

УДК 551.2(479.25)

А. Т. АСЛАНЯН

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ АРМЯНСКОЙ ССР¹

Армянская ССР располагается в пределах складчато-глыбового горного сооружения Малого Кавказа, занимающего междуречье средних течений Куры и Аракса. В структурном отношении М. Кавказ представляет собой выгнутый к ССВ мегантиклинорий, состоящий из семи чередующихся дугообразных структурно-фациальных зон (антиклинориев и синклинориев), сложенных разнообразными магматическими, осадочными и метаморфическими породами и граничащих друг с другом посредством флексур или разломов глубокого заложения.

В пределах СССР М. Кавказ протягивается по простиранию на 360 км (от Карсского и Ардаганского плато на СЗ до Иранского Карадага на ЮВ) и имеет ширину 180 км. Мощность земной коры составляет здесь, по сейсмологическим данным, 48 ± 3 км (оценка по методу треугольников), глубина залегания регионально выдержанных высокопроводящих мантийных слоев 45—50 км, 70—100 км, 220—260 км, 440—460 км, 800—900 км, глубина залегания внутрикоровых волноводных слоев порядка $8 \div 15$ км и $25 \div 30$ км, величина температурного градиента 1°C на $25 \div 30$ м (по данным буровых скважин глубиной 2000—4280 м).

Центральные и внешние дуги Малого Кавказа (к СВ от линеамента Ани—Арагац—Раздан—Камо—Ехегнадзор—Азизбеков—Ордубад) характеризуются в пределах герцинского, жиммерийского и альпийского циклов (до нижнего-среднего миоцена) эвгеосинклинальным стилем развития, а внутренние дуги, обращенные к среднему Араксу,—многоэосинклинальным (параплатформенным) стилем развития.

В строении метаморфического фундамента, залегающего на глубинах от 0 до $6 \div 8$ км, участвуют гранито-гнейсы, амфиболиты, кварцево-слюдистые и зеленые сланцы, аповулканиты, филлиты, мраморы, доломиты и др. метаморфиты, прорванные гранитоидными и габбро-перидотитовыми интрузивами. Среди кристаллических сланцев выделены, по предварительным оценкам (К—Аг метод), породы с возрастом от 500 млн. лет. до 1200 млн. лет, а в гранитах, размещенных в метаморфитах

¹ Краткое изложение доклада на научной конференции Армянского геологического общества в апреле 1981 г. (литературный обзор, обсуждение и некоторые выводы). Фактические данные, приводимые в докладе, заимствованы в большинстве из работ [1, 2, 3] и частично из периодической литературы и фондовых материалов разных авторов.

Локского массива, выделены тeneвые (реликтовые) цирконы с возрастом 1500÷1550 млн. лет (возраст гранито-гнейсов Арзаканского массива 620 млн. лет). Основные выходы пород метаморфического фундамента на М. Кавказе располагаются в бассейнах р.р. Среднее Чорохи, Локи, Ахум, Асрикчай, Касах, Раздан, Азат, Шванидзор, где сланцы и чередующиеся с ними линзы мраморов, доломитов, а также серпентинитовые тела имеют близмеридиональное (ССВ) простирание. В буровых скважинах метаморфиты встречены также в Араратской долине, вблизи гор. Еревана, гор. Эчмиадзина и сел. Садарак. В последнем районе буровая скважина под отложениями эйфельского яруса пересекла филлитовид-

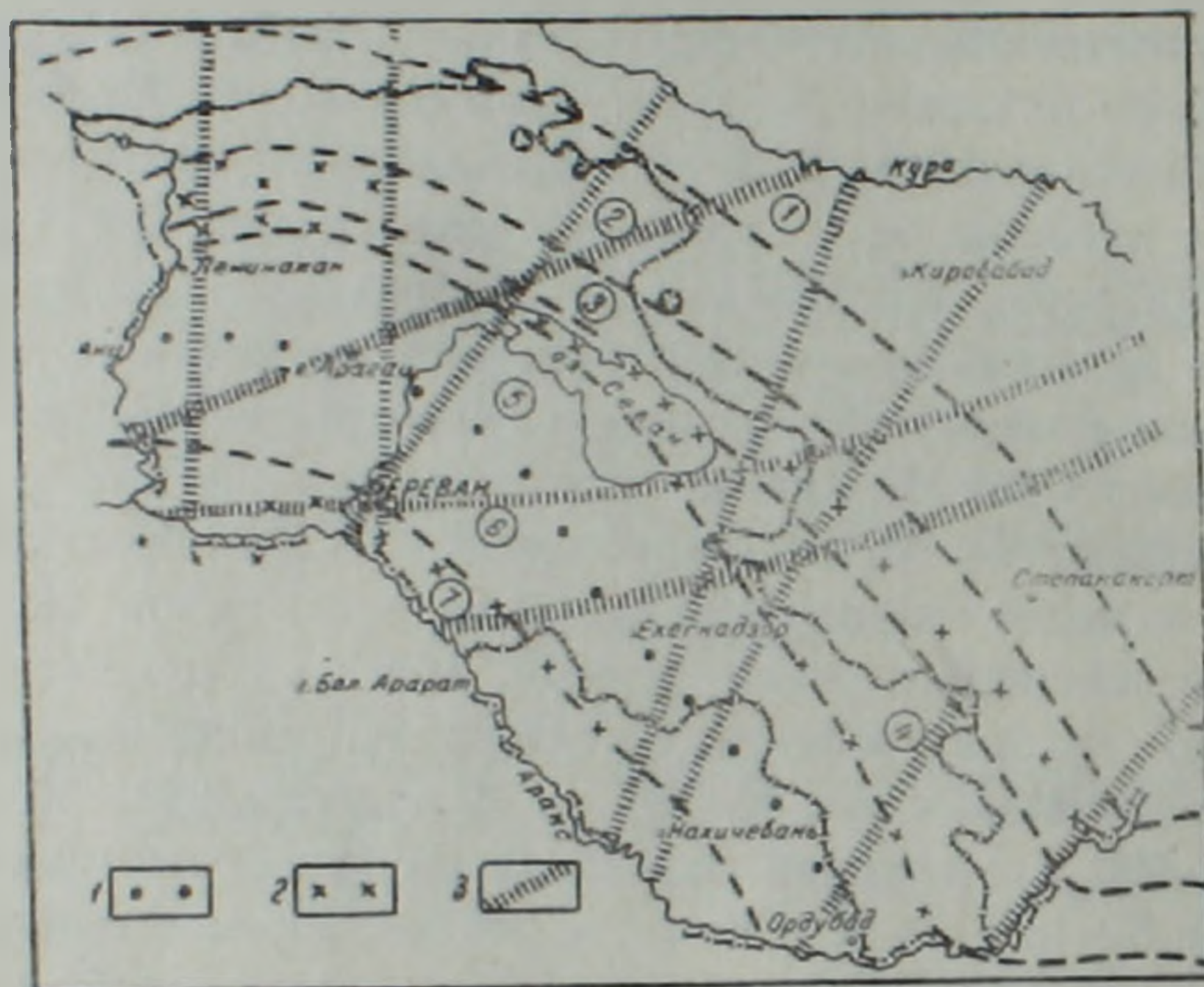


Рис. 1. Схема тектонической зональности Армянской ССР и прилегающих районов Малого Кавказа (по А. Т. Асланяну). 1—Прикуринская зона; 2—Сомхето-Карабахская зона; 3—Севано-Ахеринская зона; 4—Кафанская зона; 5—Цахкунк-Зангезурская зона; 6—Ереванско-Ордубадская зона; 7—Приараксинская зона; 1—граница между эвгеосинклинальной (СВ дуги) и многоэосинклинальной (ЮЗ дуги) областями Малого Кавказа; 2—относительно крупные выходы пород офиолитовой ассоциации верхнемелового возраста; 3—линейные элементы антикавказского направления (по А. С. Караханяну).

ные графитоносные сланцы (с неясными органическими остатками) до глубины 1750 м (истинная вскрытая мощность свиты 1500 м). Они могут быть коррелированы с филлитовидными сланцами Эчмиадзинской скважины (у храма Звартноц) и с ниже-среднекембрийской сланцевой формацией «Мила», широко развитой южнее—в Иране, в районе гор. Маку.

За метаморфитами следует мощная толща девона и нижнего карбона, которая в юго-западной многоэосинклинальной области сложена сланцами, известняками, метакварцитами, мраморами (с редкими прослоями фосфоритов и вулканитов), суммарной мощностью 2500 м, а в северо-восточной эвгеосинклинальной области—вулканитами типа диабазов и игнимбритов, включающими коралловую фауну нижнего карбо-

на и залегающими с большим угловым несогласием на метаморфитах байкальского цикла.

Наличие вулканогенно-осадочных образований среднего-верхнего палеозоя предполагается в погребенном виде под мезозоем Севано-Акеринской зоны. Особняком выглядит разрез Дзирульского массива, где за метаморфитами нижнего кембрия (мраморы с археоциатами) следуют метаморфизованные песчано-глинистые образования силура и девона.

На различных горизонтах указанных выше многоэпиклиналиных отложений среднего палеозоя залегают отложения пермотриаса, сложенные битуминозными сланцами, известняками, доломитами (в триасе) и частично аркозовыми и вулканомиктовыми песчаниками (с прослоями каменного угля в верхнем триасе). Мощность свиты—1500 м.

Значительное распространение на М. Кавказе имеют юрские и меловые отложения. Нижняя юра по всей СВ и центральной области сложена аркозовыми, местами вулканомиктовыми песчано-глинистыми сланцами, сильно дислоцированными (бассейны р.р. Локи, Ахум, Асрикчай, Дзегамчай, Верхний Касак), а в ЮЗ области—в основном туфогенами, диабазами (тоарский ярус в бассейне р. Нахичевань и в Неграмском ущелье р. Аракс) и отчасти песчано-глинистыми отложениями (аален).

Средняя юра, верхняя юра и нижний мел (до среднего альба включительно) образуют громадной мощности (до 5000 м) вулканогенно-осадочный комплекс (чередование разнообразных андезитовых порфириров, кварцевых плагиопорфиоров, спилитов, кератофилов, туфогенов, туфобрекчий, туфоконгломератов, органогенных известняков (ургонского типа), глинистых и углистых сланцев, аркозовых и глауконитовых песчаников и др.), в эпэпиклиналиной области (параллельные зоны Байбурт—Алаверди—Кедабек—Степанакерт—Горадиэ (Дизак) и Амасия—Апаран—Кафан—Минджеван) и образуют маломощный нормально-осадочный комплекс в многоэпиклиналиной области (бассейны р.р. Арпа и Нахичевань). Разрез верхнего мела мощностью до 1000 м почти повсеместно представлен в низах вулканогенно-осадочным комплексом (во многих случаях со спилитами, радиоляритами и серпентинитами), а в верхах—флишем, глинистыми известняками и мергелями (с богатой фауной батнальной фации). Последние перед эоценовой трансгрессией равномерно покрывали весь Малый Кавказ. Отложения палеогена следуют в основном за отложениями сенона и датского яруса и представлены в палеоценовой части разреза флишеидными образованиями. В многоэпиклиналиной области палеоген в целом состоит из туфогенов и нормально-осадочных пород, достигающих мощности 4500 м в Ереванско-Ордубадской интраэпиклинали и всего 500 м в Приараксинской интраэпиклиналиной зоне; в эпэпиклиналиной зоне они состоят в основном из андезитовых и дацитовых лав и их пирокластов, достигающих мощности 5000—6000 м (Дилижанско-Красносельский и Ширакско-Севанский синклиории, Сюникское нагорье, восточное обрамление Нахичеванской котловины).

Миоценовые отложения представлены в основном молассами и эвапоритами (с мощными залежами каменной соли в гельветском и отчасти сарматском ярусах), имеющими исключительно широкое распространение и большую мощность (до 5000 м) в бассейне Среднего Аракса (Ленинаканская, Араратская и Нахичеванская котловины) и отчасти в бассейнах оз. Севан, р. Раздан и в ряде районов внешней дуги М. Кавказа (Ноемберянский, Шамхорский, Горисский, Лачинский, Мегринский районы). В некоторых районах они включают пачки и примеси вулканического материала и субвулканические интрузивы.

Нижнеюрские, верхнемеловые, палеогеновые и миоценовые отложения представляют некоторый интерес в отношении возможной нефтегазоносности и для создания в них хранилища газа. Мощность части разреза в составе верхнего эоцена, олигоцена и миоцена достигает в районе гор Абовяна 4000 м (по данным бурения).

Плиоценовые и антропогеновые периоды отмечены исключительно широким развитием вулканитов. Нижний и, особенно, средний плиоцен представлен мощными покровами андезитовых-андезито-дацитовых лав и их пирокластов (районы Ахалкалакского плато и Кечутского хребта, Памбакский и Цахкункский хребты, южный склон Гегамского хребта, Варденисский хребет, бассейн верхнего течения р. Арпа). Эти лавы, имеющие возраст 5÷10 млн. лет, вложены в ущелья глубиной 1300÷1500 м (бассейны рек Храми, Ахурян, Касах, Раздан, Арпа, Верхний Агстев) и во времени следуют за тортонскими, верхнесарматскими и мэотическими отложениями, которые подстилают андезитовые лавы (среднее течение р. Раздан).

В верхнем плиоцене особое место занимают покровы, потоки и силы обратнo намагниченных долеритовых базальтов акчагыла (возраст 3,5 млн. лет), слагающих большие поля на Карсском, Сардарапатском, Ахалкалакском, Лорийском, Котайкском и Гаварагетском плато, а также потоки в ущельях р.р. Дебед, Ахурян, Раздан, Аракс. Во времени за ними следуют андезито-базальтовые, андезитовые и дацитовые лавы Б. Арарата, Арагаца, Араилера, субщелочные и отчасти щелочные лавы Ишхансара, Цхука и др. в Сюнике.

Вулканизм антропогенового времени отмечен четырьмя циклами— в нижнем, среднем, верхнем плейстоцене и голоцене. В северо-западной и центральной Армении он представлен в основном андезито-базальтовыми лавами и отчасти дацитовыми лавами и четырьмя разновозрастными покровами туфов-туфолав дацитового состава. В восточной и юго-восточной частях Армянской ССР плиоценовые и антропогеновые лавы имеют щелочной характер (трахиты, трахиандезиты, базаниты и др.). Наиболее молодыми являются некоторые вулканы в районе курорта Джермук. ЮЗ склона г. Арагац (вулкан Малый Богутлу), сев. склона г. Б. Арарат, в бассейне р. Раздан. Самый молодой вулкан Армянского нагорья Тондурек (между оз. Ван и массивом г. Арарат) активно действовал в течение 14 месяцев в 1441—1442 гг. На территории Армянской ССР известно порядка 600 центров извержений плей-

стоцевого вулканизма, представленных в большинстве усеченными шлаковыми конусами с кратерными углублениями на вершине. Группа из семи таких центров в нижнем плейстоцене изливала лавы и выбрасывала шлаки в северной части современного Еревана (Канакерская группа вулканов).

Особую группу среди вулканитов плиоплейстоцена образуют липариты, перлиты, обсидианы, литондные пемзы, слагающие экструзивные купола и щиты. Это вулканические массивы Гюмуш (4,5 млн. лет), Артеин (возраст 1,27 млн. лет), Спитаксар (510 тыс. лет), Атис (300 тыс. лет), Базенк (300 тыс. лет).

Молассовые фации плиоплейстоцена на ЮВ продолжении Малого Кавказа в Кура-Араксинской низменности, по данным бурения, имеют мощность 2770 м, в т. ч. апшеронский ярус 1260 м, а постплиоцен 800 м (буровая скважина у гор. Саатлы—глубина 6500 м к концу 1980 г.).

В плиоплейстоцене широкое развитие имеют также озерные, речные, эоловые и делювиально-пролювиальные отложения. Среди них отчетливо выделяются огромный шлейф лёссовидных суглинков плиоцена (погребенных в ущельях рек Машавера и Дебед под обратно намагниченными долеритовыми лавами акчагыла), галечные покровы, образующие в бассейне Аракса террасу высотой 180—200 м (поздний апшерон), озерные отложения бакинского яруса в Араратской и Ширакской котловинах, озерные диатомиты, флювио-гляциальные отложения рисса и вюрма во всех высокогорных районах, травертиновые щиты в районах развития мощных закарстованных карбонатных толщ палеозоя, мезозоя и палеогена, торфяники в районах с высокой влажностью воздуха. Озерные бассейны возникали в прошлом в основном вследствие лавовых запруд. Из современных крупных озер к ним относятся Севан, Ван, Парвана.

На Малом Кавказе широко развит также интрузивный магматизм. Гранитондные интрузии формировались в байкальском тектоническом цикле (Локский и Арзаканский массивы); в герцинском цикле (так называемые серые, розовые и лейкократовые граниты Локского и Арзаканского массивов—абсолютный возраст 270—320 млн. лет); в киммерийском цикле (Ахпатский, Чочканский, Кохбский, Тавушокский, Цавский, Спитакский, Такарлинский и др. интрузивы—абсолютный возраст 130÷170 млн. лет); в альпийском цикле гранитонды Цахкунк-Зангезурской и Присеванской зон (абсолютный возраст 42÷24 млн. лет). С этими интрузивами связано медно-молибденовое, свинцово-цинковое и золото-полиметаллическое оруденение, в некоторых случаях оруденение железа скарнового типа и медное оруденение. Кроме того, выделяется большой класс разновозрастных субвулканических и малых интрузий, разнообразных даек, силл и др. С малыми интрузиями габбро-сиенитов связано апатит-магнетитовое оруденение (Капутанокое месторождение, абсолютный возраст 6—7 млн. лет), с долеритовыми базальтами—проявления колчеданных руд (Аванское рудопроявление, абсолютный возраст

3,5 млн. лет) и др. Представляется вероятной связь золотого оруденения с малыми субщелочными интрузиями, относительно богатыми натрием; с субвулканическими и экстррузивными кварцевыми порфирами и альбитофирами юры, мела и палеогена связывается медноколчеданное оруденение. Определенное место в указанном классе малых интрузий занимают щелочные интрузии миоплиоцена (сандининовые трахиты и трахидациты в миоцене и нижнем-среднем плиоцене Приараксинской зоны Малого Кавказа—абсолютный возраст соответственно 15÷16 и 5÷7 млн. лет).

Малый Кавказ является классической областью развития офиолитов. Небольшие массивы их известны в байкальском фундаменте (Арзакан-Апаранского массива—вероятный возраст верхний докембрий), в Сомхето-Карабахской зоне (бассейн р. Тертер—вероятный возраст верхняя юра—нижний мел). Наиболее крупные комплексы офиолитовой формации относятся к нижнему сенону. С юга на север выделяются следующие зоны офиолитовых пород верхнего мела:

а) Приараксинская, охватывающая выходы офиолитов хребта Армянский пар. Араратской долины, бассейнов рек Азат, Веди и Нахичевань;

б) Ширакско-Зангезурский пояс;

в) Амасийско-Севано-Акеринский пояс;

г) Прикуринский пояс.

Все эти пояса в западном направлении сходятся в тектоническом пережиме (синтаксисе) Центральной Анатолии, в районе г. Ерзинка (долина верхнего Евфрата) и образуют единый мощный ствол в зоне широтного Северо-Анатолийского разлома (линия Новака-Тромпа). В этих поясах большое развитие имеют серпентинизированные гарцбургиты, отчасти лерцолиты, дуниты, троктолиты, анортозиты. Широкое развитие имеют также спилиты, вмещающие ультраосновные массивы, радиоляриты, яшмы, убогое оруденение железа и марганца. С перидотитами и дунитами связаны проявления алмазов, платины, осмия, иридия, никеля, кобальта, хромита, асбеста, магнезита. В офиолитовых же поясах, размещенных вдоль крупных разломов, отмечается наложенное оруденение золота, теллура, ртути, висмута и мышьяка.

Указанные выше магматические зоны палеозоя, мезозоя и кайнозоя Малого Кавказа являются сегментами системы более крупных магматических поясов, протягивающихся на 5000 км от Балкан в Анатолию, Армянское нагорье, Иран и далее в Афганистан и Пакистан. Вместе с этим наблюдается приуроченность обширных покровов и силловых залежей обратно намагниченных долеритовых базальтов акчагыла к Транскавказскому поясу деформационных структур, прослеживающихся через грабен Мертвого моря в систему рифтов Восточной Африки. Эти базальты изливались из трещин глубокого заложения.

В тектонической структуре Малого Кавказа отчетливо выделяются крупные, выдержанные дизъюнктивные швы граничного (межзонального) типа, а также линсаменты антикавказского направления и регма-

тического типа. Со многими из них совпадают разломы антикавказского простирания и очаги землетрясений и вулканов, минеральные источники, повышенные тепловые потоки, травертиновые щиты и др.

В истории геологического развития Малого Кавказа существенные оротектонические перестройки имели место в позднем кембрии, среднем карбоне, на рубежах триаса и юры, средней и верхней юры, нижнего и верхнего мела, верхнего мела и палеогена, эоцена и олигоцена, нуммулитового олигоцена и нижнего миоцена, нижнего и среднего миоцена, понта и среднего плиоцена, причем основную роль в оформлении современной тектонической структуры области играли орогенические движения позднего эоцена, позднего олигоцена, предтортонского времени и раннего плиоцена. В процессе формирования области как горного сооружения решающее значение имели мощные дифференцированные поднятия (на 1000—1300 м) в нижнем плиоцене, отчасти в среднем-верхнем плиоцене и плейстоцене (на 200 м). Скорость поднятия за послемiocеновое время составила в среднем 2 см за 100 лет (2000 м за 10 млн. лет).

Внутренняя структура М. Кавказа в целом и отдельных ее зон кулисообразная, вергентность складок двусторонняя (тенденция к опрокидыванию в сторону ограничивающих плит—к Закавказской на северо-востоке и к Ванско-Урмийской на юге—юго-востоке). Коэффициент общего смятия пластов 18—22%, в офиолитовых зонах с широко развитыми шарьяжами и изоклиналиными складками до 60—100%. Особенность гравитационного поля—значительные отрицательные аномалии силы тяжести в редукции Буге, составляющей—40 мгал на поверхности, расположенной на высоте 150 км над уровнем моря (в профиле Ереван—Тбилиси—над главной областью новейшего вулканизма). Наиболее крупные минимумы находятся в Армении, в районе к ЮВ от гор. Ленинкан и в районе гор. Абовяна.

Сейсмичность Приараксинской области М. Кавказа 8 баллов, Прикуринской области—7 баллов (по 12-балльной шкале).

Ресурсы подземных вод Армянской ССР, оцениваемые примерно в 140 м³/сек, связаны с озерными артезианскими бассейнами плиоплейстоцена (Араратский, Ширакский, Сисианский, Налбандский, Южносеванский и др.), с лавовыми покровами и потоками (занимающими 1/3 территории республики), с известняками, доломитами, подрусловым аллювием, аллювием конусов выноса горных рек и с зонами разломов. Минеральные воды приурочены в основном к зонам разломов и достигают нередко температур 42—65°C. Суммарный дебит их по 400 главнейшим источникам порядка 1000 л/сек, по отдельным источникам—20—30 л/сек.

Особенности тектоники Малого Кавказа находят удовлетворительное объяснение в концепции, согласно которой имело место сближение Аравийской и Русской платформ, сдавливание между ними литосферных плит, сопровождаемое процессами продольного изгиба коры и субдукции плит.

В представлении автора настоящей статьи близширотный пояс синалической коры, включающий Венгерскую впадину, Эгейскую плиту, Анатолию, Армянское (Урартское) нагорье, Внутренний Иран и Афганистан, представляет собой более или менее целостный субконтинент, ограниченный с севера и юга альпийскими горными цепями. Последние располагаются в отношении субконтинентального параплатформенного пояса обычно консеквентно, или нередко в кулисообразно эшелонированном виде. При этом в традиционном представлении трог (тектогены), на месте которых образовались указанные горно-складчатые сооружения (мегантклинории), возникли в ходе контракционного сближения Евразии и Гондваны, а сами эти горно-складчатые сооружения возникли в результате длительной инверсии трогов (тектогенов), а в представлении сторонников мультимобилистических теорий они возникли в результате быстрого столкновения Евразии и Гондваны или входящих в их состав плит, непосредственно ограничивающих названные тектогены. В указанный северный пояс альпийских цепей входят Болгарское Среднегорье, Понтийские и Триалетские хребты, Малый Кавказ, ороклины Иранского Карадага и Талыша, Эльбурс, которые сочленяются друг с другом кулисообразно. В южный пояс входят Киликийский (Западный) Тавр, Центральный Тавр, Армянский (Восточный) Тавр, Загрос, сочленяющиеся также кулисообразно. Особняком рисуется близмеридиональный офиолитовый пояс, который, пересекая все Армянское нагорье, в виде траверса соединяет Загрос с внутренними дугами Малого Кавказа (с хребтом Армянский пар, увенчанным величественным вулканическим сооружением Большого Арарата).

Рифейские, вендские и кембрийские геосинклинали Тавро-Кавказского Тетиса, по мнению большинства современных советских тектонистов, возникли на севере на океанической-субокеанической коре, а на юге на субокеанической-континентальной коре. Они были замкнуты в основном в результате байкальского и гренвилльского орогенеза. Складчатые структуры этих возрастов имеют в настоящее время, как правило, близмеридиональное-антикавказское простирание и довольно часто их план наследуется в той или иной мере также более молодыми киммерийскими альпийскими структурами. Геосинклинали каледонско-герцинского цикла располагаются в отношении указанной байкальской структуры дискордантно—в общекавказском близширотном направлении (атлантический тип сочленения) и были замкнуты в основном в карбоне, местами в конце триаса (Сванетский трог). Представляется вероятным, что в результате байкальского орогенеза Евразия и Гондвана в области Тавро-Кавказского Тетиса были спаяны в виде более или менее единой синалической мегаплатформы и что последняя позднее, в каледонско-герцинское время, в области Кавказа испытала дивергентный спрединг атлантического (несогласного) типа, причем на месте Большого Кавказа и Скифской плиты возникла типичная эвгеосинклиналь (по выражению других авторов, симатическая или энсиматическая геосинклиналь). Закавказье и его продолжение в Анатолии и Иране

представляли активную окраину Гондваны, в пределах которой возникали геосинклинальные (в т. ч. эвгеосинклинальные) трог, авлакогены, структуры типа островных дуг и др. К этой серии структур относятся также перечисленные выше офиолитовые трог верхнеюрско-нижнемелового (?) и нижнесенонского возраста, которые позднее были превращены в флишевые трог и в палеогене интродировались мощной серией силловых интрузий габбро-диоритовых порфиритов (возраст 40—45 млн. лет). Крупный эли-эвгеосинклинальный трог намечается в среднем палеозое на месте нижнесенонского офиолитового трога, простирающегося от Верхнеевфратского синтаксиса (у гор. Ерзинка) в бассейн оз. Севан и далее в зону Эльбурса.

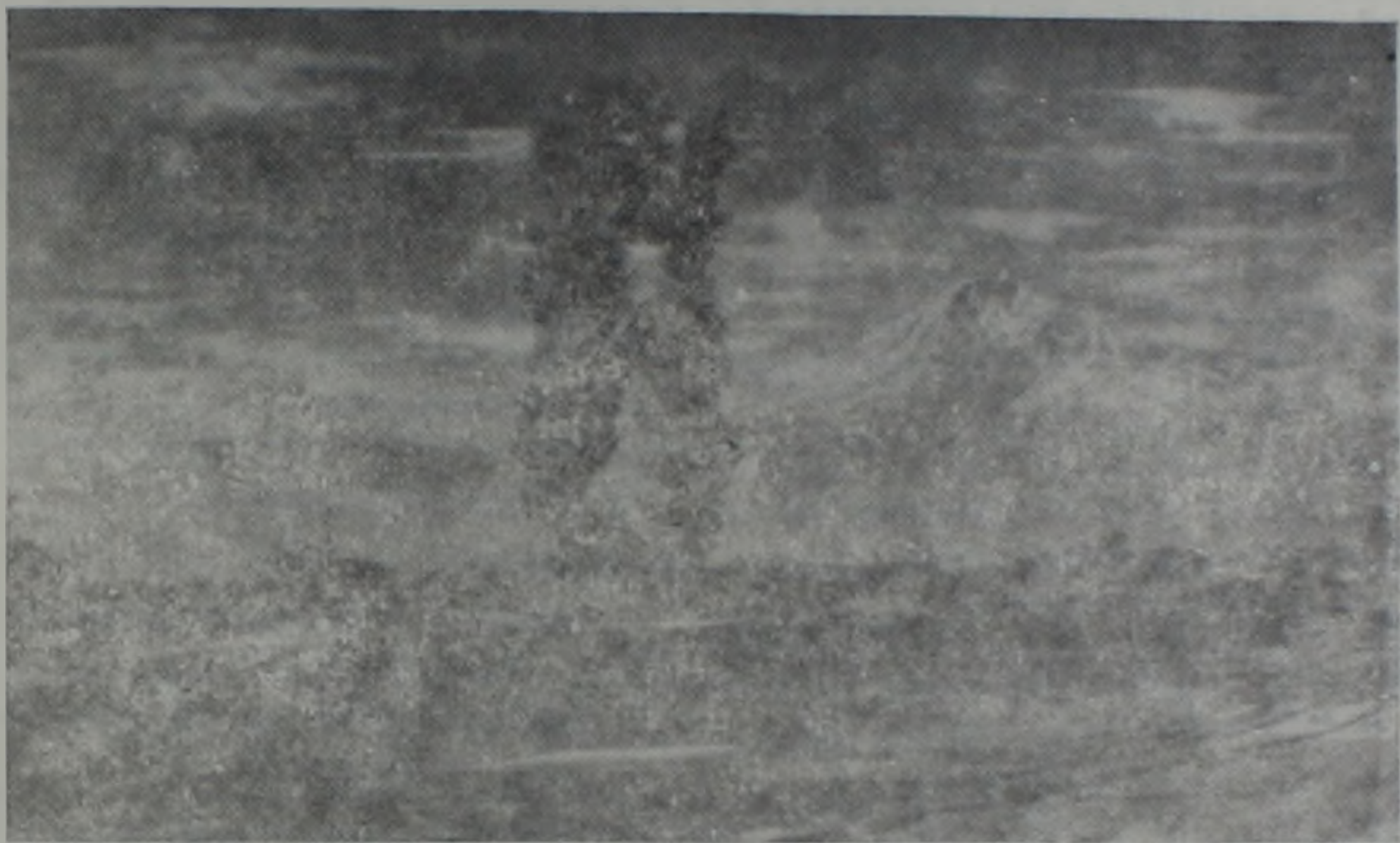


Рис. 2. Вулканы Большой и Малый Арарат. Вид с долины р. Гарни (фото А. Т. Асланяна, 22/X—1962)

В свете современных данных о комагматичности серии андезитовых лав и гранитоидных интрузивов в верхней юре, нижнем мелу, палеогене и нижнем миоцене представляется достаточно убедительной генетическая их связь с процессами субдукции литосферных плит: Южно-анатолийской плиты под систему Понтид (по линии Новака-Тромпа), Аравийской плиты—под Армянское (Урартское) нагорье, Загрос и Внутренний Иран и Урартской плиты (с юга) или Закавказской плиты (с севера)—под Малый Кавказ.

В плане новейших геодинамических концепций заманчивой кажется идея дальнейшего рифтования и дивергентного раскрытия коры в зоне межгорного Закавказья и слияние в будущем Черноморской и Южно-каспийской котловин.

Ряд авторов объединяет определенные множества гипоцентров землетрясений и локализует их в виде сейсмофскальных поверхностей, которые разделяют рассматриваемую область на ряд крупных литосфер-

СПИСОК

некоторых наиболее характерных руководящих форм ископаемых из фанерозойских отложений Малого Кавказа

Система	Отдел	Я р у с	Название фауны
1	2	3	4
Неоген	Антропоген	Плейстоцен	<i>Homo sapiens</i> fos., <i>Homo hrazdanensis</i> sp. n., <i>Elephas wustii</i> , <i>El. trogontherii</i> , <i>El. primigenius</i>
	Мiocен	Плиоцен	<i>Elephas meridionalis</i> (planifrons), <i>Hipparion</i> sp., <i>Cyclotella</i> , <i>Stephanodiscus</i>
		Нижний понт-в. мэотис	Мшанки капканского горизонта (в бассейне озера Севан)
		Мэотис	<i>Quinqueloculina seminulum</i> , <i>Cerithium rubiginosum</i> , <i>Potamides disjunctoides</i> , <i>P. novorossicus</i>
		Верхний сармат	<i>Hipparion mediterraneum</i> , <i>Macra caspia</i> , <i>M. bulgarica</i> , <i>M. sinzovi</i> , <i>Ammonia beccarii</i>
		Средний сармат	<i>Hydrobia ulataniensis</i>
		Нижний сармат	<i>Perenella disjuncta</i> , <i>P. nodosoplicata</i>
		Конка (тортон)	<i>Modiola buglovensis</i> , <i>M. kolesnikovi</i> , <i>Barnea ustjurtensis</i>
		Караган	<i>Illocypris bradyi</i> , <i>Chara margani karaganica</i>
		Тархан-чакрак	<i>Limnocythere cf. tschokrakensis</i> , <i>Spiralis subtarchanensis</i>
		Верхний майкоп	<i>Mastodont (Trilophodon) ex gr. cooperi</i> , <i>Planorbharius ex gr. cornucopiae</i>
Палеоген	Олигоцен	Средний и нижний	<i>Nummulites vascus</i> , <i>N. intermedius</i> , <i>Globigerina tapuriensis</i>
	Эоцен	Верхний	<i>Nummulites fabianii</i> , <i>Globigerina corpulenta</i>
		Средний	<i>Hantkenina liebusi</i> , <i>Acarinina bullbrookii</i> , <i>Nummulites laevigatus</i> , <i>N. praefabianii</i>
		Нижний	<i>Nummulites planulatus</i> , <i>Globorotalia aragonensis</i>
	Палеоцен	Верхний	<i>Nummulites fraasi</i> , <i>Globorotalia velascoensis</i>
		Нижний	<i>Globorotalia angulata</i>

1	2	3	4
Мел	Верхний	Данин	Acarinina inconstans
		Маастрихт	Hauericeras sulcatum
		Кампан	Micraster schröderi, Inoceramus balticus
		Сантон	Texanites gallicus, Orblignya canaliculata
		Копьяк	Barroisiceras onilahyense, Globotruncana
		Турон	Radiolites peroni, Glauconia mariae
		Сеноман	Parahibolites tourtiaie, Calycoceras spinosum
	Нижний	Альб	Kosmatella agassizi
		Апт	Deshayesites weissi, Costidiscus recticostatus
		Неоком	Requienia gryphoides, Barremites jalloti, Nerinea renngarteni
Юра	Верхняя	Титон	Paradiceras alsusense
		Кимеридж	Calamophylliopsis etalloni, Thecosmilia trichotoma, Umbonia dilatata, Juralina repeliana
		Оксфорд	Perisphinctes visinus, Ochetoceras canaliculatum, Sowerbyceras tortisulcatum
	Средняя	Келловей	Macrocephalites macrocephalum
		Бат	Morphoceras macrescens, Oppelia fusca, Ebrayiceras pseudoanceps
		Байос	Parkinsonia parkinsoni, Oppelia subradiata, Garantiana garantiana, Strenoceras subfurcatum, Stephanoceras humphriesianum
		Аален	Hammatoceras subinsigne, Grammoceras fluitasus
	Нижняя		Grammoceras fallaciosum, Gr. thouarsense, Ariettes spinoides
Триас	Верхний		Nairites armenius, N. laevis, Indopentem glabra
	Средний		Eumorphotis multiformis, Anodontophora fassaensis
	Нижний		Ophiceras sakuntala, O. kilenense, Kymatites typus, Claraia claraia

1	2	3	4
Пермь	Верхняя		<i>Paratirolites kittli</i> , <i>Araxathyris araxensis</i>
	Нижняя		<i>Stafella sphaerica</i>
Карбон		В и з е	<i>Kueichouphyllum sinense</i> , <i>Gigantop- roductus mirus</i>
		Т у р н е	<i>Siphonophylla cylindrica</i> , <i>Rhipido- mella michelini</i>
Девон	Верхний		<i>Tabulophyllum gorskii</i> , <i>Cyrtospirifer verneulli</i>
	Средний		<i>Calceola sandalina</i> , <i>Stringocephalus burtini</i>
Силур (?)		Готландии (?)	<i>Modiolopsis complanata</i> , <i>Orthonota solenoides</i>

ных блоков, испытывающих значительные взаимные перемещения. Этот аспект неотектоники должен стать предметом более детальных и точных исследований и выходить из стадии кинематических описаний на уровень веских динамических аргументаций.

В заключение укажем, что весь комплекс указанных выше геодинамических проблем наилучшим образом освещается теорией контракции, которая исчерпывающе объясняет возможность развития в литосфере пластических шарниров (геосинклиналей), срединноокеанических хребтов и окраинных морей (как диапировых структур), планетарной сети глубинных разломов, процесса погружения литосферных плит по механизму субдукции (в условиях концентрации напряжений и деформации при общем сжатии Земли) и др. и, кроме того, решает главную проблему новой глобальной тектоники—проблему «неисчерпаемого» векового источника энергии и периодичности конвективных течений, которая в данном случае возникает в мантии вследствие вязкого трения частиц и эквивалента энергии распределенных внутренних источников. Она заимствуется из потенциальной энергии гравитационного поля планеты в процессе ее сжатия, которое, если экстраполировать современные астрономические данные в геологическое прошлое, выражается в уменьшенной окружности Земли на 3000 км за 1000 млн. лет. Сближение литосферных блоков, расположенных ступенчато и кулисообразно при мощности их от 60—70 км до 200—250 км (в рамках крупных плит), образование крупных срывов и зон смятий между ними объясняют одновременно возможность выдавливания из недр как магматических, так и квазимагматических масс, включая субдукционные магмы и офиолиты, залегающие в сильно тектонизированных зонах литосферы.

a

տակար հանածոների կուտակումներ, Միոգենոսինկլինալային մարզում դրան ներկայացված են փոքր հզորության կարբոնատային-տերիգեն առաջացումներով:

Կավճի ավելի երիտասարդ հորիզոնները Ումխեթա—Ղարաբաղի գոտում արից մինչև սանտոն ներկայացված են հրաբխածին-նստվածքային առաջացումներով (բազալտներ, անդեզիտներ, դացիտներ), իսկ կամպանից մինչև դանիական հարկը՝ կրաքարերով և մերգելներով: Այս կոմպլեքսները պարունակում են մանգանի հանքանյութերի կուտակումներ, բենթոնիտների, լիթոդրաֆիական կրաքարերի, գլաուկոնիտների, ցեոլիտների, ֆելդիտային տուֆերի և այլ հանքավայրեր:

Սևան—Աքերայի և Երևան—Օրդուբադի գոտիներում արի-ստորին սենոնի կտրվածքը կազմված է կրաքարային-տերիգեն և կալծքարա-հրաբխածին ֆորմացիաներից (1,5 կմ հզորությամբ), որոնք պարունակում են մանգանա-քեր սիլիցիտներ, հասպիսներ, օֆիկալցիտներ: Ավելի վեր տեղադրված է սենոնի մինչև 1 կմ հզորություն ունեցող պրաովակային և կրաքարային ֆորմացիան:

Երևան—Օրդուբադի գոտում պալեոգենը ներկայացված է հզոր (4,5 կմ) նստվածքային-հրաբեկորային ֆլիշոիդային, իսկ կտրվածքի վերին մասում՝ մոլասային ֆորմացիաներով: Մերձարաքսյան գոտում՝ մինչև 0,5 կմ հզորության կրաքարային-տերիգեն կոմպլեքսով: Սևան—Աքերայի գոտում՝ անդեզիտների, դացիտների և համանման կազմի հրաբխաբեկորային առաջացումների հզոր (մինչև 5—6 կմ) հաստվածքով: Տեղ-տեղ նրանք պարունակում են պղնձակոլչեդանային և բազմամետաղային հանքայնացում, ինչպես նաև ամենատարբեր ոչմետաղային օգտակար հանածոների կուտակներ:

Միոցենի մոլասները պարունակում են քարաղի հզոր արդյունաբերական կուտակներ (հելվետյան և, մասամբ, սարմատյան հարկերը): Դրանց ամենամեծ հզորությունները (մինչև 3 կմ) նշված են Արաքսի ավազանում (Լենինականի, Արարատյան և Նախիջևանի գոգավորությունները) կատարված հորատման աշխատանքներով:

Ռեգիոնի միջին-ստորին պլիոցենում տարածված են անդեզիտային և անդեզիտա-դացիտային լավաների և նրանց հրաբեկորային առաջացումների հզոր ծածկոցները (Կեչուտի, Փամբակի, Մաղկունյաց, Գեղամա, Վարդենիսի լեռնաշղթաները և այլն), որոնք մի շարք դեպքերում ներգրված են 1300—1500 մ խորություն ունեցող կիրճերում (Խրամի, Դևբեդ, Ախուրյան, Քասախ, Հրազդան, Արփա, Վերին Աղստև գետերի ավազաններ): Վերին պլիոցենում լայն տարածում ունեն հակադարձ մագնիսացած դոլերիտային բազալտների (հասակը՝ 3,5 մլն տարի) ծածկոցներ, հոսքեր և սիլեր, որոնք խոշոր դաշտեր են կազմում Կարսի, Ախալքալաքի, Լոռու, Կոտայքի և Գավառագետի սարահարթերում: Որանց հաջորդում են անդեզիտների (Արարատ, Արագած, Արայիլեռ և այլն), դացիտների և սուբալկալային լավաների (Իշխանասար և այլն) հզոր ծածկոցներ ու հոսքեր:

Հայաստանում հալսնի նորագույն հրաբխականության շորս ցիկլերը բնորոշում են ստորին, միջին, վերին պլեյստոցենն ու հոլոցենը: Հյուսիս-արևմտյան և Կենտրոնական Հայաստանում դարգացած են սինդեզիտա-բազալտային լավաները և, հազվադեպ, դացիտային կազմի լավաներն ու տուֆալավաները, արևելքում և հարավ-արևելքում՝ սուբալկալային և ալկալային

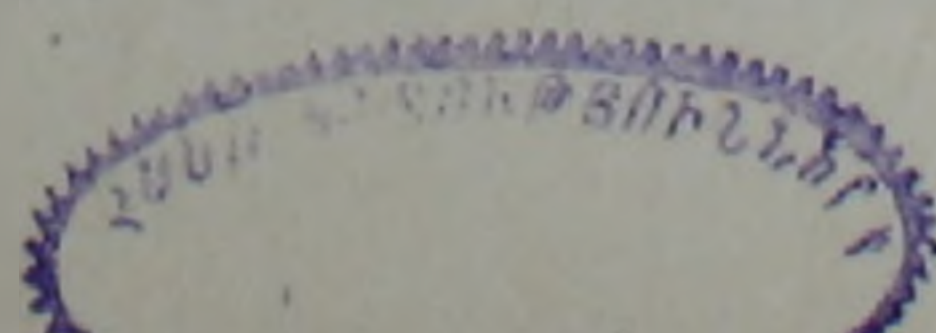
լավաները (Սյունյաց լեռնաշխարհ), Հայկական ՍՍՀ բնատարածքում հայտնաբերված է չորրորդական ժամանակաշրջանում գործած հրաբուխների 550 ժայթքման կենտրոն:

Պլիոպլեյստոցենում հրաբխածին ապարների առանձնահատուկ դաս են ներկայացնում թթու ապարները՝ լիպարիտները, պեռլիտները, օբսիդիաններն ու լիթոիդային պեմզաները, որոնք առաջացնում են էքստրուզիվ գմբեթներ և վահաններ (Գյումուշ՝ հասակը 4,5 մլն տարի, Արտենի՝ 1,27 մլն տարի, Նուխտակսար՝ 510 հազ. տարի, Հատիս՝ 300 հազ. տարի, Բազենք՝ 300 հազ. տարի): Նորագույն հրաբխականության մարդը հիմնականում բնորոշվում է ծանրության ուժի զգալի բացասական անոմալիաներով (ըստ Բուգեյի ռե-յուկցիայի):

Ինտրուզիվ մագմատիզմն արտահայտվել է բազմիցս. բայկալյան էտապում առաջացել է Արզականի գրանիտա-գնեյսային զանգվածը (հասակը 620 մլն տարի), հերցինյան էտապում՝ Լոբի և Արզականի զանգվածների մոխրագույն, վարդագույն և լեյկոկրատ գրանիտները, կիմերեյան էտապում՝ Հաղպատի, Կողբի, Խավուշի, Ծավի, Սպիտակի, Ապարանի, Թաքաուլուի զանգվածները, ալպիականում՝ Հանքավան—Ջանգեզուրի և Սևան—Աբերայի գոտիների գրանիտոիդները: Կիմերեյան և ալպիական ցիկլերի գրանիտոիդների հետ է կապված պղնձամոլիբդենային, կապար-ցինկային և ոսկի-բազմամետաղային հանքայնացումը, պլիոցենի փոքր ինտրուզիաների հետ՝ ապատիտ-մագնետիտային հանքայնացումը (Կապուտանի հանքավայրը՝ հասակը 6—7 մլն տարի), յուրայի, կավճի և պալեոգենի ենթահրաբխային և էքստրուզիվ քվարցային պորֆիրների և ալբիտոֆիրների հետ՝ պղնձակոլչե-լանային հանքայնացումը և այլն:

Փոքր Կովկասը հանդիսանում է օֆիոլիտների զարգացման դասական մարդ: Բայկալյան օֆիոլիտների ոչ մեծ զանգվածներ հայտնի են Արզական—Ասյարանի մետամորֆային կոմպլեքսում, կիմերեյան օֆիոլիտների զանգվածները տարածված են Թարթուս գետի ավազանում: Առավել խոշոր օֆիոլիտային սերիաներ են առաջացել ալբի-ստորին սենոնի ընթացքում: Հարավից դեպի հյուսիս առանձնացվում են Մերձարաքսյան (Վեդի—Ադրիդադի), Ջանգեզուրի (Շիրակ—Ջանգեզուրի), Սևանի (Սևան—Աբերայի) օֆիոլիտային գոտիները:

Փոքր Կովկասի վերոհիշյալ ստրուկտուրային գոտիները հանդիսանում են ավելի խոշոր (5—6 հազ. կմ ձգվածությամբ) մերձլայնակի մոլորակային մասշտաբների գոտիների սեգմենտները. այդ խոշոր գոտիները հետամտվում են Բալկաններից Անատոլիա, Հայկական լեռնաշխարհ, որից հետո՝ Իրան, Աֆղանստան և Պակիստան: Ռեգիոնի Կառուցվածքում կարևոր դեր են խաղում նաև մերձմիջօրեական ուղղության համամոլորակային նշանակություն ունեցող խորքային բեկվածքները (դեֆորմացիոն ստրուկտուրաների Տրանսկովկասյան գոտի), միջգոտային տիպի ձգված դիդյունկտիվ կարեր, ինչպես նաև հակակովկասյան ուղղություն ունեցող տեկտոնական լինեամենտներ և ուղմատիկ ցանցի խղումներ: Դրանցից շատերի հետ են համընկնում երկրաշարժերի և հրաբուխների օջախները, հանքային աղբյուրները, բարձր ջերմային հոսքերը, տրավերտինային վահանները և այլն: Փոքր Կովկասի Մերձարաքսյան մարդի սեյսմականությունը 12-րականոց սանդղակի համա-ձայն կադմում է 8 բալ, իսկ Մերձքուռյան մարդինը՝ 7 բալ:



նորկիմերեյան լեռնակազմական հզոր պրոցեսներից հետո մարզի նորալ-պիական տեկտոնական կառուցվածքի մեջ հիմնական դերը խաղացել են կավճի և պալեոգենի, վերին էոգենի և օլիգոցենի, օլիգոցենի-ստորին միոցենի, վերին միոցենի ու ստորին պլիոցենի սահմաններում տեղի ունեցած լեռնակազմական շարժումները: Լեռնակազմության մեջ վճռական նշանակություն են ունեցել ստորին պլիոցենում (1000—1300 մ), մասամբ միջին-վերին պլիոցենում և պլեյստոցենում (200 մ) կատարված հզոր դիֆերենցված բարձրագույնները: Փոքր Կովկասի բարձրացման արագությունը հետմիոցենյան ժամանակաշրջանում միջին հաշվով կազմել է 2 սմ 100 տարում (10 մլն տարում՝ 2000 մ):

Հայկական ՍՍՀ ստորերկրյա ջրերի ռեսուրսները, որոնք զնահատվում են մոտ 140 մ³/վրկ, կապված են պլիո-պլեյստոցենի լճային արտեզյան ավազանների և լավային հոսքերի, մեզոզոյան կրաքարերի, խզման գոտիների հետ և այլն: Խզման գոտիներին են հարում հանքային ջրերի ելքերը (400 աղբյուր)՝ 1000 լ/վրկ ընդհանուր դեբիտով: Զրերի ջերմաստիճանը նրանցում գերազանցապես հասնում է 20—42°C, երբեմն՝ 63—73°C: Միոցենոսինկլինալային մարզում ջերմաստիճանային գրադիենտը կազմում է 1°/30 մ (3000—4300 մ խորության հորատանցքերի տվյալներով), իսկ էվգենոսինկլինալային մարզում՝ մոտավորապես 1°/25 մ:

Փոքր Կովկասի տեկտոնիկայի առանձնահատկություններն իրենց բավարար բացատրությունն են ստանում Ռուսական և Աֆրիկական պլատֆորմների մերձեցման մեխանիզմի շնորհիվ, իսկ մագմատիզմի առանձնահատկությունները մի կողմից համամոլորակային մասշտաբի մերձլայնակի խզվածքների առկայությամբ (բազալտային և բազանիտային լավաներ), որոնք հասնում են հարյուրավոր կիլոմետրեր խորության, իսկ մյուս կողմից՝ լիթոսֆերային սալերի սուբդուկցիայով (անդեզիտային, դացիտային լավաներ, գրանիտոիդային ինտրուզիվներ առաջացնող հալոցքներ և այլն), ինչպես նաև երկրակեղևի գրանիտոիդային շերտի վերահալմամբ (լիպարիտներ, դացիտներ, պեոլիտներ, օրսիդիտներ, պեմդաներ):

A. T. ASLANIAN

MAIN FEATURES OF THE ARMENIAN SSR GEOLOGICAL STRUCTURE

Abstract

The regional complex of Armenian SSR is mainly situated in the frames of the folded-clumpy meganticlinorium of the Minor Caucasus which, as a high mountainous structure, appeared during the last 10 mln. years. The stretch of the structure is 360 kms, length-180 kms, the transversal compression in average is 20%, thickness of the Earth crust according to the seismic data is 43-3 kms, occurrence depth of wave-bearing layers is 8-15 kms, 25-30 kms, 70-100 kms, 200-260 kms, occurrence depth of highly conductive layers is 50 kms, 200-260 kms, 450-470 kms, 800-900 kms.

In the structure of the Minor Caucasus from the North-East to the South-West the following zones are distinguished: Nearcurian intrageo-

anticline, Somkheto-Karabakh Intrageoanticline, Sevano-Akera Intrageosyncline, Hankavan-Zangezor Intrageoanticline, Kalan monocline, Yerevan-Ordubad Intrageosyncline and Neararakslan Intrageoanticline. The first four zones in Paleozoic, Mesozoic and Paleogene developed in eugeosyncline regime, the latter two in miogeosyncline regime (South-West line of Ani-Aragats-Fountain-Eghegnadzor-Ordubad).

The metamorphic fundament of the region consists of gneisses, amphibolites, quartz-mica, chlorite and graphite-bearing slates, phyllites, marbles, dolomites, etc., broken through by granitoid and gabbro-peridotite intrusives (Cambrian-Precambrian). The fundament surface lies in the depth of 6–8 kms. In eugeosynclinal field over the fundament there lie deeply dislocated volcanogenic-sedimentary formations of Paleozoic, Jurassic, Cretaceous, Paleogene and partly plainly lying sedimentations of Miocene and Pleistocene. In the miogeosynclinal field over the fundament the terrigenous-carbonaceous formations of Silurian-Lower Devonian, Middle and upper Devonian, Lower Cretaceous, Permian and Triassic, mainly sedimentary and partially volcanogenic complexes of Mesozoic, Paleogene and Miocene, as well as fluvio-lacustrine, volcanic and alluvial sediments of Plio-Pleistocene lie. The Lower Jurassic sediments are represented in the sandy-argillaceous and partially, in volcanogenic facies (aalen).

The Middle and Upper Jurassic and Lower Cretaceous (including Aptian) in the eugeosynclinal field achieve thickness of 5 kms and are represented by volcanogenic-sedimentary complex (andesitic porphyrites, quartz plagioporphyrites, keratophyrites, tuff breccias, tuff conglomerates, organic limestones, dolomites, clay and coaly shales, arkose and volcanoidal sandstones, etc., including deposits of copper-sulphide and polymetallic ores and other minerals. In the miogeosynclinal field they are represented as carbonate-terrigenous deposits of small thickness.

The younger horizons from Albian to Santonian in Somkheto-Karabakh zone are represented by volcanogenic-sedimentary formations (basalts, andesites, dacites) and beginning from Campanian up to Dutch stage by limestones and marbles. These complexes include concentration of manganese, deposits of bentonites, lithographic limestones, glauconites, ceolites, felsite tuff and others.

In Sevan-Akera and Yerevan-Ordubad zones the section of Albian-Lower Senonian consists of calcareous-terrigenous and (with thickness up to 1.5 kms) siliceous-volcanogenic formations, including manganeseiferous silicites, jasper, ophalcites. Upper there are greywacke and calcareous formations of Senonian with thickness up to 1 km.

Paleogene of Yerevan-Ordubad zone is represented by thick (4.5 km) sedimentary pyroclastic flyschoid, and in the upper parts of the section—by molass complexes; in Neararakslan zone—by calcareous-terrigenous complex with the thickness of 0.5 km, in Sevan-Akera zone by thick (up to 5–6 kms) strata of andesites, dacites and volcanoclasts of similar composition. In some places they bear copper-pyrite and poly-

metallic mineralization and include deposits of different non-metallic minerals.

Miocene mollasses include thick industrial deposits of rock salt (Helvetian and partially Sarmatian stages). Their greatest thicknesses (up to 3 kms) are found by drilling in Araks-river basin (Leninakan, Ararat and Nakhichevan troughs).

In the Middle-Lower Pliocene of the region thick sheets of andesite and andesite-dacite lavas and their pyroclasts (Kechut, Pambak, Tsakhkunk, Gegham, Vardenis ranges, etc.). included in some cases in canyons with the depth of 1300—1500 m (basins of rivers Khrami, Debed, Akhurian, Kazakh, Hrazdan, Arpa, Upper Aghstev). In the Upper Pliocene sheets, streams and sills of reverse magnetized doleritic basalts (age 3,5 mln. years) have a broad development, composing great fields in the boundaries of Kars, Akhalkalak, Lori, Kotayk and Gavaraghet plateaus. They are followed by thick strata and streams of andesites (Ararat, Aragats, Arailer, etc), dacites and subalkaline lavas (Ishkhana-sar, etc.).

In Armenia there are four well-known cycles of the latest volcanism, developed during Lower, Middle and Upper Pleistocene and Holocene. In the North-Western and central parts of Armenia lavas of andesite-basalts and rarely lavas and tuff lavas of dacite composition are developed, in the East and South East-subalkaline and alkaline lavas (Sunik plateau) are developed. About 550 eruption centres of quaternary period are found out on the territory of Armenian SSR. Acid rocks: liparites, perlites, obsidians and lithoidal pumices, forming extrusive cupolas and shields, enter an isolated class of volcanites in the Plio-Pleistocene (Gumush—with the age of 4,5 mln. years, Arteni—1,27 mln. years, Bazenk—300000 years). The latest volcanism is characterized in the whole by considerable negative anomalies of gravity (in Buge's reduction). Intrusive magmatism displaced itself multiply: in Baikal stage granite-gneissic Arzakan intrusive massif was formed (620 m. y.), in Hercynian—grey, pink and leucocratic granites of Lock and Arzakan massifs; in Cimmerian stage—granitoids of Haghpat, Kokhb, Tavush, Tsav, Spitak, Aragats, Takarli massifs, in Alpid stage—granitoids of Hankavan-Zangezor and Sevan-Akera zones.

Copper-molybdenum, lead-zincous and golden polymetallic types of mineralization are connected with granitoids of Cimmerian and Alpid cycles, apatite-magnetite mineralization (Kaputan deposit, age 6—7 mln. years) is connected with small intrusions of Pliocene, copper-pyrite mineralization—with subvolcanic and extrusive quartz porphyrites and albtophyres of Jurassic, Cretaceous, Paleogene etc.

The Minor Caucasus is a classic field of ophiolites development. Small massifs of Baikal ophiolites are known in Arzakan—Aparan metamorphic complex, massifs of Cimmerian ophiolites are known in the basin of Terter river. The largest ophiolitic series appeared in Alpid-Lower Senonian. From the South to the North Neararaksian (Vedi-Aghri-

dagh), Zangezorian (Shirak-Zangezor), Sevanian (Sevan-Akera) ophiolitic zones are distinguished.

The above pointed structural zones of the Minor Caucasus are segments entering the system of larger sublatitudinal belts (for the space of 5–6 thousand kms) traced from the Balkans into Anatolia, Armenian highland and further into Iran, Afghanistan and Pakistan. An important role in the region structure also play submeridional abyssal fractures of planetary importance (Transcaucasian belt of deformational structures) extended disjunctive seams of interzonal type, as well as tectonic lineaments of anticaucasian direction and ruptures of regmatic network. The focuses of earthquakes and volcanoes, mineral springs, lightened heat-streams, travertine shields, etc. coincide with many of them. Seismicity of Neararaksian region of the Minor Caucasus, by the 12-balls scale, is estimated as 8 balls, Nearkurian region—as 7 balls.

After the powerful New Cimmerian orogenesis the main role in formation of new Alpid tectonic structure of the region played orogenic movements taking place on the border of Cretaceous and Paleogene, Later Eocene and Oligocene, Oligocene-Later Miocene, Lower-Middle Miocene and Later Miocene-Early Pliocene. The decisive meaning in the process of mountain formation had great differentiated uplifts (about 1000–1300 m) in the Lower Pliocene and partially in Middle-Upper Pliocene and Pleistocene (about 200 m). The uplifting rate of the Minor Caucasus for after Miocenian time made in average 2 cm for 100 years (2000 m for 10 mln. years).

The resources of underground waters of Armenian SSR, estimated nearly 140 m³/sec, are connected with lacustrine artesian basins and lava streams of Plio-Pleistocene, with total yield of 1000 l/sec. The water temperature there often amounts to 20–42°, rarely to 63–73°C. The temperature gradient in the miogeosynclinal region is 1°/30 m (by data of boreholes of depth 3000–4300 m), in the eugeosynclinal region—about 1°/25 m.

The characteristic features of the Minor Caucasus tectonics find satisfactory explanation in the mechanism of approachment of Russian and African platforms, and features of magmatism, on the one hand, in the presence of planetary scale sublatitudinal strippings (basalt and basanite lavas), achieving the depth of hundreds of kms, and on the other hand, in subduction of lithosphere plates (andesite and dacite lavas, meltings, having given granitoid intrusives, etc), and in remelting of the crust granitoid layer (liparites, dacites, perlites, obsidians and pumices).

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Геология СССР, том X, Грузинская ССР. «Недра», М., 1964.
2. Геология СССР, том XLIII, Армянская ССР. «Недра», М., 1970.
3. Геология СССР, том XLVII, Азербайджанская ССР. «Недра», М., 1972.