аномалиями.

Большой интерес представляет продольно-поперечная высотная зональность блоков. В продольном отношении это зоны поднятий хребтов и погружений впадин. Поперечная структурная зональность выражена менее отчетливо. В целом Спитак-Привольненский и Дилижанский разломы ограничивают зону наибольшего поперечного поднятия. По простиранию поперечных зон наблюдается относительное погружение при пересечении с продольными зонами погружений. То же самое наблюдается и в системе продольных зон. В результате созда-

ется шахматное распределение высот блоков, подтверждающееся распределением гравитационных аномалий.

В пределах синклинали выделены следующие крупные блоки: Лорийский, Леджанский, Западнобазумский, Бор-Бортский, Халабский, Ширакский, Спитакский, Памбакский, Ленинанский, Севанский, Гетикский и Зодский. Произведено также блоковое расчленение соседних антиклинорий. В диссертации дана подробная геолого-морфоструктурная характеристика отдельных блоков.

Палеогеографическая и палеомагматическая роль разломов. Геологическая характеристика разломов и приуроченность к ним магматических тел разного возраста и состава свидетельствует о позднеюрско-меловом заложении большинства разломов. Их активизация в целом смещается в направлении от центральной части к перифериям соответственно волнообразным смещениям максимума прогиба и активности вулканизма. Многие разломы являлись границами фациальных зон, ареалами магматизма или проводниками магматических расплавов. В раннем мелу проявились Агстев-Памбакский и Северобазумский разломы, ограничивавшие морской бассейн. Джавакский поперечный разлом проявился как западное ограничение ареала эффузивного магматизма. В позднем мелу границы морского бассейна смещаются от Агстев-Памбакского к Мармарикскому и Санаин-Привольненскому разломам. В среднем эоцене поперечные Спитакский и Дилжанский разломы проявились как границы ареала андезитового вулканизма. В конце палеогена наиболее крупные разломы (Агстев-Памбакский, Чернореченский, Северобазумский, Тежарский) служили подводными путями для магматических расплавов.

Таким образом, разломы продольного направления в основном являлись границами блоков с различной направленностью движений на геосинклинальном этапе развития, а поперечные разломы являлись "сквозными" и более устойчивыми границами ареалов магматизма. Следует отметить важную пограничную роль Спитакского поперечного разлома. Расположенные к западу от него блоки характеризуются относительно кислым составом эоценовых эффузивов и слабым развитием интрузивного магматизма. Для блоков, расположенных к востоку от разлома, характерен эвгеосинклинальный тип эоценового вулканизма.

Складчатые структуры и их взаимоотношение с блоковой тектоникой

Севано-Ширакский синклиниорий характеризуется геосинклинальной голоморфной складчатостью. Меловые и палеогеновые отложения интенсивно дислоцированы, слагают ряд крупных линейных и изоклинальных складок обычно с ундулирующими шарнирами, осложненными мелкой складчатостью и разломами. На крыльях синклинория отмечаются сильно сжатые и опрокинутые складки. Встречаются также брахиальные, гребневидные, веерообразные складки, магматические диапиры и центриклинали. Общий план простирания главнейших складчатых и разрывных нарушений дугообразный, что характерно для структурного плана Малого Кавказа в целом.

Анализ схемы взаимоотношений блоковых и складчатых структур показывает, что форма и пространственное размещение складок в значительной степени определяется блоковым строением. В центральных частях блоков складки более широкие и пологие, суживание, погружение или замыкание их происходит преимущественно по краям блоков. На границе разновозрастных соседних блоков складки нередко круто изменяют свое простирание, замыкаются или же приспосабливаются к простиранию более древнего блока. В очаговых круговых блоках складки чаще дугообразны и имеют овально-концентрическое расположение (Халабский и Бор-Бортский блоки). Офиолитовые блоки отличаются более интенсивной дислокацией пород, их перемещением и широким планом складчатости.

Рельеф байкальского фундамента и его взаимоотношение со структурами альпийского комплекса

Нами сделана попытка восстановить рельеф байкальского фундамента синклинория на основе анализа фаций, мощностей, дневного рельефа и сопоставить полученные результаты с геофизическими данными В.И.Никольского, Г.Н.Сироткиной и др., а также с современными структурами альпийского чехла. С этой целью составлены карты байкальского фундамента по геологическим и геофизическим данным. Рельеф фундамента синклинория резко контрастен. В молодых грабен-прогибах (Севанский, Ширакский) и Гетикской и Антарамутской синклиналиях он погружается до 4-5 км, а в Западнобаумском горсте и Спитакском блоке поднимается до +1 +2 км.

На поверхности фундамента, по геофизическим данным, выделяются Лорийско-Красносельский и Ленинакан-Севанский прогибы, разделенные узкой горстообразной Шахлаг-Базумской системой поднятий. Эти структуры хорошо сопоставляются с ранее выделенными нами Лорийским и Намбакским боковыми прогибами и Тандзут-Чичканским центральным поднятием. Указанные желобообразные прогибы фундамента поперечными поднятиями расчленены на частные прогибы, которые в большинстве случаев соответствуют синклинальным структурам чехла (Лорийская, Дилижанская, Красносельская и др.). В рельефе фундамента намечаются также поперечные (антикавказские) поднятия (Спитак-Степанаванское, Анкалзорское, Западноесеванское) и разделяющие их прогибы (Кироваканский, Тежсар-Дилижанский), которые хорошо сопоставляются с описанной выше поперечной зональностью блоков. Рельеф фундамента в центральной части синклинория имеет сравнительно спокойный характер. Здесь связь между складчатыми структурами и элементами рельефа фундамента в большинстве случаев не наблюдается (Намбацкая синклиналь, Дзкнагетская антиклиналь и др.). В СЗ и ЮВ частях синклинория рельеф фундамента имеет более сложное строение и в основном соответствует структурам альпийского комплекса (Ленинаканский, Севанский грабен-прогибы, Западнбазумский горст, Спитакское поднятие, Антарамутская, Ширакская, Красносельская синклинали и др.).

Нами составлена также карта локальных аномалий и горизонтальных градиентов силы тяжести (по материалам Ю.И. Никольского и Т.Н. Сироткиной). На основе анализа всех этих карт можно предположить, что крупные структуры фундамента разграничены разломами (ступенчатые, часто резкие границы между ними, большая контрастность высотных отметок соседних структур и соответствие горизонтальных градиентов силы тяжести их границам), что говорит о его блоковом строении.

Часть II. ИСТОРИЯ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Основные черты палеотектоники территории Армянской ССР и смежных областей

Для выяснения особенностей палеотектонического развития Малого Кавказа нами составлены девять палеотектонических карт, на которых выделены основные структуры данной стадии: интра-

геосинклинали, интрагеосинклинали, срединные массивы, остаточные боковые и другие частные прогибы, центральные поднятия, разломы и др. Для прогибов указывается глубина и характер погружения, формации, их мощность.

Тектоническое развитие Антикавказ в герцинском этапе соответствовало платформенным условиям (Антикавказская эпифайкальская квазиплатформа). Эта точка зрения была развита А.В.Пейве, В.М.Сичивниным и А.А.Габриеляном. В начале палеозоя уже существовал Анкаван-Самикский глубинный разлом, предопределивший впоследствии план структурно-формационной зональности на герцинском и альпийском этапах. Область южнее этого разлома в герцинском этапе испытывала плавное погружение и морское терригенно-карбонатное осадочное накопление. Состав и мощности формации, типы пликативных структур, отсутствие резких несогласий и вулканизма дают основание этот прогиб отнести к категории парагеосинклинали, развивавшейся на квазиплатформе байкальской консолидации (Среднеараксинский парагеосинклиналиный прогиб).

Альпийский этап развития подразделяется на средний, нижний и верхнеальпийский подэтапы и одиннадцать стадий (3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 11, 12).

$K_2, K_3, P_1, P_2, P_3, P_4, P_5, N_1, N_2, A_1, A_2, K_3 - Q$

Начало альпийского этапа знаменовалось образованием на СВ склонах Малого Кавказа глубокого эвгеосинклиналиного прогиба (Сомхето-Кафанская интрагеосинклинали), занимавшего узко вытянутое пространство между Малокавказским поднятием и Закавказским срединным массивом. Неравномерное погружение привело к образованию внутренних грабен-прогибов и горст-поднятий и проявлению мощного начального вулканизма в грабен-прогибах (Аланердский, Самвалдинский, Кафанский и др.). В позднем байосе интрагеосинклинали испытывает инверсию.

В поздней эре - раннем мелу осевые зоны первичных грабен-прогибов испытывают интенсивное поднятие, приведшее к образованию центральных поднятий и боковых прогибов. Дальнейшее развитие центральных поднятий в верхнем мелу и кайнозое привело к образованию современных брахиантиклинорных структур (Аланердская, Самвалдинская, Кафанская и др.), не испытавших обращения. Среднеэревые первичные горст-поднятия вовлекаются в погружение, сопровождающееся вулканической деятельностью. Дальнейшее развитие их привело к формированию современных синклиналиных структур (Идже-

ванская, Дашкесанская, Горисская и др.). Раннеальпийский геосинклинальный этап развития Сомхето-Кафанской зоны завершился в неокоме общим поднятием, складчатостью и внедрением гранитоидной магмы (Кохбский, Цахкашатский, Цавский интрузивы).

Среднеараксинский парагеосинклинальный прогиб, испытавший поднятие в конце герцинского этапа, сочленяется с поднятием южного склона Малого Кавказа. Лишь в его СВ части существовал неглубокий прогиб, который не имел связь с среднеюрским морем Кафанского района.

В среднеальпийском подэтапе ($K_1 - P_2$) происходит существенная перестройка структурного плана Малого Кавказа, заложение и дальнейшее развитие его основных структурно-формационных зон. Прогибы, расположенные южнее Анкаван (Арагац)-Сюникского разлома, зародились и развились на палеозойском эпибайкальском платформенном чехле. Развитие их соответствует миогеосинклинальным условиям. СВ названного разлома на байкальском складчатом основании зародились глубокие эвгеосинклинальные прогибы.

В позднем мелу на территории Малого Кавказа четко обособляются следующие крупные структуры (с севера на юг): Сомхето-Карабахское интрагеоантиклинальное поднятие, Севано-Акеринский интраэвгеосинклинальный прогиб, Кафанское антиклинорное поднятие, Арагац-Сюникское остаточное поднятие, Еревано-Ордубадский миогеосинклинальный прогиб и Норашенское поднятие. Интрагеоантиклинальные поднятия занимали значительно более узкие полосы и в большинстве случаев покрывались морем. Все эти структуры с небольшими изменениями продолжают развиваться и в эоцене. В эоцене Акеринский прогиб частично обособляется от Присеванской интрагеосинклинали, последняя через Вардениское поперечное поднятие сочленяется с Айюцзорским и Ордубадским прогибами.

С начала верхнеальпийского этапа развитие (с позднего эоцена-олигоцена) Малый Кавказ вступает в орогенную стадию своего развития. В позднем эоцене на Малом Кавказе имели место складкообразовательные движения, которые наиболее интенсивно проявились в Аджаро-Триалетской и Присеванской интрагеосинклиналих. Последняя испытывает инверсию, поднятие и внедрение гранитоидной магмы. Большую роль в формировании современной структуры Малого Кавказа играли раннеолигоценовые орогенетические движения. В олигоцене Присеванская зона полностью превращается в геоантиклинальное под-

нятие и, сочленяясь с Сомхето-Карабахской геоантиклиналью, образует единую Малокавказскую геоантиклиналь.

В позднем олигоцене-раннем миоцене, в связи с складкообразовательными движениями и блоковыми подвижками по разломам, Малый Кавказ вовлекается в интенсивное складчато-глыбовое воздымание. В дальнейшем под влиянием неотектонических движений он окончательно преобразовался в складчато-глыбовую горную систему. Свое поднимание Малого Кавказа сопровождалось опусканием прилежащих областей. Области прогибания смещаются на северо-восток и юго-запад, где происходит заложение Куринского и Среднеараксинского наложенных межгорных прогибов.

Вышеизложенное позволяет сформировать некоторые общие закономерности развития Малого Кавказа.

1. В пределах Малого Кавказа можно выделить две крупные историко-тектонические области: Среднеараксинская - на ЮВ и Малокавказская - на СВ, отделенные Анкаван-Сюникской разломной зоной глубокого заложения. Среднеараксинская область характеризуется платформенным или парагеосинклинальным стратиграфическим разрезом от девона до юры и мезогеосинклинальным - от мела до четвертичного периода. Малокавказская область - типично складчатая страна. Геологическое развитие ее в мезозое и кайнозое соответствует эвгеосинклинальным условиям.

2. Настоящие геосинклинальные условия в пределах Малого Кавказа впервые были установлены в начале юры. Они выражались заложением глубокого эвгеосинклинального прогиба вдоль северо-восточного склона Малого Кавказа и его дальнейшей миграцией к юго-западу и северо-востоку.

3. Большинство нижеальпийских антиклинорных структур имеют инверсионный характер и в дальнейшем не испытывали обращения.

4. В альпийском этапе развития Малого Кавказа, наряду с крупными продольными разломами общекавказского простирания, большую роль играли также поперечные разломы. В верхнеальпийском подэтапе роль последних становится более очевидной. В связи с этим тектоническое развитие Малого Кавказа носит складчато-блоковый характер.

5. В альпийском этапе развития на Малом Кавказе формируются два интравгеосинклинальных прогиба (Сомхето-Кафянский и Севано-Зангезурский), индивидуальное развитие которых представляет

собой как-бы краткое повторение почти всех основных стадий исторического развития геосинклинали в целом. Эти прогибы не представляли собой единого целого, а состояли из ряда частных грабен-прогибов, которые были расположены кулисообразно вдоль их мульдовой зоны.

6. В тектоническом развитии Малого Кавказа важную роль играл Анкаван-Сюникский разлом глубокого залегания. Этот долгоживущий консервативный разлом очень древнего залегания - в байкальско-каледонском этапе он уже существовал. По разлому территория Антикавказка разделяется на две зоны, существенно отличающиеся строением и историей развития. Он прослеживается в общекавказском направлении по всей территории республики и является частью крупного регионального разлома, по которому Анатолийско-Малокавказская складчатая система отделяется от Центрально-Иранского срединного массива. Это широкая (до 20-25 км) разломная зона. Детальное изучение ее, в частности, на тех участках, где она перекрыта плиоцен-четвертичными образованиями, имеет важное практическое значение.

АНАЛИЗ ФОРМАЦИЙ

В начале этой главы приводятся представления автора о понятии "формация", принципах их выделения и применении формационного анализа при геологических исследованиях. Эти вопросы разработаны все еще недостаточно. Формация - это понятие не только литолого-структурное, но и палеогеографическое. Необходимым условием для ее формирования - длительное сохранение на данном участке одинаковых палеотектонических и палеогеографических условий. Среди последних ведущее место занимают палеоклимат и палеорельеф. В эвгеосинклинальных областях важным фактором, определяющим облик формаций, является вулканизм. Это в полной мере относится к исследованному региону.

Геологические формации понимаются нами как парагенетические ассоциации пород, формирующихся на определенных участках структурно-формационных зон в определенных стадиях их палеотектонического и палеогеографического развития. Однако это определение не учитывает значение стратиграфического фактора. Отдельные геологические эпохи имеют свои специфические черты развития планетарного масштаба. Большое сходство обнаруживают многие синхронные марганце-

носные, угленосные, галогенные, красноцветные и другие отложения различных областей. Индивидуальные признаки одноименных синхронных формаций нередко служат хорошими стратиграфическими критериями для определения их возраста. В то же время разновозрастные одноименные формации даже в той же структурно-формационной зоне по ряду признаков значительно отличаются друг от друга. В работе приводится много примеров по Малому Кавказу. Путем сопоставления одноименных синхронных и разновозрастных формаций можно выявить их общие и отличительные особенности. В связи с этим при выделении и классификации формаций в составе однотипных формаций необходимо выделить таксономические единицы более низкого порядка по возрастному признаку.

Некоторые особенности формирования и взаимоотношения
эвгеосинклинальных вулканических, вулканогенно-осадочных
и осадочных формаций

Геосинклинальные формации можно расчленить на эвгеосинклинальные, миогеосинклинальные и формации срединных массивов. Каждая из этих групп характеризуется определенным комплексом формаций. Нередко в той же структурно-формационной зоне встречаются эвгеосинклинальные и миогеосинклинальные формации, которые характеризуют различные стадии ее тектонического развития.

Изучение основных закономерностей формирования и взаимоотношения формаций показывает, что в истории развития интрагеосинклинали отражаются почти все этапы и стадии развития геосинклинальной области. В связи с этим в учении о геосинклиналях можно установить так называемый тектоногенетический закон, согласно которому индивидуальное развитие интрагеосинклинального прогиба кратко повторяет историческое развитие геосинклинали в целом. История развития Севано-Ширакской интрагеосинклинали является ярким примером этого закона.

В пределах исследованной области выделены семнадцать формаций. Преобладают эвгеосинклинальные вулканогенно-осадочные и магматические формации. В молодых грабен-прогибах развиты формации переходной группы (по терминологии Л.Б.Рухина). Встречаются также миогеосинклинальные терригенно-карбонатные формации.

В истории тектонического развития синклиория отчетливо выделяются четыре стадии развития и соответственно им четыре формации-

онных ряда. Раннегеосинклиальная стадия – терригенная, вулканогенно-осадочная, базит-гипербазитовая, терригенно-карбонатная формации. Позднегеосинклиальная стадия – терригенно-карбонатная, вулканогенно-осадочная, андезитовая, субвулканическая (липаритовая), габбро-диоритовая формации. Раннеорогенная стадия – терригенная (морская), андезитовая (морская и наземная), габбро-гранодиоритовая, трахиандезитовая, щелочно-сиенитовая и континентальная молассовая (угленосная) формации. Позднеорогенная стадия – молассовая вулканогенно-пролювиальная и андезито-базальтовая (наземная) формации.

Количественное соотношение осадочных, вулканогенно-осадочных и вулканогенных формаций в различных стадиях развития различно. В позднегеосинклиальной стадии резко возрастает роль вулканогенно-осадочных и вулканогенных формаций. В начале и конце геосинклиального развития большое место занимают осадочные и эффузивно-осадочные формации. В орогенной стадии преобладают вулканоплутонические и терригенные формации. Отмечается определенная генетическая связь более отчетливо между эффузивными и эффузивно-осадочными и, менее отчетливо, между эффузивно-осадочными и осадочными формациями. Эффузивно-осадочные формации приурочены в основном к периферическим частям палеовулканических массивов и по составу близки слагающим их породам.

В размещении морских эффузивно-осадочных фаций отмечается зональность по отношению к очагу извержения и глубине формирования. Вблизи очага накапливается грубый, неокатанный материал (лавсбрекчии, туфолавы, туфы, агломераты). С удалением от него последние замещаются туфоконгломератами, туфопесчаниками, затем пелитоморфными туфами, туфоалевролитами, силицитами. Аналогичная закономерность устанавливается для всего синклиория в целом. В его центральной части, где в эоцене были сосредоточены наиболее мощные очаги вулканизма, в разрезе преобладают лавы, грубые туфолавы, туфобрекчии. По его краям развиты терригенно-пирокластические и осадочные породы.

Терригенные породы нижнего и среднего эоцена обнаруживают парагенетическую связь с одновозрастной эффузивно-осадочной формацией и рядом признаков отличаются от аналогичных пород мела и верхнего эоцена.

Анализ циклического строения континентальных угленосных мо- л а с с. Детальными исследованиями установлено циклическое строение озерно-пролювиальных угленосных отложений Дилижанского и Амасийского месторождений. Составлены схемы ритмостратиграфического расчленения и ритмограммы. При выделении отдельных циклов основным критерием была выбрана генетическая связь и смена фаций в разрезе (фациальные циклы). Указанные отложения отличаются бедностью ископаемой фауны. Однако ритмостратиграфические критерии позволяют достаточно подробно их расчленить и коррелировать. Границы ритмоподсвет и ритмопачек являются надежными, синхронными в возрастном отношении уровнями, и в этом смысле их значение едва ли следует оценивать ниже биостратиграфических реперов. Рассматриваемые отложения объединены в дилижанскую ритмосвиту, представляющую собой полный цикл седиментации; начинается цикл озерными отложениями и завершается болотными. Делится он на две ритмоподсветы. Нижняя представляет собой ингрессивную, а верхняя - регрессивную часть цикла. Ритмоподсветы состоят из определенных парагенетических ассоциаций фаций. В их составе выделены 4 ритмопачки и 30 ритмов.

Х а р а к т е р и с т и к а г л а в н е й ш и х ф о р м а ц и й

В начале этой главы рассматриваются некоторые общие вопросы типизации, принципов выделения и пространственного размещения магматических формаций, которые занимают ведущее место в геологическом строении синклиория. Выявление закономерностей генетической взаимосвязи тектоники и магматизма является одной из важнейших проблем в изучении тектоники и петрологии синклиория. Здесь четко устанавливается классическая последовательность геосинклинального магматизма, установленная Г.Штилле для внутренних зон (интернид), соответствующих эвгеосинклинальному состоянию. Она выражается в следующем: начальный (инициальный) магматизм имеет офиолитовый, синорогенный - гранитоидный (первая фаза) и щелочной (вторая фаза) характер. Позднеорогенный магматизм делится на субсеквентный андезитовый и конечный (финальный) базальтовый. Последовательность магматологического цикла вполне соответ-

ствует закономерностям развития геосинклинального цикла.

Магматические породы исследованной области характеризуются большой разнообразностью фаций и состава. Петрографически они хорошо изучены, но детальный анализ формаций приводится впервые. Между тем последний имеет и в некоторой степени методическое значение, так как дает богатый материал для выяснения ряда общих вопросов эволюции магмы, принципов выделения, взаимоотношения и условий формирования магматических формаций.

Вышеприведенное определение понятия "формація" относится к осадочным и магматическим формациям. Эти формации частные проявления единого общего понятия, однако полное отождествление их невозможно. Так, образование осадочных формаций определяет три главных фактора: физико-географические условия седиментогенеза, тектонический режим и исходное вещество. Основными факторами образования магматических формаций являются исходное вещество (исходная магма) и условия формирования (в частности глубина). Очень велика и роль тектонического фактора. Роль климатического фактора, имеющего важное значение при образовании осадочных формаций, здесь незначительна.

В исследованной области магматические формации выделены по следующим признакам: а) взаимосвязь магматизма с определенными этапами тектонического развития синклинория. Все магматические формации расчленяются на неорогенные и синорогенные; б) геологические условия формирования (интрузивные, субэффузивные и эффузивные); в) петрографический состав пород. Конкретные формации выделены на основании парагенетических ассоциаций пород, связанных с кристаллизацией определенного типа магмы в одинаковых тектонических и геологических условиях; г) нами учтен также возраст пород.

Отмечается закономерное чередование, а местами циклическое повторение магматических формаций во времени. Интрузивные и эффузивные формации отдельных стадий тектонического развития комагматичны, но проявления эффузивной деятельности в большинстве случаев опережали внедрение интрузий.

Магмотектонические исследования синклинория в первую очередь базируются на изучении интрузивных и субэффузивных формаций. Взаимобусловленность последних и тектоники выражается чрезвычайно отчетливо. Синклинорий характеризуется мощным проявлением

палеогенового и мелового глубинного магматизма. Крупные гранитоидные и базит-гипербазитовые интрузии образуют прерывистую дугообразную полосу общекавказского направления соответственно простирания главнейших тектонических структур. Отдельные группы и составляющие их интрузивные тела внутри полос также вытянуты вдоль структур. Намечается закономерное изменение состава интрузий во времени от гипербазитов через габброиды и гранитоиды до щелочных и нефелиновых сиенитов. Неорогенный интрузивный магматизм охватывает относительно большой интервал времени (мел-средний эоцен) и проявился преимущественно пластообразными залежами, линзовидными и дайкообразными телами. Синорогенный магматизм проявился в более короткое время (верхний эоцен - нижний олигоцен), имеет plutonic характер и представлен крупными массивами.

В структурном отношении интрузивные формации тяготеют к СВ и ЮЗ внутренним краям синклинория и приурочены к зоне глубинного структурного шва, разделяющего Малокавказскую складчатую систему и Среднеараксинский срединный массив. Крупные гранитоидные и щелочные интрузии (Базумский, Памбакский и др.) приурочены к участкам сочленения зоны глубинного разлома с поперечными разломами.

Интрузии в плане имеют самые различные формы - от небольших простых до сложных коническо-кольцевых и пластоподобных тел гигантских размеров. Большинство интрузий локализовано в пликтивных структурах, чаще антиклинальных, при этом нередко контакты их согласуются с дислоцированностью или слоистостью вмещающих пород (гипербазиты, гипабиссальные габброиды, некоторые гранитоиды). В некоторых случаях (гипабиссальные габброиды) в приуроченности интрузивов к локальным структурам какие-либо закономерности не намечаются. Почти все интрузивные формации, в частности, гранитоидные и щелочные, многофациальные и представлены как plutonic массивами, так и жильными дериватами и субэффузивными фациями.

Геосинклинальные (неорогенные) формации

Раннегеосинклинальные формации

Нижнесенонская диабаз-радиоляритовая формация развита в Зодском и Западнобазумском блоках; пространственно и генетически ассоциирует с базит-гипербазитовой формацией и вместе с ней составляет единую вулканоплутоническую формацию. Диабаз-радиоляритовая

Формация сложена диабазами, порфиритами, спилитами, туфами, туфобрекчиями с пачками и линзами яшмовидных пород, радиоляритов и известняков. Мощность до 800 м. Развитие формации контролируется Севанским глубинным разломом. Время формирования ее несколько опережало внедрения гипербазитов и соответствует началу раннегеосинклинального этапа развития.

Верхнемеловая базит-гипербазитовая формация локализована в пределах узкого Малокавказского офиолитового пояса. На территории синклинали внутри пояса выделяются две группы габбро-гипербазитов: Севанская на ЮВ и Базумо-Амасийская на СВ. Пояс с севера и юга разграничен крупными перпендикулярными разломами, представляющими собой ограничения зоны глубинного разлома шириной 3-15 км. Им соответствуют высокие горизонтальные градиенты силы тяжести.

Большинство габбро-гипербазитовых массивов представлено согласными интрузиями и встречается в виде вытянутых лакколитообразных и пластообразных (Караиман-Золский, Джил-Сатанахачский, Мумуханский, Кармракарский), дайкообразных (Желто-Чернореченский), штокообразных (Катнахпур-Карахачский) тел. Формация сложена перидотитами (преобладают), дунитами, пироксенитами. Все эти породы интенсивно серпентинизированы и нередко превращены в серпентиниты. Основные породы имеют несколько подчиненное значение (габбро, нориты, трактолиты, диориты).

Габбро-гипербазитовые интрузии обычно приурочены к ядрам антиклиналей и вытянуты вдоль оси складки. Нередко они дислоцированы совместно с вмещающими отложениями (Шоржинский, Кармракарский массивы). Местами внедрение гипербазитов в холодном виде имело место по разломам, что привело к их разлинзованию и механическому воздействию на вмещающие породы. Формация приурочена к приподнятым участкам глубинного разлома. Здесь разлом представляет собой зону тектонического дробления и метаморфизма. Это участки интенсивного мелового прогибания, испытавшие инверсию в конце мела. Они в своем тектоническом развитии несколько опередили общий ход развития синклинали и в палеогеновых движениях принимали участие в виде консолидированных массивов. Эти участки, закупоренные в мелу телами базитов и гипербазитов, в эоцене явились плохими проводниками для поднимающейся кислой магмы. Офиолитовый пояс развит по краю синклинали, что характерно для многих эвгеосинклиналей.

Габбро-гипербазитовая формация выражает начальную стадию развития Севано-Ширакской интрагеосинклинали. На границе опускающегося интрагеосинклинального прогиба и соседнего интрагеосинклинального поднятия образовались крупные флексуры и трещины, которые проникали в глубокие зоны земной коры и являлись проводниками для поднятия ультраосновной магмы. Широкое внедрение этой магмы является начальной формой эволюции эвгеосинклинального магматизма и соответствует ее высокой тектонической активности. Следующая стадия наибольшей тектонической активности соответствует стадии зрелости и раннеорогенного развития интрагеосинклинали, когда имело место внедрение гранитоидной и щелочной магмы в широких масштабах.

Верхнесенонская карбонатная формация на территории синклинория имеет почти повсеместное развитие. Она сложена известняками и мергелями мощностью до 600 м. Формирование ее соответствует максимуму верхнемеловой трансгрессии и стабилизации тектонических движений.

Позднегеосинклинальные формации

Нижнеэоценовая терригенно-карбонатная формация делится на терригенно-угленосную и карбонатную субформацию. Терригенно-угленосная субформация развита в нижних частях эоценовых трансгрессивных толщ. Отложения ее нередко содержат большое количество пирокластического материала. В составе субформации выделены следующие фации: литоральные и сублиторальные конгломераты, железистые песчаники, полимиктовые песчаники, прибрежные болотные фации. В работе дана подробная характеристика этих фаций. Карбонатная субформация слагает немощную (до 100-120 м), но выдержанную толщу известняков в низах эоценового разреза. Эти известняки, в отличие от верхнесенонских, содержат большую примесь пирокластического и песчано-гравийного материала. Типичные (морфологически) рифовые массивы нами отмечены вдоль южного подножия Иджеванского хребта в районе с. Куйбышев.

Формирование терригенно-карбонатной формации соответствует началу позднегеосинклинального погружения синклинория.

Нижнеэоценовая терригенно-пирокластическая флишевая формация развита по южному склону Ширакского хребта и соответствует лусахпорской свите. Она сложена туфами, туфитами, туфопесчаниками, ту-

фогравелитами и известковистыми туфоалевролитами мощностью до 220 м. В ее разрезе установлены 20 макроритмов мощностью 1,7-24 м. Во всех ритмах грубозернистость пород уменьшается снизу вверх. Макрофауна отсутствует, в низах разреза отмечены биоглифы, это типичный терригенно-пирокластический флиш, условия формирования которого в литературе освещены слабо. Время его образования соответствует концу раннегеосинклинального этапа развития, когда интрасинклинальный прогиб испытывал частное поднятие, проявлявшееся более интенсивно вдоль кильев прогиба. В его кульевой зоне образовался узко вытянутый остаточный прогиб, где и происходило флишевое осадконакопление. Поднятие сопровождалось вулканизмом в районе гор. Спитака и верховьях р. Чибучи с спазматическими выбросами пирокластического материала.

Среднеэоценовая вулканогенно-осадочная флишеидная формация, соответствующая ширакской свите, имеет весьма широкое развитие, характеризуется большой мощностью (до 3330 м) и разнообразием петрографического состава. В ее составе выделены осадочно-пирокластическая и вулканогенно-кремнистая субформации, генетически и пространственно тесно связанные между собой.

Осадочно-пирокластическая субформация составляет большую часть среднеэоценового разреза Ширакского, Намбакского, Арегунийского хребтов, бассейна оз. Севан, низовьев р. Гетик, района с. Орджоникидзе, Спитакского перевала и сложена многократно и ритмично чередующимися в разрезе различными туфами, туфобрекчиями, туфитами, туфопелитами, туфоалевролитами, туфопесчаниками, туфоконгломератами, известняками, а также потоками лав среднего состава и линзами биогермов. Все эти породы связаны между собой сложными функциональными переходами, характеризуются хорошо выраженной слоистостью и нередко подвержены хлоритизации, силификации и карбонатизации. Формирование субформации имело место в позднегеосинклинальном этапе развития интрагеосинклинали на ЮВ и СЗ сильно прогибающихся участках среднеэоценового моря при мощном эксплозивном подводном вулканизме в ее центральной части.

Кремнисто-вулканогенная субформация по составу и строению несколько отличается от описанных в литературе типичных одноименных формаций. В ее составе большое место занимают различные терригенно-пирокластические и яшмовидные породы, а также кремнистые сланцы с остатками радиолярий. Эти породы ассоциируются с потоками

ми андезитов, дацитов, линзами нуммулитовых известняков и согласными пластовыми залежами гипабиссальных габброидов. Этой формации свойственна горизонтальная, нередко тонкая слоистость, группирующаяся в четкие ритмы. Формирование субформации происходило в позднегеосинклинальном этапе в наиболее глубоких частях среднеэоценового моря в эпоху наибольшего прогибания и интенсивного подводного вулканизма. Пространственное развитие субформации контролируется глубинными разломами, вдоль которых были расположены подводные вулканы.

Среднеэоценовая андезитовая формация имеет широкое развитие и доминирует среди магматических формаций. Она генетически и пространственно тесно связана с гранодиоритовой формацией и вместе с ней слагает единую вулканоплутоническую формацию. Андезитовая формация многофациальна (покровы, потоки, экструзивы, жерловые фации). Преобладают покровы и потоки. Установлено переслаивание различных по составу лав и пирокластов с туфогенными и осадочными породами, что говорит о покровной форме залегания лав. Последние повсюду неоднократно чередуются с туфолавами и лавобрекчиями, с которыми связаны постепенными переходами. Экструзивные и жерловые фации отмечены у сс.Лермонтово, Фиолетово, гор.Спитакка, на южном склоне Арегунийского хребта и т.д. В нижней части формации преобладают андезиты, андезито-базальты, в верхней - дацитовые порфиры, андезито-дациты и кератофирн; встречаются также спилиты. В широкой полосе перевал Севанский-Дилижан-Кировакан-перевал Пушкинский (основное поле развития формации) породы ее значительно изменены, хлоритизированы и имеют "зеленокаменный" облик. Формирование андезитовой формации соответствует позднегеосинклинальному наиболее интенсивно прогибающемуся этапу развития интрагеосинклинали в подводных условиях, преимущественно в ее центральной части, где имели место наиболее глубокие расколы земной коры.

Среднеэоценовая гипабиссальная габбро-диоритовая формация имеет большое развитие на Ширакском хребте, в Амасийском и Красносельском районах, в бассейнах рр.Чичкан, Марцигет, Агарцин. Состав ее однообразен (габбро-диориты, габбро-диабазы, габбро). Она по генезису и условиям залегания отличается от базит-гипербазитовой и гранодиоритовой формаций, занимая в то же время промежуточное место между ними в процессе эволюции магмы. Выходы гипабиссальных габброидов нередко образуют шаровидные или столбча-

то-цилиндрические формы выветривания с концентрически-скорлуповатым строением.

Интрузии этой формации размещены в туфоосадочной толще среднего эоцена и представлены согласными пластовыми залежами, факолитами, куполовидными и штокообразными телами. Пластовые залежи нередко залегают удивительно согласно внутри слоистых пород, не нарушая первичного залегания слоев, дислоцированы совместно с вмещающими породами и вместе с ними участвуют в строении складок.

Габбро-диоритовая формация в общем тяготеет к зоне глубинного разлома, однако четкая приуроченность отдельных интрузий к приповерхностным разломам не отмечается. Определенной закономерности в приуроченности интрузий к пликативным структурам также не наблюдается. Пластовые залежи приурочены к крыльям складок, чаще к приосевым частям антиклиналей. Штокообразные тела встречаются как в ядре, так и на крыльях складок. На некоторых участках синклинория отмечены магматические диапиры и центриклинали с габброидным массивом в ядре.

Палеотектонические условия образования формации в литературе освещены весьма слабо. Внедрение ее следует за офиолитовой стадией развития интрагеосинклинали и соответствует позднегеосинклинальному этапу наибольшего ее прогибания. Этот неорогенный коседиментационный магматизм проявился внедрением основной магмы в толщу морских туфоосадочных осадков среднего эоцена. Слабые изменения экзоконтактных пород, согласное залегание пластовых залежей, отсутствие местами резких границ между ними и вмещающими породами, их совместная дислокация, а также неполнокристаллическая структура габбро-диоритов, наличие магматических диапиров и приподнятых участков вмещающих слоев свидетельствуют о том, что при внедрении магмы нагрузка вышележащих осадков была невелика и эти осадки все еще не подверглись полной литификации.

Висячем боку некоторых пластовых интрузий в экзоконтактах признаки метаморфизма не отмечаются, а в эндоконтактах развиты более мелкозернистые породы, что наводит на мысль об излиянии этих залежей на морское дно. Формированием гипабиссальной габбро-диоритовой формации завершается начальный (инициальный - по Г. Утилле) магматизм интрагеосинклинали.

Синорогенные формации

Раннеорогенные формации

Предверхнеэоценовая габбро-гранодиоритовая формация среди интрузивных формаций занимает ведущее место. Она представлена крупными (Базумский, Головинский, Агавнадзорский, Меградзорский) и малыми интрузиями, слагающими три прерывистые полосы общекавказского направления: северную и южную — по границам и мощную центральную — по мульдовой зоне синклинория. Эта полифазная формация размещена в вулканогенной толще среднего эоцена и характеризуется непостоянством состава пород (кварцевые диориты, диориты, гранодиориты, граниты, монцититы, тоналиты, сиенито-диориты). Ранняя фаза внедрения представлена небольшими телами габброидов.

Все крупные интрузии вытянуты в виде дайкообразных тел вдоль глубинных разломов параллельно главному простиранию тектонических структур. Наиболее крупные гранитоидные интрузии сосредоточены в центральной части синклинория. Здесь вмещающие среднеэоценовые вулканогенные образования обладают большими мощностями. В СЗ и ЮВ частях синклинория, где средний эоцен представлен преимущественно осадочно-пирокластическими породами, гранитоидные интрузии почти отсутствуют. Все это свидетельствует о существовании генетической связи между среднеэоценовым эффузивным и предверхнеэоценовым интрузивным вулканизмом, а также о большой интенсивности и контрастности среднеэоценовых нисходящих и предверхнеэоценовых орогенетических движений в центральной части синклинория.

Интрузии габбро-гранитоидной формации тяготеют как к антиклинальным, так и синклинальным складкам. Пространственное размещение и морфология интрузий определялись в основном характером тех разрывных нарушений, которые контролируют их внедрение. Данные о морфологии гранитоидных интрузий скудные. Возможно, что крупные из них (Базумская, Меградзорская и др.) представляют собой своего рода пластоподобные или дайкообразные крутопадающие залежи гигантских размеров, внедрившиеся по крупным крутым разломам. Все они являются трещинными интрузиями. Многие из них приурочены к тем участкам глубинных разломов, где они пересекаются поперечными.

Габбро-гранодиоритовая формация генетически связана с предверхнеэоценовыми складкообразовательными движениями, которые соответствуют инверсии интрагеосинклинального прогиба и началу орогенного этапа ее развития.

Верхнеэоценовая андезито-дацитовая формация (памбакская свита) широко развита и слагает ядро многих крупных синклинальных складок в бассейнах рр. Гетик, Блдан, Штоганаджур, в районе г. Бор-борт, с. Антарамут и др. Мощность ее до 1500 м. Нижняя часть формации сложена андезито-базальтами и андезитами, верхняя — андезито-дацитами, дацитами и липарито-дацитами, выраженными покровами, потоками, дайками, куполовидными и лакколитоподобными телами. Формирование формации соответствует началу раннеорогенного этапа развития интрагеосинклинали. На этом этапе благодаря инверсии и усилению дифференцированных движений, происходило ее структурное расчленение на центральное поднятие и остаточные боковые прогибы. Погружение последних сопровождалось мощными проявлениями подводного и наземного вулканизма среднего, а затем и кислого составов.

Верхнеэоценовая трахиандезитовая формация также входит в состав памбакской свиты и развита в гребневой зоне одноименного хребта и на некоторых участках Базумского и Арегунийского хребтов. Представлена трахиандезитами, в меньшей мере трахитами, эпидейцитовыми порфирами и их пирокластолитами. Все эти породы ассоциируют с щелочными интрузивными породами Памбакского комплекса. Распространение их определяется ореолом воздействия щелочных интрузий. Формирование этой формации также имело место в верхнеэоценовых остаточных геосинклинальных прогибах.

Нижнеолигоценовая щелочно-сиенитовая формация охватывает Памбакский щелочной комплекс, который представлен очень интересным и уникальным на Малом Кавказе Тежсарским интрузивом центрального типа с концентрически-зональным строением и несколько более мелкими массивами. В составе формации преобладают нефелиновые, псевдолейцитовые и щелочные сиениты, связанные постепенными переходами. Тежсарская интрузия приурочена к мульдовой части Памбакской синклинали, вокруг нее отмечается центриклинальное залегание вмещающих верхнеэоценовых пород. Возможно, конически-кольцевое строение интрузии обусловлено наличием на данном участке круговых тектонических структур. Кольцевые структуры с эоценовыми эффузивными и субэффузивными образованиями в центре отмечены и на других участках синклинория (гг. Б. Маймех, Бор-борт). Внедрение формации имело место в раннеорогенном этапе развития в бортовых активизированных прогибах, которые в результате проявле-

ния пиренейской орофазы испытывали интенсивное поднятие и складкообразование. Гранодиоритовая и щелочно-сиенитовая формации представляют собой высокоорогенные формации. Последующий позднеорогенный магматизм не имеет плутонический характер.

Олигоценовая молассовая формация, соответствующая дилижанской свите, имеет ограниченное развитие. Для ее нижней части характерны пресноводно-озерные фации, которые соответствуют погружению Дилижанской наложенной мульды и ингрессии олигоценового моря Куринской депрессии. Здесь выделены фации озерных песчаников, глин, глинистых и битуминозных сланцев. Верхняя часть разреза представлена озерно-пролювиальными и болотными отложениями (фации русловых песчаников, конгломератов, болотных песчаников и углистых пород). В работе дана детальная характеристика отдельных фаций. Выше указывалось о ритмичном строении этой формации.

Рассматриваемые молассы в отличие от собственно моласс, характерных краевым и межгорным прогибам, образовались в раннеорогенном этапе в небольших вытянутых наложенных мульдах, расположенных в осевой зоне центрального поднятия вдоль тектонических нарушений. Для них характерно увеличение содержания грубого материала в восходящем разрезе, битуминозность и угленосность отложений и проявление вулканизма в слабой форме. Эти молассы по условиям образования соответствуют молассам наложенных впадин, выделенных О.А.Мазаровичем в Альпийской складчатой области, но несравненно с меньшими масштабами осадконакопления.

Позднеорогенные формации

Нижнеплиоценовая вулканогенно-терригенная молассовая формация сложена грубообломочными андезитовыми туфобрекчиями, туфоконгломератами, туфами, пемзово-пелловыми отложениями, угленосными туфопесчаниками, туфоглинами, потоками и небольшими экструзиями андезитов и дацитов мощностью до 800 м. Эта формация (вохчабердская свита) имеет широкое развитие на Малом Кавказе и соответствует началу последнего крупного позднегеосинклинального этапа развития. Вслед за формированием крупного предплиоценового поднятия Малокавказской геоантиклинали в нижнем и среднем плиоцене на ее южном крыле имело место новое опускание, приведшее к образованию пологой наложенной межгорной котловины, где происходило накопление мощных молассовых континентальных и вулканогенно-обломочных отложений.

Среднеплиоценовая андезито-дацитовая формация генетически и пространственно связана с вышеупомянутой молассовой формацией.

Верхнеплиоцен-нижнечетвертичная базальт-андезитовая формация широко развита в молодых грабен-прогибах (лорийский, Севанский). Она сложена долеритовыми базальтами, андезито-базальтами, сменяющимися кверху андезитами, андезито-дацитами, дацитами и имеет покровный характер. Лавовые потоки бронируют слабо пенепленизированный рельеф на больших площадях. Излияние долеритовых базальтов имеет трещинный характер. Более кислые лавы, слагающие сооружение хребтов, изливались из центральных вулканов. Формирование формации генетически связано с позднеорогенными блоковыми подвижками по разломам.

Обоснование возраста интрузивных формаций

Вопросы возраста базит-гипербазитовых интрузий до сих пор являются дискуссионными, что обусловлено отсутствием веских данных об условиях их внедрения (первичное внедрение магмы, протрузии, тектонические клинья). Имеются следующие стратиграфические данные о возрастных границах офиолитовых интрузий, независимо от условий их внедрения. Часть интрузий СВ побережья оз. Севан (Кариман-Зодская) и Амасийского района (Мумуханская), прорывает вулканогенно-осадочную толщу нижнего коньяка и перекрывается верхнеконьяк-сантонскими терригенными отложениями с гальками габброидов и гипербазитов. Шоржинская, Артанишская, Джил-Сатанахачская интрузии прорывают карбонатную толщу кампан-маастрихта. В экзоконтактах известняки сильно изменены, местами в массивах (Джил-Сатанахачский) встречаются их останцы с первичными элементами залегания. Мелкие выходы в районе сс. Арданиш, Тохлуджа прорывают породы нижнего и среднего эоцена. На основании этих данных, мы, вслед за А.Т. Асланяном, выделяем три этапа внедрения габбро-гипербазитов: коньякский, предпалеогеновый и предверхнеэоценовый.

Стратиграфическими исследованиями автора в значительной мере уточнен возраст палеогеновых гранитоидов, которые прорывают вулканогенно-осадочную толщу среднего эоцена, но верхний предел возраста их определялся условно в широких интервалах (средний эоцен - миоплиоцен). Установление верхнеэоценового возраста памбакской свиты позволяет уточнить возраст указанных интрузий как предверхнеэоценовый. На южном склоне Базумского хребта к СВ от с. Гамзачиман, в верховьях р. Бцдан, у с. Урут гранитоидные интрузии трансгрессивно покрываются вулканогенно-обломочными отложе-

ниями памбакской свиты с галькой гранитоидов в базальных конгломератах.

По данным предыдущих исследователей, щелочные интрузии Памбакского комплекса прорывают вулканогенную толщу среднего эоцена и покрываются андезитами миоплиоцена. Новые данные, позволяющие уточнить возрастные границы этих интрузий, сводятся к следующему: щелочные интрузии прорывают вулканогенную свиту верхнего эоцена (памбакская свита). Это взаимоотношение для Бундукского массива отчетливо наблюдается к СВ от с.Гамзачиман. Гальки их обнаружены в базальных конгломератах дилижанской свиты (средний-верхний олигоцен). В составе галек установлены почти все разновидности щелочных пород Бундукского массива. Последний на СЗ склоне г.Бундук ингрессивно перекрывается отложениями дилижанской свиты, а к СВ от с.Гамзачиман прорывает конгломераты верхнего эоцена с гальками гранитоидов Базумского массива. Эти данные указывают на нижнеолигоценный возраст щелочного комплекса, что подтверждается данными абсолютного возраста (30-35 млн.лет).

ЭТАПЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ

Д о а л ь п и й с к и й э т а п

В исследованной области байкальский субстрат покрывается альпийским складчатым комплексом. Фрагменты субстрата выступают в соседнем Цахкуняцком антиклинории, где в его разрезе, по данным Р.А.Агамаляна, выделяются две серии: нижняя - пятнистые, кварцитовые и графитовые кристаллосланцы с пачками мраморов (верхний докембрий) и верхняя - филлиты, метавулканиты и мраморы (нижний эопалеозой). Соответственно выделяются два этапа развития субстрата.

По упомянутому автору, исходным веществом пород нижней серии в восходящем разрезе являются псаммито-пелитовые, кварцевые песчаные, карбонатные и углисто-глинистые осадки, что указывает на постепенное обмеление бассейна и миогеосинклинальные условия развития. Время формирования этих осадков соответствует заключительному этапу тектоно-седиментационного цикла. Затем имели место поднятия, складчатость антикавказского направления и процессы регионального метаморфизма в фации альмандиновых амфиболитов. Второй этап развития субстрата начался интенсивным погружением,

трансгрессией моря и литоральным песчано-гравийным осадконакоплением (исходные осадки метааркозовых филлитов), затем имело место частичное поднятие и регрессия моря. Во второй половине этапа происходило резко дифференцированное погружение, сопровождавшееся интенсивным вулканизмом (исходные лавы порфиритоидов и порфиридов) и внедрением ультраосновной магмы. В конце этапа происходили интенсивные орогенетические движения с низкотемпературным региональным метаморфизмом в фации зеленых сланцев. Развитие этапа соответствует эвгеосинклинальным условиям.

В каледонском и герцинском этапах развития территория синклинория испытывала слабое геоантиклинальное поднятие с периодическими стабилизациями тектонических движений и подставляла терригенный материал в Среднеараксинский парагеосинклинальный прогиб. Мелкозернистость и однородность песчаных пород этого прогиба и широкое развитие глинистых и известняковых отложений указывают на слабо расчлененный равнинный рельеф и спокойный тектонический режим области питания. Последняя по характеру тектонических движений приближается к платформе.

А л ь п и й с к и й э т а п

Для этого этапа развития составлены 13 фациально-палеогеографических карт. Ниже дается их краткий анализ.

П о з д н я я ю р а - р а н н и й м е л. В конце юры и начале мела Сомхето-Карабахская интрагеосинклиналь испытывает инверсию и поднятие. Ось максимального прогибания перемещается на север и юг. На юге в пределах исследованной области образуется узко вытянутый миеосинклинальный прогиб (Базумский) близшнротного направления, охвативший район Базумского хребта и северную часть бассейна оз. Севан. С образованием этого прогиба связано начало геосинклинального развития области. К юго-востоку он присоединяется к прогибам восточной части Малого Кавказа и Кафанского района. В неокоме и альбе Базумский прогиб испытывал равномерное погружение с накоплением карбонатно-глинистых илистых и песчаных осадков мощностью до 1700 м. Наличие в них остатков аммонитов и белемнитов свидетельствует о теплом климате и нормальной солености бассейна. В результате проявления австрийской орофазы море покидает исследованную территорию; оформляются основные черты структуры Базумского горста.

К о н ь я к - с а н т о н. Коньякский век характеризовался резко дифференцированным погружением и значительным расширением морской трансгрессии. В это время имело место заложение почти всех среднеальпийских геосинклинальных прогибов Малого Кавказа и воздымание ограничивающих их геоантиклинальных поднятий. Индивидуальность развития Севано-Ширакской геосинклинали в коньякском веке проявляется более отчетливо. Она постепенно расширяется за счет соседних поднятий. Проявляются первые черты его блокового строения. Амасийский, Ширакский и Зодский блоки испытывали наибольшее прогибание (около 1000 м), сопровождавшееся мощными проявлениями офиолитового вулканизма. В Спитакском блоке погружение было менее интенсивным и сопровождалось морским терригенно-карбонатным осадконакоплением (400-500 м). В коньякском веке окончательно оформляются основные черты структуры офиолитовых блоков.

В сантонском веке трансгрессия расширяется. Почти вся территория синклинория покрывается морем, которое через Иджеванский пролив объединяется с морем Куринской зоны. Вулканизм ослабляется, большое развитие получают глинисто-известковые и песчаные осадки (400-500 м). В восточной части Зодского блока отлагались грубообломочные осадки (500-600 м). В конце сантона частичное поднятие не приводит к полной инверсии интрагеосинклинали. В Спитакском и Ширакском блоках море продолжает существовать и в верхнем сеноне. Вышеизложенное указывает на эвгеосинклинальные условия развития области.

К а м п а н - м а а с т р и х т. В кампанском веке начинается новая, наиболее обширная в истории Малого Кавказа, трансгрессия моря, приведшая к резкому сокращению размеров суши. Геоантиклинальные поднятия почти полностью покрываются морем. Повсеместное развитие глинисто-известковистых илистых осадков и затухание вулканизма указывают на общее равномерное погружение земной коры с амплитудой до 700-800 м. Индивидуальность развития отдельных интрагеосинклинальных прогибов Малого Кавказа значительно затушевывается, и все они приобретают черты парагеосинклинального развития. Многие группы фауны указывают на нормальную соленость и теплый климат верхнесенонского бассейна. В конце маастрихта область вовлекается в слабое равномерное поднятие.

Д а н и й - п а л е о ц е н. На границе мела и палеогена в центральной части Малого Кавказа имело место общее поднятие, сопровождавшееся пологой складчатостью, расширением площадей суши,

сужением или исчезновением многих прогибов. В пределах синклинория узко вытянутый флишевый бассейн продолжал существовать в его осевой части и представлял собой рукавообразный залив данийского моря Предмалокавказского прогиба. Отсутствие бентонной фауны и наличие прослоев битуминозных известняков свидетельствует о ненормальном газовом и солевом режиме бассейна. На остальных участках синклинория господствовали интенсивные эрозионные процессы.

Р а н н и й — с р е д н и й э о ц е н. Эта стадия характеризуется наиболее ярко выраженными эвгеосинклинальными условиями развития. В раннем эоцене начинается новая трансгрессия моря, в котором шло накопление литоральных терригенно-карбонатных и песчано-глинистых угленосных осадков (до 250 м). Наличие в них нуммулитов свидетельствует о теплом климате, нормальной солености и небольшой глубине бассейна.

В среднем эоцене интрагеосинклинальный прогиб испытывает наибольшее погружение (до 3 км) и расширение. Трансгрессия достигает максимума своего развития. Вся территория области покрывается мелким морем, изобиловавшим вулканическими и тектоническими островами. Море затопляет также прилегающие участки соседних геосинклинальных поднятий. Активно проявляют себя продольные и поперечные разломы, приведшие к дроблению байкальского субстрата и образованию блоковой структуры. Изучение фаций и мощностей пород свидетельствует о дифференцированном и неравномерном движении блоков. Так, Западнобазумский и Зодский блоки представляли собой области слабого подводного поднятия, временами приобретаая островной характер. Шираковский, Гетикский и Севанский блоки по сравнению с блоками центральной части прогиба погружаются интенсивнее. Здесь большое развитие получают ритмичные осадочно-пирокластические и кремнистые осадки (до 2000 м). В связи с общим дифференцированным погружением области сильно развивается подводный эксплозивный вулканизм. Огромные толщи лав и пирокластов среднего и кислого составов накапливаются преимущественно в центральной наиболее сжатой и раздробленной части синклинория.

Конец среднего эоцена знаменуется общей инверсией геотектонического режима и внутренним структурным расчленением интрагеосинклинали. В предверхнеэоценовое время имели место интенсивные складкообразовательные движения (триалетская орофаза), которые сопровождалась внедрением крупных гранитоидных интрузий Базум-

ско-Памбакского комплекса.

П о з д н и й э о ц е н . В позднем эоцене Севано-Ширакский эвгеосинклинальный прогиб пережил заключительную стадию своего существования. Он вовлекается в новое резко дифференцированное погружением, но уже в меньшем масштабе. Расчленение интрагеосинклинали становилось более сложным. В ее осевой зоне формируется Чичкано-Тандзутское центральное поднятие, разделяющее единый прогиб на два боковых остаточных прогиба: Лорийский на СВ и Памбакский - ЮЗ. Боковые прогибы испытывали довольно интенсивное погружение, сопровождавшееся накоплением морских терригенных осадков, затем мощных (до 1,5 км) толщ эффузивных лав и пирокластов.

О л и г о ц е н - р а н н и й м и о ц е н . Территория синклинория в результате проявления нижнеолигоценовых орогенетических движений окончательно вступила в континентальную стадию развития. Эти движения были достаточно энергичными и сопровождалась внедрением щелочных интрузий Памбакского комплекса. Памбакский и Лорийский боковые прогибы испытывали более интенсивное поднятие по сравнению с центральным поднятием. В осевой части последнего на общем фоне поднятия имелись погружения с образованием наложенных межгорных впадин. Погружение сопровождалось ингрессией и образованием узко вытянутого пресноводного бассейна (Дилижанско-Амасийский), где шло накопление битуминозных и угленосных молассовых отложений (до 550-600 м). В результате проявления пиренейской и нижнемиоценовой орофаз область преобразовалась в складчатую горную систему. Продукты интенсивного размыва молодых гор шли на образование молассовых отложений Среднеараксинского межгорного прогиба. Суша синклинория сочленяется с поднятием СВ склонов Малого Кавказа, образуя единое Малокавказское геоантиклинальное поднятие, которое в последующем не испытывает обращения.

Р а н н и й - с р е д н и й п л и о ц е н . На Малом Кавказе отложения нижнего-среднего плиоцена резко несогласно подстилаются интенсивно дислоцированными породами различных возрастов, а в их основании развиты угленосные отложения, что свидетельствует о большом стратиграфическом перерыве и выравнивании рельефа в предплиоценовое время. В ранне-среднеплиоценовое время происходит существенное изменение палеогеографических условий и перестановка областей поднятия и прогибания. По А.А.Габриеляну, Среднеараксинский прогиб испытывает поднятие; область осадконакопления, смещаясь к северу, охватывает ЮЗ крыло и осевую зону

Малокавказского геоантиклинального поднятия. Здесь образуется межгорная котловина, расположенная между горными сооружениями Среднеараксинской и Сомхето-Карабахской зон. Продукты интенсивного вулканизма в виде потоков лав, пирокластов, грязевых и пролобиальных потоков покрывали сплошным чехлом (до 800 м) дно котловины (вохчабердская свита). В результате ранне-среднеплиоценовых блоковых подвижек и предверхнеплиоценовых складкообразовательных движений рельеф области приобрел складчато-глыбовый характер.

Поздний плиоцен - постплиоцен. В этой стадии развития Малый Кавказ испытывал дифференцированное поднятие с отдельными перерывами и слабым опусканием в акчагыле. Тектонические движения проявляются в виде блоковых подвижек. Глоки центральной части синклинория испытывают устойчивое поднятие, за исключением небольших межгорных впадин (Палеопамбак, Палеоагств). В более подвижных Лорийском, Ленинаканском и Севанском блоках происходили погружения, мощные излияния долеритовых и андезито-базальтовых лав и формирование грабен-прогиба с озерным режимом. В результате блокового поднятия горны, хребтов и опускания межгорных речных долин и озерных котловин формируется современный сильно расчлененный высокогорный рельеф области.

Возраст и типы складчатости

История складчатости Малокавказского мегаантиклинория подтверждает мнение Н.С.Шатского, В.Е.Хаина и др. о непрерывно-прерывистом характере процесса складкообразования. Фазы складчатости соответствуют революционным моментам и качественным изменениям в цикле развития складчатости и могут быть выделены в пределах складчатых областей. В геосинклинальных поясах они проявляются одновременно или волнообразно. В отдельных геосинклиналях орофазы проявляются одновременно в интрагеосинклинальных прогибах, сходных строением и историей развития. Здесь на фоне длительного погружения отмечаются короткие периоды частного поднятия и слабого складкообразования, которые предшествуют периоду интенсивного и быстрого роста складок, когда оформляются их основные особенности. Эти главные фазы складчатости соответствуют инверсии и раннеорогенному развитию прогиба. Затем в завершающей стадии роста и окончательного оформления складок возрастает роль диктиогенетических (глыбовых) движений. В связи с этим в цикле складко- и горообразования можно выделить подготовительные, главные и заверша-

ющие фазы складчатости.

В исследованной области выделяются сеноманская (австрийская) и предпалеогеновая (ларамийская) подготовительные фазы складчатости, относительно интенсивно проявившиеся по его краям и в офиолитовых структурах. Слабые складкообразовательные движения происходили также в предкампанское время.

Главные фазы складчатости. В пределах синклиория в предверхнеэоценовое время намечаются крупные складкообразовательные движения (триалетская орофаза), установленные впервые нами на основании трансгрессивного и несогласного залегания отложений верхнего эоцена. Эти движения охватывали всю территорию Малого Кавказа и играли важную роль при формировании его современной структуры. В Севано-Ширакском интрагеосинклинальном прогибе происходила инверсия и внутреннее структурное расчленение. Начало формирования крупных складок синклиория также обусловлено этими движениями. Генетически с ними связано внедрение крупных гранитоидных интрузий Памбакско-Базумского комплекса и мощный эффузивный вулканизм верхнего эоцена.

В начале олигоцена в центральной части Малого Кавказа происходили интенсивные тектонические движения (пиренейская орофаза), которые вывели ее из геосинклинального состояния и превратили в область поднятия и денудации. Зародившиеся в позднем эоцене складчатые структуры окончательно формируются в раннем олигоцене. Морфологические типы этих складок разнообразны: линейные умеренно сжатые гребневидные антиклинали и широкие сложные синклинали (Гетик, Памбак, Антарамут), дугообразно-концентрические (Халабский хребет), гравитационные (Дилижан), сильно сжатые (Базумский горст), изоклинальные и опрокинутые (Ширакский хребет) складки, магматогенные дишпирь (р. Чичкан), центриклинали (г. Тежсар, Джаджур).

В конце олигоцена - начале миоцена имели место мощные складкообразовательные движения, сопровождающиеся сводовыми поднятиями. План складчатости широтный. В результате этих движений область окончательно преобразовалась в складчатую горную систему.

Завершающие фазы складчатости. Начинаясь с олигоцена сводовое поднятие осевой зоны Малокавказской геоантиклинали привело к смятию отложений по его краям. Поэтому послеолигоценовая складчатость проявилась преимущественно в Среднеараксинском и Куринском прогибах. В исследованной области слабые складкообразовательные движения происходили в предэоценовое время, в среднем плио-

цене, позднем плиоцене и в нижнечетвертичное время.

Следует отметить, что СЗ и ЮВ части синклинория, сложенные осадочными и туфогенными породами мела и палеогена, во время послепалеогеновых движений являлись более мобильными по сравнению с его центральной частью. Последняя сложена эффузивными породами эоцена, интродуцированные многочисленными субэффузивными и интрузивными массивами. Охлаждение и затвердевание интрузий и жерловых фаций привели к засорению вулканических каналов, разломов, трещин и уплотнению эффузивных формаций. Поэтому эта часть области становилась более монолитной. Процессы эти имели важное значение в формировании Ширакской и Севанской котловин.

НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ И ГЕНЕЗИСА ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Синклинорий отличается богатством и разнообразием полезных ископаемых, в частности, эндогенных. Они изучались многими исследователями. Однако вопросы взаимосвязи металлогении, тектоники и истории развития освещены недостаточно.

Металлические полезные ископаемые. Синклинорий охватывает Севано-Амасийский и Памбак-Зангезурский (СЗ часть) рудные пояса (по И.Г. Магакьяну). Данные по блоковой тектонике ставят под сомнение выделение единых рудных поясов. Так, в первом поясе четко выделяются Севанский и Амасийский однотипные рудные блоки (районы), которые отличаются от его центральной части (Тандзут-Дилижанский рудный район) по строению, истории и металлогении. Последний схож с Памбакским рудным районом, который включается в состав другого пояса. Аналогичные данные можно привести и для других рудных поясов. По-видимому, в дальнейшем на территории АрмССР могут быть выделены рудные блоки разного масштаба соответственно ее блоковому строению.

Металлогенические особенности исследованной области обусловлены наличием зон глубинных разломов, эвгеосинклинальными условиями развития и интенсивным проявлением мелового и палеогенового магматизма. В распределении и локализации эндогенной минерализации важную роль играет блоковая тектоника и поперечные разломы. Последние, как барьеры магматизма, могут иметь важное металлогеническое значение в качестве экранов для рудных растворов. Анализ блоковой схемы с металлогенической точки зрения указывает на приуроченность подавляющего большинства рудопроявлений (медно- и

серноколчеданный - Анкадзор, Тандзут, Фиолетово, Дилижан; золоторудный - Дилижан, Головино, Фиолетово, Тандзут, Гамзачиман; полиметаллический - Маймех; фтор-редкометалльный - Тежсар) к крупному блоку, ограниченному Санаин-Привольненским, Анкаванским, Спитак-Поладаурским и Дилижанским разломами, состоящему из подчиненных ему по размерам Халабского и Памбакского блоков. Размещение рудных объектов контролируется продольными и поперечными разломами, ступаясь в узлах их пересечений.

Важная особенность размещения рудных объектов - приуроченность наиболее крупных из них к сопряженной системе скрытых поперечных разломов - Тежсар-Шамлугского и Дебедского ("рудоконцентрирующая" структура в понимании А.А.Фаворской и Н.И.Томсона). Крупные рудопроявления тяготеют к участкам пересечения их с продольными разломами. Возраст и тип оруденения меняются с юга на север вдоль рудоконцентрирующего разлома (Тежсар, Тандзут, Шамлуг, Алаверди). В отличие от этого поперечные разломы первой группы являются, по отношению к оруденению, ограничивающими; так, оруденение почти не выходит на запад за пределы Спитакского разлома. Металлоносность вышеупомянутого крупного блока, объясняется более ярко выраженным эвгеосинклинальным режимом развития в эоцене. Интенсивный магматизм этого времени предопределил общую "зараженность" блока халькофильными элементами, а крупные системы скрытых и долгоживущих нарушений служили концентраторами последних.

Скрытые поперечные разломы контролируют размещение крупных рудных объектов на тех участках, где они пересекают "металлоносные" блоки. Кроме того в пределах этих блоков наиболее крупные рудные объекты концентрируются в узлах пересечения "рудоконцентрирующей" системы скрытых разломов с разломами общекавказского направления. Все это дает возможность наметить пути для прогнозов на новые рудные объекты.

Локализация медно- и серноколчеданного оруденения в породах кварцпорфировой формации, отсутствие или слабое развитие его в породах вмещающих формацию, отсутствие близлежащих интрузий указывает на их тесную генетическую взаимосвязь.

Вышеизложенное дает возможность выделить перспективные участки развития колчеданного и полиметаллического оруденения (зона Тежсар-Шамлугского скрытого разлома, район Пушкинского перевала, бассейн рр.Кобханиджур и Гетик и т.д.). В верхнеэоценовых оста-

точных прогибах оруденение локализовано преимущественно по структурным швам (Анкаван, Тандзут, Головино, Фролова балка, р. Марцигет).

Анализ фаций Агарцинского месторождения магнетитовых песчаников указывает на перспективность глубоких горизонтов, а также правобережья р. Агстев (участок между рр. Агарцин и Кобханиджур).

Диабаз-радиоляритовая, базит-гипербазитовая и среднеэоценовая вулканокластическая формации представляют интерес возможного нахождения месторождений алмаза. Эти формации расположены в зоне глубинного разлома, характеризуются мощным развитием коньякского и эоценового основного и среднего вулканизма, который проявился неоднократно и в различных фациях. Все это позволяет допустить возможность формирования кимберлитовых "трубок".

Горючие полезные ископаемые. В работе дана подробная характеристика условий образования угле-сланцевосных отложений исследованной области. Выделяются новые участки возможного развития углей и горючих сланцев (левобережье р. Гетик, верховья рр. Блдан, Чичкан и Ахурян). Значительный интерес представляют прибрежные фации нижнеэоценового моря (полоса сс. Шамут-Антарамут-Демурчиляр, г. Айритапа).

В работе рассматриваются также вопросы возможной нефтеносности некоторых участков синклинория.

Список опубликованных работ автора по теме диссертации

1. Палеогеографические условия формирования угленосных отложений Дилижанского р-на АрмССР. Изв. АН АрмССР, геол. и геогр. науки, т. X, № 5-6, 1957.
2. Новые данные по стратиграфии верхнего эоцена Севано-Ширакского синклинория. Изв. АН АрмССР, сер. геол. и геогр. наук, т. XI, № 4, 1958.
3. О литостратиграфическом расчленении угленосных отложений Дилижанского района АрмССР. Изв. АН АрмССР, сер. геол. и геогр. наук, т. XI, № 2, 1958.
4. О возрасте угленосно-сланцевосной свиты окрестностей гор. Дилижана. ДАН АрмССР, т. XXVI, № 3, 1958. Соавторы А. А. Габриелян и А. Л. Тахтаджян.

5. О возрастном расчленении интрузивов Севано-Ширакского синклиория. Изв.АН АрмССР, сер.геол.и геогр.наук, т.ХП, № 4, 1959.
6. Схема расчленения палеогена Севано-Ширакского синклиория. ДАН АрмССР, т.ХХІХ, № 3, 1959.
7. К стратиграфии палеогена Ширакского хребта. Научн.труды ЕГУ, сер.геол.наук, т.75, вып.4, 1961.
8. Новые данные по стратиграфии палеоцен-нижнеоценовых отложений западного Айоцзора. ДАН АрмССР, т.ХХХІУ, № 4, 1962. Соавтор Ю.А.Мартirosян.
9. История тектонического развития Севано-Ширакской интрагеосинклинали в мезозое и кайнозое. Изв.вышш.учебн.заведений, геология и разведка № I, 1963.
10. Краткий очерк палеогеографии Севано-Ширакского синклиория. Изв.АН АрмССР, геол.и геогр.науки, т.ХУІ, № 2, 1963.
11. К стратиграфии пограничных слоев мела и палеогена северной части Армянской ССР. Изв.АН АрмССР, геол.и геогр.науки, т.ХУІ, № 4-5, 1963.
12. Фации и формации эффузивных и пирокластических пород палеогена Севано-Ширакского синклиория. Ученые записки ЕГУ, сер.геол.и геогр.наук, вып.І, 1963.
13. Основные черты геологической истории и палеогеографии северной и северо-восточной частей АрмССР в конце мела и начале палеогена. Ученые записки ЕГУ, сер.геол.и геогр.наук, вып.І, 1963.
14. Основные вопросы стратиграфии Армянской ССР. Труды ИГН АН АрмССР, 1963. Соавторы А.А.Габриелян и др.
15. Севано-Ширакская синклиальная зона. Геология АрмССР, т.П. Изд.АН АрмССР, Ереван, 1964.
16. Открытие морских отложений олигоцена в Севано-Ширакском синклиории (Малый Кавказ). ДАН АрмССР, т.ХХХІХ, № 4, 1964. Соавтор Григорян С.М.
17. Некоторые особенности тектонического строения и развития Севано-Ширакского синклиория. Ученые записки ЕГУ, сер.геол.и геогр.наук, т.99, 1965.
18. Эффузивно-осадочные формации палеогена Севано-Ширакского синклиория и условия их формирования. В кн. "Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые", изд. "Наука", М, 1965.
19. Палеоген Севано-Ширакского синклиория. Изд. "Митк", Ереван, 1966.

20. Угли и горючие сланцы. Геология АрмССР, т. УП. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1966. Соавтор А.И. Месропян.
21. Атлас литолого-палеогеографических карт ЭССР. Т. IV. Изд. "Недра", Москва, 1967. Соавтор.
22. Тектоническая карта и карта интрузивных формаций АрмССР. Изд. "Митк", Ереван, 1968. Соавторы А.А. Габриелян и др.
23. Новая стратиграфическая схема палеогена Степанаванского района. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, т. XXII, № I, 1969. Соавторы С.М. Григорян, П.М. Асланян.
24. Некоторые особенности формирования и взаимоотношения эвгеосинклинальных осадочных, вулканогенно-осадочных и вулканогенных формаций. Уч. записки ЕГУ, Ест. науки, № 2, 1969.
25. Результаты и задачи стратиграфических исследований в АрмССР. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, № I, 1969. Соавтор А.А. Габриелян и др.
26. К вопросу о стратиграфическом расчленении дилижанской свиты. Уч. зап. ЕГУ, № 3, Ест. науки, 1970.
27. Палеотектонические карты Армянской ССР и прилегающих частей Малого Кавказа для альпийского этапа развития. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, № 3, 1971.
28. Блочное строение Северо-западной Армении и особенности размещения магматических и рудных проявлений. Советская геология № 8, 1971. Соавторы И.К. Долчанская, Р.Т. Джрбашян и др.
29. Об условиях залегания и формирования гипабиссальной габбро-диоритовой формации Севано-Ширакского синклиория. Уч. зап. ЕГУ, Ест. науки, № 2, 1972.
30. Новые данные по геологии Южного Зангезура. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, № 4, 1972. Соавторы А.А. Габриелян и др.
31. Севано-Ширакский синклиорий. Геология АрмССР, т. V. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1973.
32. Палеогеография и условия осадконакопления. Геология АрмССР, т. V. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1973. Соавтор.
33. Тектоническая карта юга СССР. Изд. "Недра", 1973. Соавтор.
34. Палеотектонические карты юга СССР. Изд. "Недра", 1973. Соавтор.
35. Блочное строение территории АрмССР и смежных областей. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле № 4, 1973.

Заказ 270

ВФ 03350

Тираж 180

Цех "Ромайор" Ереванского государственного уни-
верситета, Ереван, ул. Мравяна № 1

1665