

ПУТЕВОДИТЕЛЬ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ  
ЭКСКУРСИЙ У ВСЕСОЮЗНОГО  
ВУЛКАНОЛОГИЧЕСКОГО  
СОВЕЩАНИЯ



ТБИЛИСИ

Тбилиси — 1980

2

ПУТЕВОДИТЕЛЬ  
ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ЭКСКУРСИЙ

Пятого Всесоюзного вулканологического  
совещания

г. Тбилиси  
октябрь 1980 г.

3329



П 20805  
М. 6С7(С6)-20

Прим. И 359  
24.19.80

## ВВЕДЕНИЕ

Экскурсии будут проведены в пределах территории, охватывающей три крупные орографические единицы: Большой Кавказ, Закавказскую низину и Малый Кавказ. В административном отношении северная большая ее часть входит в состав Грузинской ССР, а на юге она частично распространяется на Армянскую и Азербайджанскую ССР.

В данной территории различаются следующие главные геотектонические единицы (с севера на юг): I) Антиклинорий Главного хребта Большого Кавказа, II) складчатая система южного склона Большого Кавказа, III) Грузинская глыба, IV) Аджаро-Триалетская складчатая зона, V) Артаино-Болнисская глыба, VI) Локско-Карабахская полого-складчатая зона, VII) Севано-Ахеринская зона (рис. I). Расположенные южнее геотектонические единицы Закавказья экскурсиями не затрагиваются.

### I. Антиклинорий Главного хребта Большого Кавказа

Антиклинорий занимает гребневую часть Большого Кавказа; контактирующую со складчатой системой Южного склона по т.н. Главному надвигу. Антиклинорий состоит из трех зон: I) Центральная зона воздымания, сложенной доверхнепалеозойскими кристаллическими сланцами и герциновыми гранитоидами. Последние с резким несогласием перекрыты карбоновыми слабометаморфизованными терригенными породами и нижнеюрскими аспидными сланцами. Альпийская структура антиклинория характеризуется наличием крупных горст-антиклинориев и грабен-синклинориев среднеюрского возраста.

К востоку и западу от Центральной зоны располагаются: 2) Восточная и 3) Западная зоны погружения. Они сложены мощными мезо-кайнозойскими отложениями, среди которых наибольшую площадь занимают нижне- и среднеюрские аспидные сланцы, смятые в ряд крупных линейных складок общекавказского простирания.

### II. Складчатая система южного склона Большого Кавказа

Складчатая система развилась из геосинклинального бассейна

на, существование которого отмечается с низов среднего палеозоя (в герцинском цикле возможно он представлял собой малый океанический бассейн, а в альпийском цикле - окраинное море). В системе различается четыре зоны (с севера на юг): 1) Казбекско-Лагодехская зона, сложенная мощной серией аспидных сланцев нижней и средней вры, образующих монокливаль, с тенденцией опрокидывания, расчлененную надвигами на несколько чешуй. Вдоль регионального надвига зона соприкасается с 2) Местийско-Тшаветской флишевой зоной. Последняя сложена карбонатным флишем верхней вры-готтерива, терригенным флишем баррема-сеномана, терригенно-карбонатным флишем верхнего меда и терригенным флишем дания-палеогена. Зона имеет чешуйчатое строение, шарьирована на юг и контактирует на востоке с молдассой Грузинской глыбы, а на западе - с двумя другими зонами складчатой системы южного склона.

Проявления вулканизма в названных двух зонах относительно слабые: в низах лейаса отмечается кислый инициальный вулканизм альпийского цикла, в среднем лейаса имеется дайковый и силловый комплекс диабазов, во флише известны незначительные проявления среднего и основного подводного вулканизма в сеномане. Особое внимание обращает на себя плейстоценовый орогенный андезитовый вулканизм Казбекского района и Кельского плато (в полосе Военно-Грузинской дороги), приуроченный к диагональному глубинному разлому.

3) В западной части флишевая зона по надвигу или нормально соприкасается с Чхалтинско-Лайдинской зоной. В Сванетии она имеет антиклинорное строение, в ней выступают палеозойско-триасовые отложения. Западнее, в Асхази она сложена сланцевой серией нижней и средней вры, и по тектоническому строению сходна с Казбекско-Лагодехской зоной.

4) Наиболее южной является Гагрско-Джавская зона. Для нее характерно наличие мощной байосской вулканогенной (порфиритовой) свиты, интенсивное проявление батской (чегемской) орофазы, сопровождаемой гранитоидными интрузиями. Верхнервские, меловые и палеогеновые отложения образуют почти непрерывную последовательность, несколько нарушенную андийской орофазой.

### III. Грузинская глыба

Грузинская глыба представляет собой северную часть домеловой Закавказской плиты (микроконтинента). Глыба формировалась в основном в герцинском цикле. Ее фундамент выступает в I) Дзи-

Дульской зоне поднятия в виде Дзиркульского кристаллического массива, сложенного кристаллическими и метаморфическими сланцами, гнейсами и мигматитами, серпентинитами (офиолиты) докембрия (?)-нижнего и среднего палеозоя и гранитоидами палеозойского и багского возраста. На этом субодрате несогласно залегает континентальные кварц-порфиры предположительно позднепалеозойского возраста, фтороносные угельные вулканиты низов юри и красные известняки лейаса. Выше несогласно следует порфиритовая свита байоса, а затем - карбонатный мел.

2. Западная (Колхидская) зона погружения характеризуется постепенным погружением поверхности фундамента в сторону Черного моря (до - 9 км), более полным разрезом мел-палеогеновых отложений, развитием неогеновой морской молассы и мощным покровом (400 м) четвертичных морских и болотно-аллювиальных отложений. Среди верхнемеловых известняков задегает крупная сложного строения линза мелочных дифференцированных вулканитов.

3) Восточная (Карталинская или Куринская) зона погружения на поверхности целиком слагается олигоцен-неогеновой морской и континентальной молассой.

4) Окрибско-Хрептская зона расположена к северу от Дзиркульской зоны. Она рассматривается как часть глыбы, возмещенная в погружение геосинклинали южного склона, а потому стратиграфическим разрезом и тектоническим строением сходна с Гагрско-Дзавской зоной.

#### IV. Аджаро-Триалетская складчатая зона

Зона является четко выраженной тектонической единицей широтного простирания, вытянутой на расстоянии около 300 км при ширине до 50 км, от Черного моря до долины р.Иори. Тектонически она выражена асимметричным веерообразным антиклинорием со срединным блоковым поднятием. Веер наклонен на север и с Грузинской глыбой имеет на всем протяжении резкий тектонический контакт. Южный контакт менее резкий, хотя выражен довольно четко.

Древнейшие отложения зоны представлены мощными (3000 м) вулканитами преимущественно базальтового состава альбско-нижнегургонского возраста. Выше следуют карбонатные породы мела (300-1000 м). На них задегает терригенная флишоидная серия палеоцен-нижнего эоцена (1500-2800 м) и вулканогенно-осадочная толща среднего эоцена. Мощность последней от 2500-3000 м и увеличивается к западу до 5000 м. Среднеэоценовая вулканогенная формация пред-

ставлена вдоль осевой полосы толстыми базальтами, по краям - субслощными базальтами (на юге) и щелочными щелочными эффузивами (на севере). Верхний эоцен и олигоцен-нижний миоцен представлены терригенными отложениями, и только в юго-западной части они замещаются вулканиитами среднего состава.

Существует представление, что Аджаро-Триалетская зона представляет собой рифт, заложенный в середине Закавказской плиты. В пользу этого говорят характер среднеэоценового вулканизма, несомненно связанное (безкорневое) поднятие хребта и утонение под ним земной коры в западном направлении, в сторону безграничной части Черного моря. По-видимому, здесь имеется единый Черноморско-Триалетский рифт, разделивший в мелу Закавказскую плиту. Для зоны характерен также плейстоценовый эргстанный андезитовый вулканизм (Боржомско-Бакурианский район).

#### У. Артеинско-Голлисская глыба

Данная глыба является южным осколком Закавказской плиты. В западном и восточном направлениях она выходит за пределы Грузии - в Турцию и в Азербайджан. Глыба в пределах Грузии делится на две зоны: 1) Болнисскую на востоке и 2) Джавахетскую на западе. В Болнисской зоне обнажается древний субстрат глыбы (Храмский массив), сложенный доверхнепалеозойскими кристаллическими породами, которые перекрыты верхнепалеозойскими кислыми вулканиитами континентально-прибрежного происхождения. По краям массива (горста) обнажены нижнерские глинистые сланцы, на которых залегают верхнекедовые вулканогенные отложения кислого состава с двумя горизонтами основных пород - в сантоне и нижнем кампаче - и с субвулканическими телами. Выше расположены сеновские известняки и палеоценовый дацтовский горизонт.

Меловые отложения образуют широкий волнистый синклиниорий к югу от Храмского горста.

Джавахетская зона сложена мио-плиоценовыми и четвертичными континентальными вулканическими образованиями, которые скрывают под собой мел и палеоген. Эти образования выходят частично в Болнисской зоне на востоке и в южной части Аджаро-Триалетской зоны на западе. Среди них различаются кислые туфы (годердзско-кисатибская свита) предположительно сарматского возраста, андезит-дациты нижнего плиоцена, долериты и андезиты-базальты верхнего плиоцена и четвертичные дифференцированные лавы и вулканические аппараты, фиксирующие глубинные разломы - главным образом

меридиональные (Кечутский и Абул-Самсарский).

#### VI. Локско-Карабахская полого-складчатая зона

Зона является краевой частью Артыинско-Болнисской глыбы. Она характеризуется более интенсивной складчатостью, более полным разрезом, развитием мощной среднеюрской вулканогенной толщи основного состава и среднеэоценовой вулканогенной толщи андезитового состава. Герцинский фундамент выступает в пределах Локского кристаллического массива. Молодой (эоценовый) вулканизм типа Дивахетской зоны здесь тоже известен в западной части.

#### VII. Севано-Акеринский офиолитовый пояс

представляет собой узкую субширотную зону, в пределах которой офиолитовые шарьяхи перекрывают южный край Локско-Карабахской зоны.

Артохтон офиолитового пояса представлен мощными андезитовыми сериями байоса-шннего неоксена (до 1000 м), которые трансгрессивно перекрывает песчано-глинистый флиш альба-сеномана. Последний согласно надстраивается офиолитокластовым олистостромом верхнего сеномана-нижнего коньяка, который наряду с глыбами пород офиолитовой ассоциации (серпентиниты, габбро, базальт-радиолиты, амфиболиты) содержит обломки мелководных известняков, андезитов, метаморфитов, поступившие очевидно, из Локско-Карабахской зоны.

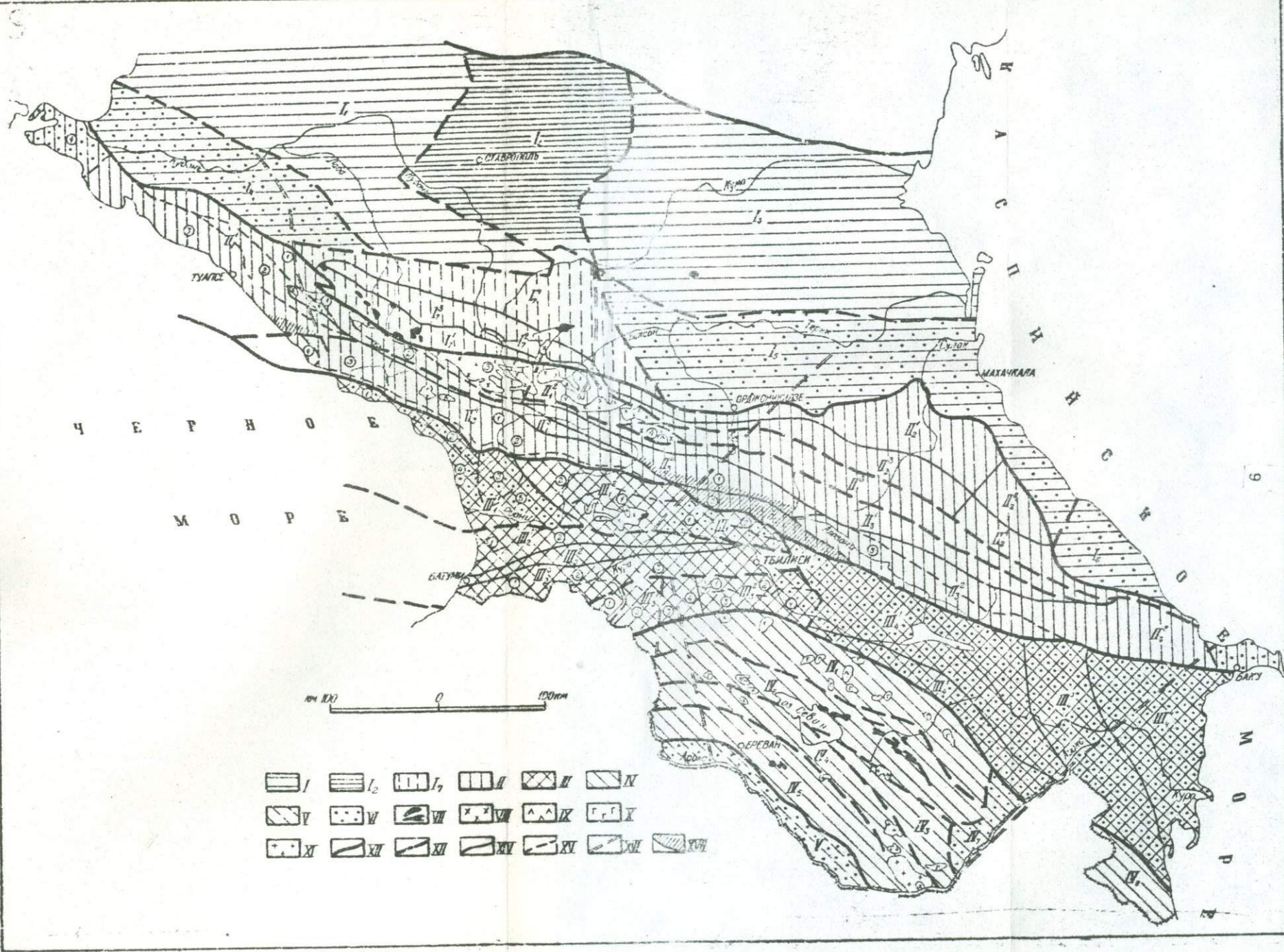
Олистостром тектонически перекрывает артохтонным офиолитовым комплексом, в нижней части которого представлен так называемый ипаякский покров габбро-серпентинитов и серпентинитового меланжа. Последний трансгрессивно или тектонически перекрывает эффузивно-олистостромовым комплексом альба-турона. В составе эффузивно-олистостромового комплекса представлены мощные пакки пиллоу-лав, чередующихся с радиолитами, которые часто надстраиваются и местами замещаются так называемым верхним олистостромом (Кылычлинский комплекс С.Д.Соколова, 1977).

Разрез неартохтона, трансгрессивно перекрывающего офиолиты, включает обломочную толщу верхнего коньяка-сантона, содержащую обильный материал перемежа офиолитовых комплексов, известняки верхнего сенона, терригенно-карбонатный флиш и андезитовые серии палеогена.

Породы Севано-Акеринской зоны интенсивно смяты и разбиты многочисленными разломами. В палеогене установлена ремобилизация

офиолитовых покровов и возникновение серпентинитовых протрузий.

Согласно последним данным среди вулканических пород офиолитового комплекса, ассоциирующихся с радиоларитами и микролитовыми известняками, установлены две возрастные группы: юрско-неокомская (представленная в олистоострове и серпентинитовом меланже) и альпийско-верхнетурецкая. По составу эти породы весьма различны. Наряду с толеитами типа срединно-океанических хребтов здесь представлена ассоциация высокотитанистых толеитов и щелочных базальтов, характерная для океанических островов, а также низкотитанистые низкокальциевые дифференцированные толеитовые серии типа океанических островных дуг.



I - Предкавказская (Скифская) плита: I<sub>1</sub> - Азово-Кубанская впадина, I<sub>2</sub> - Ставропольский свод, I<sub>3</sub> - Терско-Кумская впадина, I<sub>4</sub> - Западно-Кубанский передовой прогиб, I<sub>5</sub> - Терско-Каспийский передовой прогиб, I<sub>6</sub> - Кусаро-Дивичинский наложенный передовой прогиб, I<sub>7</sub> - Северо-Кавказский краевой массив (I<sub>7</sub><sup>1</sup> - зона Передового хребта, I<sub>7</sub><sup>2</sup> - Бечасинская зона, I<sub>7</sub><sup>3</sup> - Лабино-Малкинская зона, I<sub>7</sub><sup>4</sup> - Северо-Кавказская моноклираль); II - Мегантиклинорий Большого Кавказа: II<sub>1</sub> - Антиклинорий Главного хребта Большого Кавказа: II<sub>1</sub><sup>1</sup> - Западная зона погружения (I - Абино-Гунайский синклиниорий, 2 - Гойтхский антиклинорий, 3 - Новороссийский антиклинорий, 4 - Керченско-Таманский перегиб), II<sub>1</sub><sup>2</sup> - Центральная зона воздымания (блоки - I - Чугушский, 2 - Софийский, 3 - Теберда-Дигорский, 4 - Адыхохский), II<sub>1</sub><sup>3</sup> - Восточная зона погружения Антиклинория Главного хребта, II<sub>2</sub> - Внешняя зона Горного Дагестана (II<sub>2</sub><sup>1</sup> - подзона известнякового Дагестана, II<sub>2</sub><sup>2</sup> - Джугид-дагский антиклинорий, II<sub>2</sub><sup>3</sup> - Агвалинская наклонная ступень, II<sub>2</sub><sup>4</sup> - Байбулагский синклиниорий), II<sub>3</sub> - складчатая система южного склона Большого Кавказа: II<sub>3</sub><sup>1</sup> - Казбекско-Лагодехская зона, II<sub>3</sub><sup>2</sup> - Местийско-Тманетская (Чианур-Дибрарская) зона (I - Шовско-Пасанаурская подзона, 2 - Гинвальско-Гомборская подзона, 3 - Алазанская наложенная впадина, 4 - Апшеронский периклиньальный прогиб), II<sub>3</sub><sup>3</sup> - Чхалтинско-Лайлинская зона, II<sub>3</sub><sup>4</sup> - Гагрско-Джавская зона (I - Северная подзона, 2 - Амзара-Мухурская подзона, 3 - Абхазская подзона, 4 - Адлерская впадина); III - Закавказская межгорная область: III<sub>1</sub> - Грузинская глыба: III<sub>1</sub><sup>1</sup> - Западная (Колхидская) зона погружения (блоки: I - Гудаутский, 2 - Самурзаканский, 3 - Одишский, 4 - Очамчирско-Кулевский, 5 - Абашский), III<sub>1</sub><sup>2</sup> - Центральная зона поднятия (I - Дзирульский выступ, 2 - Окрибско-Хреитское поднятие), III<sub>1</sub><sup>3</sup> - Восточная (Карталинская) зона погружения (блоки: I - Мухранко-Тирефонский, 2 - Базалетский); III<sub>2</sub> - Аджаро-Триалетская складчатая зона: III<sub>2</sub><sup>1</sup> - Северная подзона (I - Гурийский сектор, 2 - Чаквинско-Саирский сектор), III<sub>2</sub><sup>2</sup> - Центральная подзона, III<sub>2</sub><sup>3</sup> - Южная подзона (секторы: I - Аджарисцальский, 2 - Ахалцихский, 3 - Аспиндзско-Тбилисский), III<sub>3</sub> - Арвино-Болнисская глыба: III<sub>3</sub><sup>1</sup> - Джавахетская зона (блоки: I - Вардзийский, 2 - Ахалкалакский, 3 - Самсарский, 4 - Джуджанский), III<sub>3</sub><sup>2</sup> - Болнисская зона (блоки: I - Храмский, 2 - Тетришкарыйско-Асуретский, 3 - Маднеульско-Поладаурский, 4 - Мар-

неульский), Ш<sub>4</sub> - Азербайджанская глыба: Ш<sup>I</sup><sub>4</sub> - Среднекуриинский прогиб, Ш<sup>2</sup><sub>4</sub> - Предмалокавказский прогиб, Ш<sup>3</sup><sub>4</sub> - Талышско-Вандамское погребенное поднятие, Ш<sup>4</sup><sub>4</sub> - Нижнекуриинский прогиб; IV - Мегантиклинорий Малого Кавказа: IV<sub>1</sub> - Сомхето-Карабахская (Локско-Карабахская) зона, IV<sub>2</sub> - Севано-Акеринская зона, IV<sub>3</sub> - Кафанская зона, IV<sub>4</sub> - Мисхано-Зангезурская зона, IV<sub>5</sub> - Еревано-Ордубадская зона, IV<sub>6</sub> - Талышская зона; V - Араксинский межгорный прогиб; VI - Орогенные впадины; VII - Меланж офиолитового комплекса и протрузии гипербазитов; VIII-XI - интрузии гранитоидов: VIII - герцинских, IX - раннекиммерийско-батских, X - позднекиммерийско-австрийских, XI - альпийских; XII-XVI - границы тектонических единиц (большая часть глубинные разломы или разломы фундамента): XII - первого порядка, XIII - между зонами, XIV - между подзонами, XV - между подзонами, секторами и блоками, XVI - крупные поперечные разломы; XVII - тектонические покровы (штриховия - зона покрытия).

Н.И.Схириадзе, Г.М.Майсурадзе

## ЭККУРСИЯ-1

Тбилиси - Казбети - Тбилиси

В окрестностях г. Мцхета проходит линия отрыва двух геотектонических единиц - Аджаро-Триалетской складчатой зоны и Грузинской глыбы. Первая представлена в Мцхетской или Армазской антиклинали, сложенной в ядре палеоцен-нижнеэоценовыми осадками (1000 м), а на крыльях - среднеэоценовыми вулканитами (500 м) и верхнеэоценовыми глинисто-песчанистыми породами (800 м). Северное крыло антиклинали надвинуто на молассовые осадки Грузинской глыбы.

На левом берегу Куры расположена моноклиальная гряда Схалте, в строении которой участвуют (сверху вниз): континентальные конгломераты мезоцено-понта (2000 м), песчано-глинистые континентальные отложения верхнего сармата - нацхорская свита (1500 м), глинисто-песчанистые отложения нижнего-среднего сармата и среднего миоцена (чокрак, караган, конк) и майкопские глины и песчаники нижнего миоцена и олигоцена, обнажившиеся в западной части города Мцхета.

Далее дорога следует по широкой Мухранской долине. Последняя совпадает с ядром синклинория и выполнена сравнительно мощными (более 100 м) четвертичными аллювиальными отложениями. Северное крыло синклинория осложнено рядом взбросов и вторичных складок.

Вблизи с. Динвали находится контакт Грузинской глыбы и Большого Кавказа. Здесь развиты интенсивно дислоцированные отложения карбонатно-терригенного флиша палеогена. Далее шоссе у с. Анаури пересекает р. Аркала (правый приток р. Арагли), которая прорезает северное крыло разорванной синклинали с складки, сложенной флишем верхнего мела, контактирующим с периферической частью Грузинской глыбы.

Вблизи с. Пасанаури обнажаются серые кварцевые песчаники и глинистые сланцы пасанаурской свиты (готерив-баррем), слагающие две антиклинали. Выше до с. Квешети р. Белая Арагли протекает в мягких карбонатно-терригенных отложениях вдоль их простирания; на левом склоне местами обнажаются карбонатные породы верхней три и валангина.

У с. Квешети наблюдается окончание Гудаури-Мцхетского лавово-

го потока, спустившегося из района Крестового перевала. Вблизи с. Млета андезито-базальтовые лавы этого потока имеют длину более 12 км и ширину - 2,0-3,5 км. Лавы занимают древнюю долину р. Белой Арагви, перекрывая довольно мощные аллювиально-пролювиальные отложения. Подошва потока расположена на высоте 40-50 м над уровнем реки. Галечники состоят из хорошо скатанных красных, красно-бурых и серых андезитов-дацитов типа Патара Непискало и известняков титона.

Между с.с. Квешети и Млета левый берег р. Белой Арагви представляет отвесную стену андезитов-базальтов Гудаури-Млетского потока. Здесь хорошо наблюдается контакт лав с аллювиально-пролювиальными отложениями. Лавы, составляющие основную часть разреза, по минеральному и химическому составу соответствуют андезитов-базальтам.

У с. Млета дорога переходит на левый берег реки и круто поднимается на Крестовый перевал. Афировая лава, обнажающаяся вдоль Млетского подъема, имеет более свежий вид и по своей структуре и минеральному составу несколько отличается от отмеченных лав. Вблизи с. Гудаури дорога следует по поверхности лавового потока.

С Крестового перевала на северо-восток открывается вид на вулканы Сакохе и Садзеле, а на западе открывается панорама вулканических массивов Патара и Диди Непискало.

Сакохе - это сложный четырехгранный полигенный вулкан, давший вначале светло-серые и розовые андезиты, затем андезитов-базальты, распространившиеся от центра на значительное расстояние и, наконец, рыхлые продукты извержения, чередующиеся с тонкими покровами андезитов-базальтовых лав. Гора Сакохе (3080 м) возвышается на главном водораздельном хребте. Конус сложен рыхлыми продуктами извержения. Наряду с лапиллями особенно много в нем шлаковых образований. Конус имеет слабо выраженное кратероподобное углубление.

С вулканом Сакохе связаны два потока: более крупный Гудаури-Млетский и Хатисхевский (7-8 км), который у с. Кайшаури близко подходит к первому.

К северу от конуса Сакохе в истоках р. Садзелихеви возвышается грандиозный куполообразный экструзив Садзеле. Составляющие его лавы относятся к дацитам ( $SiO_2$  - 66-67%). Эти два расположены рядом вулканических центра, имели разобщенные собственные каналы, уходящие на разные глубины.

Андезитов-базальтовые лавы Гудаури-Млетского потока предшест-

возвали раннененскринскому (ранний вюрм) оледенению, поскольку в ущелье р. Арагви они подстилаются мощными галечниками, содержащими обломки лав Патара Непискало (средний плейстоцен) и покрываются верхнеплейстоценовыми моренами. Эти возрастные границы подтверждаются и палеомагнитными данными.

Вулканический массив Патара Непискало (Кельское нагорье) возвышается на правом склоне ущелья р. Белой Арагви, причем некоторые его отроги опускаются непосредственно к руслу реки. Патара Непискало представляет собой сильно расчлененный крупный хребет с зубренным гребнем, на котором возвышаются семь более или менее обособленных друг от друга вершин ("Гора семи братьев"), расположенных полукругом. На восточной окраине дугообразного хребта четко выделяются две ступени. Верхняя (Малое плато) в сторону ущелья р. Арагви быстро обрывается и через уступ высотой 300-350 м переходит в нижнюю ступень (Нижнее плато). Самая низкая ее часть расположена на высоте 300 м над уровнем р. Арагви.

Нижнее плато непосредственно продолжается на левый берег р. Арагви. Здесь оно с одной стороны достигает участка Крестового перевала, а с другой - верховьев р. Джвартახеви, отделенных от перевала меридиональным хребтом Джвари.

Вулканическое сооружение Патара Непискало сформировалось в среднем плейстоцене. По своему строению оно является сложным полигенным вулканом, давшим начало не менее чем трем извержениям, если не считать более позднего бокового извержения на "Плоской вершине". Первым извержением образован главный массив - теперешний полукольцевой хребет - и нижний поток древних русел р. Арагви. Вслед за первым извержением формируются лавы второго потока и боковая куполовидная вершина.

После перерыва вулканической деятельности, когда накопились флювиоглициальные отложения, очередными взрывами был разрушен древний аппарат, после чего он приобрел морфологию полукольцевого хребта (кальдеры). Самый нижний поток и главный кольцеобразный хребет сложены олигофировыми, преимущественно микролитовыми дацитами, второй поток и боковая конусовидная вершина - порфиrowыми андезито-дацитами; третий поток - микролитовым дацитом и последнее боковое извержение вынесло лавы порфиrowого гиперстенового андезита.

За Патара Непискало расположен вулкан Диди Непискало правильной конусолидной формы (3642 м) с диаметром основания 2,5 км. Он рассматривается как сложный экстрезивный конус. Ниж-

няя часть конуса слагается серым и красным липарито-дацитом, средняя - светло- и темно-коричневыми и розовыми липарито-дацитами, а верхняя - кирпично-красным массивным и брекчиевым липарито-дацитом.

Севернее Крестового перевала дорога по Бидарскому ущелью спускается в долину р. Терек. На ее склонах выступают слоистые известняки свиты ципори. Во многих местах ущелья бьют мощные источники минеральных вод, отложившие значительные покровы известковых туфов (травертинов).

Ниже этих источников наблюдаются корни моногенных вулканов, представленные красными дацитовыми лавами, а иногда вулканическими брекчиями. На этом участке склоны долины сложены верхнеюрскими отложениями, собранными в антиклиналь, ядро которой сложено мергелями и мергелистыми сланцами кассарской свиты (оксфорд-лузитан), а крылья - известняками свиты ципори (кимеридж-титон).

Западнее с. Коби, у с. Шевардени проходит крупный разрыв, по которому породы верхнего лейаса - доггера надвинуты на карбонатные отложения свиты ципори. Вблизи с. Коби выступают продукты деятельности четвертичного полигенного вулкана Кабарджина, представленные мощной толщей туфобрекчий, туфов и агломератовых лав дацитового и андезито-дацитового состава. Это довольно сложное вулканическое сооружение, которое, по-видимому, имело куполовидную форму; в настоящее время вулкан сильно разрушен и прорезан глубокими оврагами. Главная вершина Кабарджины (3121 м) представляет собой зубчатый гребень. Со стороны с. Коби к нему подходит платообразный лавовый поток, центр извержения которого находится на массиве Кабарджина.

Основной вулканический комплекс Кабарджина относят к среднему плейстоцену. Формирование вулкана происходило на базе экстремальных процессов, лавовых излияний и взрывной деятельности. Восточная часть горы представляет собой бисмалит; западная часть - вулкан смешанного типа с небольшим лакколитоподобным внедрением на западной периферии; центральная часть - канал, образованный взрывной деятельностью. Лавы Кабарджины выжимались в виде отдельных массивов или изливались короткими языками.

На левом берегу реки Терек обнажена нижняя часть Инадонского андезитового потока, спускающегося по юго-западному склону горы Казбек. Длина потока 15 км, мощность - 150 м. Лавы подстилается аллювиальными галечниками (15-20 м); их пойма на 200-270 м превышает русло Терека. Переуглубление коренного ложа долины Терека

в районе Коби достигает 250-300 м, а суммарная глубина эрозийного вреза - 500 м, что позволяет датировать мнадонские лавы ранним плейстоценом. Это доказывается в палеомагнитными данными.

От с.Коби до с.Казбеги дорога проходит вдоль расширенного ущелья р.Терек по аккумулятивной равнине. Коренные породы залегают на глубине 300-350 м, а ущелье заполнено молодыми аллювально-дельтавыми и озерными отложениями. Причиной аккумуляции являются четвертичные подвижки по Дарьяльскому надвигу.

У с.Горисцихе выступает Ткаршетский лавовый поток, образованный боковым извержением Казбека. Вершина Ткаршети - это широкий, с пологими склонами конус (3360 м). Поток лавы из Ткаршетского центра ориентирован к юго-западу, где после неровного гребня хребта он спускается в русло Терека, которым он пропилен на глубину 10 м. При перекрытии андезит-дацитовыми лавами Ткаршетского потока р.Терек возникло озеро, захоронившее лесной массив. В настоящее время под озерными отложениями эрозией обнажен ископаемый лес. Радиоуглеродная датировка древесины (Ч.П.Джанелидзе) дала возраст  $5950 \pm 90$  лет /ТБ-44/ и  $6290 \pm 90$  лет /Gif-3487/, что соответствует среднему голоцену.

У районного центра Казбеги, где р.Чхери впадает в Терек, видна вулканическая вершина горы Казбек (Мкинварцвери) высотой 5047 м. От нее в долину р.Терек опускается ряд лавовых потоков. Один из них, Чхерский, состоит из андезитовых и андезит-дацитовых, часто агломератовых лав, чередующихся с грубобломочными образованиями (обломки лав, глинистых сланцев), а также и туфоглинистыми породами. Разрез этих лав вскрыт р.Чхери.

Вдоль левого борта реки наблюдается следующая последовательность: у шоссе обнажается небольшой выход верхнедевонских сланцев с килами диабазов. На них налегают валунистые отложения (древний вынос р.Чхери). Среди валунов встречаются крупные диабазы, песчаники, сланцы и казбекские лавы. Стратиграфически выше следует мощный слой пеплового туфа андезита с крупными обломками диабазов, андезитов и иногда сланцев (Лахар). Затем выступают раздробленные, "брекчированные" андезитовые лавы. Все эти образования перекрываются валунисто-галечными наносами. По минералогическому и химическому составу пепловый материал и брекчированные лавы не отличаются друг от друга.

Выше по склону выделяются три потока, разделенные шлакоподобными туфо-глинистыми прослоями. Нижний поток представлен темно-серым андезитом. Глинолитовая основная масса породы содержит

вкраплениями олигоклаз-андезина, гипертена и роговой обманки.

Аналогичными андезитами сложены второй и третий потоки и  
брекчиево-шлаковая зона между ними.

3329



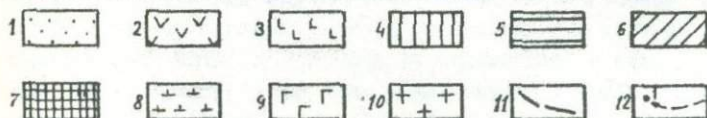
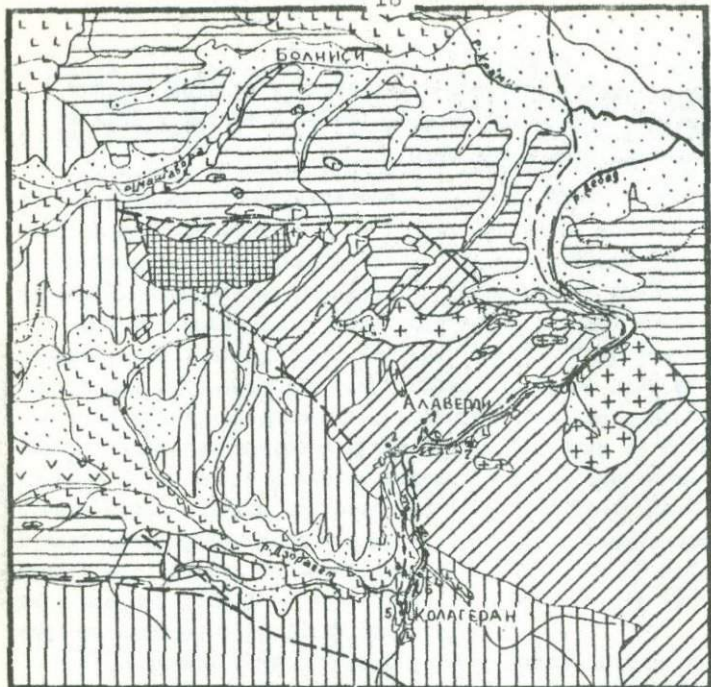


Рис. 2. Схематическая геологическая карта маршрута Тбилиси - Алаверди - Колагеран - Тбилиси

Составлена по данным К.Н.Парфенгольца и Э.К.Харазяна

- 1 - Адвльвиально-делювиальные, прольвиальные отложения ( $Q_4$ ),  
 2 - андезито-базальты, андезиты, дациты Кечутского хребта ( $Q_1 - Q_2$ ), 3 - долеритовые базальты ( $N_2^3$ ), 4 - средне-верхнезоценовые вулканогенные, вулканогенно-осадочные образования,  
 5 - меловые осадочные, вулканогенно-осадочные, вулканические породы, 6 - юрские вулканогенно-осадочные и вулканические образования, 7 - докембрийские образования Локского выступа,  
 8 - офиолитовые интрузивы ( $K_1 - P_2$ ), 9 - интрузивы габбро-диоритового состава ( $P_2$ ), 10 - гранитоидные интрузивы ( $K_1 - P_2$ ),  
 11 - разломы, 12 - маршрут экскурсии с пунктами остановок.

## ЭКСКУРСИЯ-2

Тбилиси - Алаверди - Колагеран - Тбилиси  
(Армянская ССР)

Экспедиция следует до г. Марнеули, откуда по шоссе Марнеули - Кировакан вверх по долине р. Дебед. Глубокая (более 1 км) и узкая (3,5-4,0 км) долина этой реки в северо-восточном направлении пересекает Сомхето-Карабахскую и отчасти Севано-Ширакскую тектонические зоны, сложенные вулканическими толщами мезозойского и палеогенового возраста (рис. 2).

Между сс. Баграташен и Айрум выступают альб-верхнемеловые отложения, представленные известняками, песчаниками, туфопесчаниками и другими осадочными породами. Местами наблюдаются останцы верхнеплиоценовых долеритовых базальтов. Выше в Алавердском рудном районе исключительным развитием пользуются вулканические толщи врского и частично эоценового возрастов, которые во многих местах прорваны крупными мел-палеогеновыми гранитоидными интрузивами (Шнох-Кохобский, Чочканский, Ахпатский, Банушский, Лалварский и др.).

Среди врских вулканитов наибольшим развитием пользуется толща зеленокаменных пород, слагающая основание разреза (лейлас (?)-байос). Представлена она эпидотизированными, хлоритизированными и уралитизированными порфиритами, их туфами, туфо- и лавобрекчиями; прорезанными вблизи Ахталского полиметаллического месторождения многочисленными силлообразными и линзообразными телами кварцевых плагипорфиров. Общая мощность зеленокаменной толщи 400-1000 м. По химсоставу лавы и пирокласты сходны, но последние несколько более кислые.

Первый цикл врского вулканизма завершается в байосе формированием толщ кератофиров и их туфов (рудоносной толщ Алавердского района) мощностью до 200 м. Вслед за установлением относительного затишья вулканической деятельности в мелководных прибрежных условиях происходило накопление туфогенных песчаников алавердской свиты и более грубообломочных пород шахтахтской вулканогенно-осадочной свиты мощностью до 650 м.

Верхние члены врского разреза представлены пироксеновыми порфиритами шахтахтского типа (бат) мощностью 100-200 м, углестыми песчаниками (бат) - 40 м, полимиктовыми и аркозовыми песчаниками (желловей) - 50-150 м и миндалекаменными порфиритами и их

туфообломочными породами (оксфорд) - 200-300 м. Общая мощность ирского вулканогенного комплекса Алавердского района более 2 км.

Зоцеиновые вулканы, развитые в пределах массива горы Давар и в Севано-Ширакской зоне (в верховьях р. Дебед) представлены главным образом андезитовыми и андезито-дацитовыми лавами, их туфами, туфобраками, туфопесчаниками, иногда с прослоями известковистых песчаников, прорванными во многих местах более кислыми - дацитовыми и липарито-дацитовыми - экструзивными телами.

В Алавердском районе находятся Алавердское и Шамлугское медноколчеданные и Ахталское барит-полиметаллическое месторождения. Вопросы их генезиса все еще полемизируются, но наиболее распространенным среди геологов Армении является мнение о генетической связи этих месторождений с субвулканическими кварцевыми плагиопорфирами и альбитофирами.

Борта каньона р. Дебед сложены верхнеплиоценовыми долеритовыми базальтами. Эти лавовые породы своим происхождением обязаны крупному меридиональному трещинному вулкану, ныне полностью погребенному под современным Кечутским (Джавахетским) вулканическим Хребтом. Лавы, полностью залившие всю долину р. Дзорагет, являлись затем в долину р. Дебед и текли вниз до Куринской депрессии. В результате образовалось Лорийское лавовое плато диаметром 20 км, переходящее на юго-востоке в узкий (1,0-2,5 км) лентовидный язык длиной более 80 км, известный под названием Дзорагетско-Дебедского потока. У г. Марнеули этот поток погружается под четвертичные морские отложения.

В результате эрозии некогда единый лавовый поток расчленен на отдельные изолированные друг от друга останцы, имевшие отвесные неприступные скалистые борта и ровные столбообразные вершины, возвышающиеся над рекой Дебед на 350-380 м. На этих естественных площадках, покрытых толстым слоем чернозема, расположены все населенные пункты района.

В толще дзорагетско-дебедских долеритовых базальтов выделяются две лавовые пачки, разделенные 2-метровым слоем обожженной погребенной почвы, а у ст. Коллагеран - рыхлыми озерно-речными отложениями (до 50 м). Каждая из этих лавовых пачек состоит из множества (до 28) однотипных маломощных (4-7 м) потоков общей мощности до 180 м. По химизму породы всех потоков соответствуют оливин-щелочным базальтам.

Во многих местах потоки долеритовых базальтов выветрены (старение лав) - хлоритизированы, карбонатизированы, лимонитизи-

ровани. В низах разреза толщи эти изменения имеют исключительное развитие, но сверху постепенно затухают и в верхней части полностью отсутствуют. Измененные долериты отличаются более темной грязно-буро-зеленоватой, зеленовато-синеватой окрасками и повсеместной округло-глыбовой или шаровидной луковично-скорлуповатой отдельностью. В микропещерках верхней пузыристой части некоторых лавовых потоков иногда встречаются интересные базальтовые сталактиты (длина до 5-6 см, толщина у основания 2 см), не имеющие пока аналогии в СССР.

По пути экскурсии встречается много исторических и архитектурных памятников, принадлежащих к различным эпохам древнеармянского зодчества, с некоторыми из которых участники экскурсии будут ознакомлены.

#### Описание важнейших пунктов наблюдения

1. Пос. Ленрудники. Ознакомление с Алавердским медно-колчеданным месторождением.

Алавердское месторождение разрабатывалось более чем 2 тыс. лет тому назад. Начало возобновления добычи и выплавки меди кустарным способом относится к 40-ым годам XVIII века. В 1770 г. был основан Алавердский медеплавильный завод, а к 1900 г. были построены еще два завода - "Пиритик" и "Манес". Месторождение с перерывами разрабатывалось до 1944 г. и наряду с Шамлугским и Кафанскими месторождениями являлось основной сырьевой базой Алавердского медеплавильного завода. В августе 1944 г. месторождение было поставлено на мокрую консервацию.

С 1945 по 1966 гг. на месторождении неоднократно возобновлялись геологопоисковые работы. С 1956 г. здесь проводятся планомерные геологоразведочные работы, в результате чего выявлен ряд новых рудных тел и перспективных рудных участков, расположенных в непосредственной близости от месторождения.

2. В с. Одзун, расположенном на поверхности левобережного лавового плато, в 4 км к ЮЗ г. Алаверди, находится один из шедевров Армянской раннехристианской архитектуры - Одзунский храм, построенный в середине VI века. Это сооружение является одним из первых примеров синтеза базиликальных храмов с центрально-купольными сооружениями. По общему архитектурному облику Одзунский храм напоминает ранние готические храмы Западной Европы (Сен-Дени, Лан, Реймский собор и др.), которые однако появились лишь 6 веков спустя.

3. Из с. Данушаван, как со смотровой площадки, открывается

захватывающая панорама на самую глубокую (около 380 м) часть Дебедского каньона. Здесь прямо в вертикальной стене карнизов пробита тропа, как здесь называют "вход" в ущелье, круто спускающаяся к ст. Кобер. На единственном ровном участке этой тропы, около 60 м ниже поверхности плато обнажается кровля IV-го потока с крупнотолочатой (0,4-2,5 м) отдельностью. Вся внутренность этих столбов, как бы "сгнившая" - темная, выветрелая, буровато-зеленоватая, тогда как наружная концентрическая корка (толщиной 10-15 см) совершенно свежая, серая, с пустыми микропорами.

4. С вершины правого борта долины р. Дзорaget вблизи с. Качаган хорошо видно строение гигантского эрозионно-тектонического грабенообразного распада Мездзор (длина 3 км, ширина 2 км, глубина более 300 м), возникшего на месте впадения р. Гергер в р. Дзорaget. Весь южный борт и основание северного борта распада сложены среднеэоценовыми туфообломочными породами, восточный борт - верхнеэоценовым экструзивом кварцевых дацитов, а западный и верхняя часть северного - верхнеплиоценовыми долеритовыми базальтами.

5. В районе ст. Колагеран на обоих бортах Дебедского каньона в основании нижней пачки верхнеплиоценовых долеритовых базальтов наблюдаются обнажения подушечных лав. Этот горизонт мощностью до 50 м и протяженностью более 5 км, сложенный сфероидальной, эллипсоидно-сплюсненной, подушковидной формы лавой. Промежутки между "подушками" заполнены желтовато-серой плотной гялокластитовой массой. Все тела снаружи радиально растресканы и покрыты тонкой (4-4,5 см) черной стекловатой коркой. Внутри шары более светлые, значительно закристаллизованные. У некоторых из них в центральных частях встречаются округлые пустоты, заполненные радиальнолучистыми агрегатами арагонита.

6. Хорошее обнажение базальтовых шаровых лав того же горизонта можно осмотреть в 0,5 км к юго-западу от пос. Туманян. Здесь непосредственно над шоссе в лесу находится обрыв высотой в 25-30 м, сплошь сложенный более крупными (до 3-5 м) лавовыми шарами, лишенными гялокластитового заполнителя.

7. Маршрут экскурсии завершается в с. Ахпат, где участники ознакомятся с уникальным архитектурным комплексом средневековой Армении. Ахпатский архитектурный комплекс был основан в 976 г.; сооружение его закончено в XIII в. Постройки, группирующиеся около главной церкви, соединены переходами и галереями. Каждая из этих

построек представляет собой уникальное сооружение древней архитектуры. Особенно примечательны небольшие легкие изящные постройки: родник и хачкары.

## ЭКСКУРСИЯ-3

Тбилиси - Маднеули - Лорийское плато - Тбилиси

Геологическое описание участка Тбилиси - Кумисская депрессия дано в путеводителе экскурсии Ю и во избежание повторения здесь не приводится.

Кумисская депрессия представляет собой обширную впадину, в северной части которой расположено с.Кумиси, а в южной - соленое озеро Кумиси-тба. Вдоль левого борта шоссе выступают отложения верхнеэоценовой толщи, пересекаемой кластическими (нептуническими) дайками, которые разорваны и перемещены в сторону Кумисской депрессии.

Северный борт впадины сложен среднеэоценовыми брекчиями, а южный - майкопскими отложениями. На обрывистых восточном и западном бортах обнажаются верхнеэоценовые и олигоценовые гипсоносные песчаники и глины, перекрытые аллювиально-пролювиальными накоплениями.

Морфология Кумисской впадины, ее бессточность, резко обрывистые края с экзогенным нарушением залегания слоев, дают предположить, что грабеноподобная депрессия является молодой (позднечетвертичным) экзотермическим образованием просадочного характера, возникшим в результате выщелачивающего и суффозионного действия восходящих подземных вод на гипсоносные породы верхнего эоцена и олигоцена.

От Кумисской впадины до г.Маднеули шоссе следует по эрозионной равнине, покрытой континентальной молассой, из под которой местами выступают глины и песчаники майкопской свиты. Перед г.Маднеули от монумента в честь Великой Отечественной войны открывается пейзаж Сомхитского хребта. Далее в долине р.Алгети на песчаниках и тонкослоистых глинах майкопской серии лежат верхнеплиоценовые лавы Храмского (Беденского) долеритового потока.

Вслед за восточным погружением Аджаро-Триалетской тектонической зоны выступает восточная часть Артавно-Сомхитской глыбы. Здесь Храмский долеритовый поток к северу от дороги слагает субширотный невысокий край.

Вблизи с.Арахто обнажено южное крыло широкого и пологого Нижне-Хартлийского синклиналия. Лавы в периферических частях

Храмского потока пористые. Между отдельными их покровами наблюдаются линзы аллювиальных микроконгломератов, гравелитов и полимиктовых песчаников мощностью до 1,5 м. Кровля последних окрашена в красные цвета в результате контактового воздействия лавы. Осадочные прослои, часто обожженные и пористые, позволяют здесь выделить 5-6 покровов, мощность которых колеблется в пределах 5-15 м, а суммарная достигает 50-80 м. У моста с.Арахло в каньонообразном ущелье р.Храми выступают покровы долеритов с падением на юго-восток под углом 20-25°. Здесь устанавливается 5-8 тонких покровов, отделенных друг от друга пористыми, шлакованными поверхностями и местами континентальными отложениями.

Длина Храмского лавового потока достигает 110-120 км. Суммарная мощность превышает 230 м, количество потоков - 50. Фациальные взаимопереходы акчагыч-апшеронских отложений Нижне-Картлийской равнины и храмских долеритов указывают на позднеплиоценовый возраст последних. Такая датировка подтверждается и остатками млекопитающих, обнаруженных в межлавоных континентальных образованиях у подножья Беденского хребта, а также данными палеомагнитных исследований, в соответствии с которыми долеритовые потоки р.Храми обладают обратным знаком (-) остаточного магнетизма.

От с.Арахло шоссе поворачивает на запад к г.Болниси и пересекает равнину, сложенную мезо-кайнозойскими вулканогенными породами. Справа от дороги из-под Долеритовых лав выступают эрозионные останцы верхнекампан-датских известняков. К югу от них невысокие холмы представляют собой купола и некие риолитов и риодацитов - самых молодых среди верхнемеловых секущих тел. Они нигде не прорывают карбонатную свиту, в подошве которой отмечаются прослои туффитов и кислых пепловых туфов. В известняках встречаются стяжения и линзы кремня, а также адуляр-клинофлюидит-монтмориллонитовые гнезда и прожилки с пиритом.

Далее вдоль шоссевой дороги вскрывается нисходящий разрез вулканогенной толщи от низов кампана до верхнего сеномана. Именно в этих породах залегают медноколчеданное и барит-полиметаллическое месторождения Маднеули-Поладаурокской вулканотектонической депрессии.

После перерыва в обнажении из-под известняков выступают верхнесантские краснокаменно измененные лавы и лавобрекчии риолитов. В сторону долеритового плато они прорываются дайками и экструзиями базокварцевых дацитов и риодацитов, радиогеологический возраст которых определен как палеогеновый (54 млн.лет).

Слева тянется эшелонированная цепочка гор, построенная стратовулканами. Это гряда субширотного простирания, отбивавшая северную границу крупной кальдеры. В ее пределах преимущественно выступают корневые части вулкано-тектонических структур. Лишь наиболее молодые верхнемеловые вулканические аппараты выражены более полно. Один из них слева от дороги образует двуглавый купол. Это палеовулкан Кочуло, воздвигнутый на верхнесантонских лавовых брекчиях и глыбовых туфах базальтов, чередующихся с пепловыми туфами риолитов. Керловина, заполненная риодацитом, имеет трубообразную форму и концентрически-зональное строение. Периферическая часть слагается сильно пористым флюидальным фельзит-порфиром (рис.3), центральная - фельзитом. У подножия наблюдается мощная мантия глыбовых лавобрекчий и туфолав. Судя по моноклиальному залеганию околокерловых фаций можно предположить, что хорошо сохранившийся кратер горы Кочуло является побочным среди многочисленных других, а более крупный многожерловый палеовулканический аппарат центрального типа, видимо, был расположен юго-западнее.

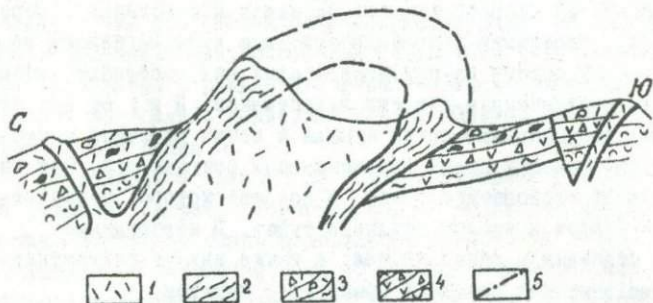


Рис.3. Схематический разрез палеовулканического аппарата горы Кочуло

1 - фельзит-порфиры, 2 - фельзиты, 3 - лавовые брекчии и туфолавы фельзитов, 4 - лавовые брекчии и глыбовые туфы базальтов, чередующиеся с туфитами и кислыми пепловыми туфами, 5 - разрывные нарушения.

Не доезжая до г. Болниса по дороге обнажаются экструзии грибообразной формы с лавовой и туфолоавовой мантией. Они прорывают и несогласно перекрывают толщу авгит-лабрадорных базальтов, которая состоит из грубообломочных туфов и лав, чередующихся с туфоконгломератами, туфогравелитами и известняками. Они служат пьедесталом для палеовулканического аппарата горы Евшандаг, расположенной напротив Болнисского минерального источника. Здесь же находится медно-полиметаллическое рудопроявление.

Евшандагский вулкан представляет собой синвулканическую брахантиклиналь, в ядре которой расположен некий базокварцевый риодацит, прорванный риолитом с фенокристаллами кварца (рис. 4).

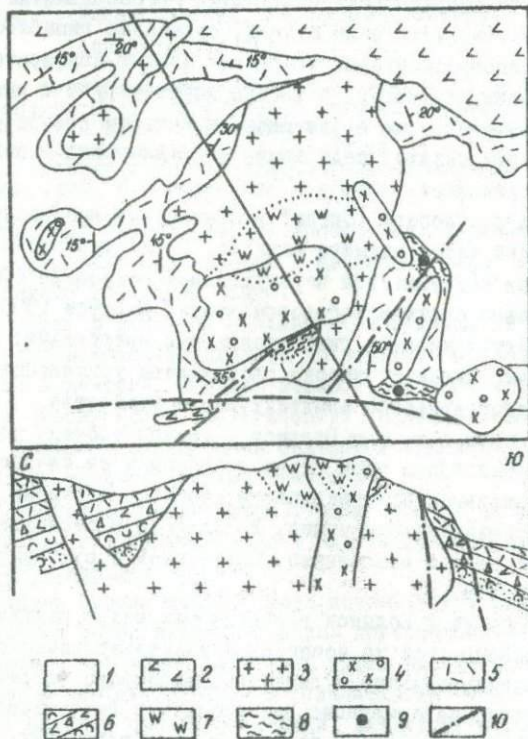


Рис. 4. Схема геологического строения и разрез вулканического аппарата Евшандаг

1 - дельвиальные отложения, 2 - додериты Талынского плато, 3 - базокварцевые риодациты, 4 - риолиты с фенокристаллами кварца, 5 - глыбовые и агломератовые туфы риолитов, 6 - грубообломочные слоистые туфы, туффиты и лавы базальтов, 7 - кварц-адуляровые метасоматиты, 8 - сольватарные аргиллиты, 9 - рудная минерализация, 10 - разрывная тектоника.

Лава, лавобрекчии, агломератовые и глыбовые туфы риолитов переклиально окаймляют постройку.

В околожерловых фациях, обнаженных вдоль шоссеиной дороги, наблюдаются кирпично-красные гнибы слоистых туфов, флюидальных туфолоав, фельзитов и базальтов. К подножью постройки приурочено разрывное нарушение северо-восточного направления. Оно контролирует кварц-адуляровые метасоматиты и рудную минерализацию. В окрестностях горы Евшандаг отмечаются многочисленные секущие тела базокварцевых риодацитов, отвстляющихся от жерловины и секущихся дайками риолитов.

По дороге спорадически обнажаются грубообломочные туфы риодацитов и пологие невысокие купола, сложенные гипабиссальными интрузиями роговообманковых кварцевых диорит-порфиритов. Они нередко окаймлены риолитами, а иногда контактируют с ними по синвулканическим кольцевым нарушениям, к которым приурочены гидротермальные аргиллизиты, содержащие спорадическую выкравленность киновари и сульфидов.

По дороге к собору "Свони" в обнажениях наблюдается полный разрез верхней части нижнего сантона. Пачка туфолесчаников и туфолавролитов подстилается чередующимися покровами (20-60 м) туфолоав и лавовых брекчий роговообманковых дацитов (300 м). Весь комплекс сечется кислыми гипабиссальными интрузиями, аналогичными болнисским. Слева от дороги расположена уникальная базилика V века - шедевр древнего архитектурного зодчества.

На обратном пути к г. Болниси у правой обочины дороги высится симметричный конус горы Ель-даг. Вершина ее слагается трубообразной жерловиной базокварцевого риолита, а склоны - туфолоавами и эруптированными брекчиями. У подножья расположено древнее сольфатарное поле с марганцево-гематитовой и сульфидной минерализацией (рис.5).

По дороге из г. Болниси в г. Маднеули видны развалины старой крепости, возведенной на моногенной палеовулканической постройке. У подножья экструживного купола базокварцевого риолита обнажены лавовые потоки, нивелирующие палеорельеф и несогласно перекрывающие лаво-пирокластическую толщу авгит-лабрадоровых базальтов. К югу проходит крупный сброс широтного простирания, по которому в северном опущенном крыле обнажены верхесантонские базальтоидные толщи, а в южном - игнибритовый поток роговообманково-биотитовых риодацитов и биотитовых риолитов. Псток состоит из грубообломочных, в различной степени спекшихся туфов и обнажается

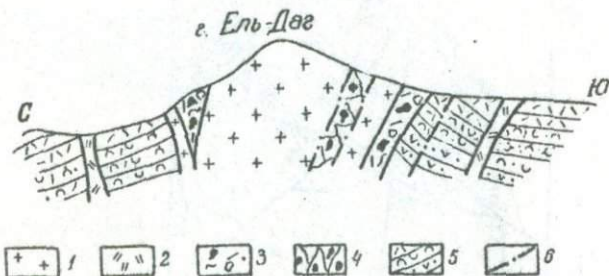


Рис. 5. Схематический разрез вулканического аппарата Ель-даг

1 - риолиты с фенокристаллами кварца, 2 - базокварцевые риодациты, 3 - эруптивные брекчи с прожилково-выраженной сульфидной минерализацией, 4 - зона аргиллизированных пород с прожилками сульфидов, 5 - периклинально залегающая слоистая вулканогенно-осадочная толща турон-сантона, 6 - разрывные нарушения.

в центральных частях кальдер проседания. В разрезах с игниобритами ассоциированы пизолитовые и шариковые туфы, а также конгломерато-брекчи лехаровой фации.

В русле р. Машавера обнажается мощный поток долеритов в виде узкой полосы прослеживающийся по равнине. Он залегает на сильно обожженном делювии. Видимая мощность долеритов 120-150 м.

По совокупности геологических, радиологических и палеомагнитных данных верхняя часть долеритов Машаверского потока датируется как средний-поздний мейстоцен.

В Маднеули-Поладаурском рудном поле на площади около 40 км<sup>2</sup> расположены медноколчеданные и барито-полиметаллические месторождения и рудопроявления.

Разрез рудовмещающих пород начинается у Маднеульского ГЮКа, где имеется выход нижнесантонских грубообломочных спекшихся туфов и туфолаз с прослоями шариковых туфов риолитового состава. Выше обнажаются верхние горизонты рудовмещающей толщи, выступающие в крыльях крупной брахиантиклинали, вытянутой в северо-восточном направлении. В ядре складки залегает шток дацита. Приразломные складки вмещают рудные тела. С брахиантиклиналью сопряжены стратовулканы, расположенные к северо-западу и юго-востоку от Маднеульского месторождения (рис. 6).

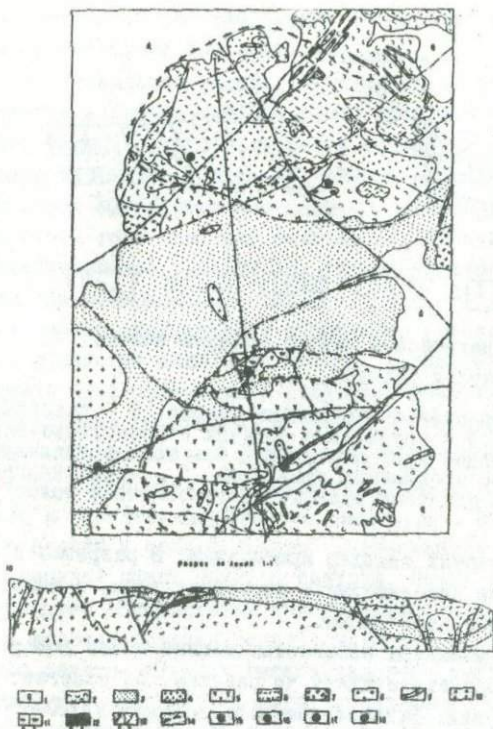


Рис. 6. Схематическая карта Маднеульского рудного поля

1 - четвертичные отложения, 2 - крупнообломочные туфы риолитов, 3 - мелкообломочные туфы и туффиты, 4 - туфо-песчаники и туфоконгломераты, 5 - лава и лавобрекчия дацитов, 6 - лава и туфолавы риолитов, 7 - субвулканические теда дацитов, 8 - эксплозивные лавовые брекчии, 9 - дайки диабазов, 10 - плагногранит-порфиры и кварцевые диорит-порфиры, 11 - вторичные кварциты (а) и кварц-адуляровые породы (б), 12 - барит-полиметаллическая (а) и медноколчеданная (б) залежи, 13 - разломы: I порядка (а), II порядка (б), 14 - границы вулканических построек; 15-18 - месторождения и рудопроявления: Маднеульское (15); Бадичское (16); Давид-Гареджийское (17); Мухезаванское (18).

Породы, вмещающие медноколчеданные и барит-полиметаллические рудные тела, характеризуются трехчленным строением (рис. 7)

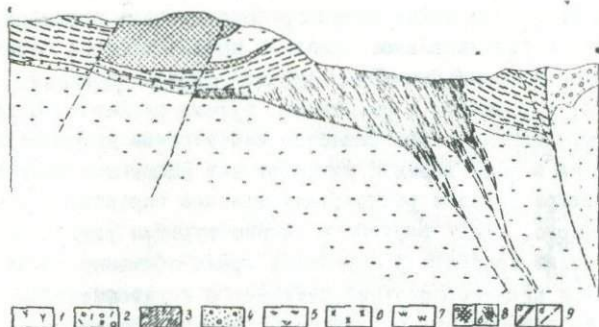


Рис. 7. Схематический разрез Маднеульского месторождения

1 - лавы и лавобрекчи риолитов, 2 - агломератовые туфы и туфолавы риолитов, 3 - туфоалевролиты и туфопесчаники с прослоями алевро-пелитовых туфов, 4 - туфогравелиты и туфоконгломераты, 5 - пропилитизированные мелкообломочные туфы дацитов, 6 - субвулканические тела риолитового состава, 7 - вторичные кварциты, 8 - рудные тела: а - барит-полиметаллические, б - медноколчеданные, 9 - рудоподводящие разломы: а - первого порядка, б - второго порядка.

Нижней является пирокластическая пачка пироксен-плагноклазовых дацитов; средняя - вулканогенно-осадочная мощностью 100 м. В ее строении принимают участие тонкопереслаивающиеся туфоалевролиты, туфопсаммиты и туфы с туфогравелитами и туфоконгломератами в основании. Выше следует лаво-пирокластическая пачка, состоящая из флидалных, пузыристых и массивных риолитовых лав и грубообломочных спекшихся туфов.

По стратиграфическому положению и фауне две нижние рудоносные пачки датируются тураном, а верхняя - ранним саитоном.

Локализация оруденения подчиняется крутопадающим разрывам и пологим зонам мионитизации. К своду антиклинали приурочены монокварциты с баритом, опадом и ярозитом. Они последовательно сменяются кварцево-слюдистыми и кварц-серпичит-хлоритовыми метасоматитами, вмещающими барит-полиметаллические и медноколчеданные штокверковые и линзообразные рудные тела. На нижних горизонтах месторождения пластообразные залежи медноколчеданных руд сопровождаются хлорит-альбитовыми пропилитами. По геологическим, петрологическим и физико-химическим особенностям Маднеульское месторождение относится к близповерхностному гидротермально-метасоматическому типу.

По дороге Болхиси-Калинино от с. Мошевани до с. Патара-Дманиси обнажается нижнесантонская толща грубообломочных игнимбри-тов, приуроченная к синклинальной складке, крылья которой сложены верхнетурон-копьякскими слоистыми туфами, туфопесчаниками, туфоизвестняками, туфолавами и спекшимися туфами риолитов. Складка в восточном направлении перекрывается Машаверским долеритовым потоком. Здесь он в виде карниза нависает над ущельем и на нем, около селения Патара Дманиси расположено древнее городище.

Около с. Сафарло, между верхним и нижним тувроном устанавливается тектонический контакт. В опущенном крыле обнажены нижнетуронские мелко- и среднеобломочные пемзовые и пелитовые туфы риолитов. Ниже по разрезу они чередуются с пачками тонкослоистых известковистых туфопесчаников, туфоизвестняков, туфоалевролитов, граувакковых и полимитовых песчаников. На контакте развиты конгломерато-брекчии мощностью до 30 м. Они подстилаются верхнесеноманскими игнимбридами, пестроокрашенными туфолавами и напоминают лахары.

В тектоническом клине у с. Сафарло нижнесеноманские отложения, представленные песчаниками, туфопесчаниками, тонкослоистыми пелитоморфными известняками и мергелями, содержат прослойки пепловых и пемзовых туфов и туфолав риолитового состава. Вниз по разрезу они сменяются рудистовыми известняками, которые тектонически контактируют с верхнебайосскими массивными грубообломочными туфами, тонкослоистыми песчаниками и туффитами, чередующимися с покровами андезитов. Между сс. Сафарло и Гора выступают кристаллические сланцы Локского массива. На них залегают песчаники байоса, а выше - среднеэоценовый лавовый поток базальтов, за которым следуют массивные грубослоистые туфы, лава и лавобрекчии андезитов, сменяющиеся слоистыми алевро-псаммитовыми туфами трахиандезитов. Базальт-андезитовая толща прорывается акагрозиями андезитов и субвулканическими телами трахидацитов. К юго-востоку от дороги, в окрестностях сс. Мамичо и Сакире обнажены вулканические постройки центрального типа с жерловинами диаметром до 1,5 км, а вдоль дороги наблюдаются околержеловые агломератовые туфы и глибошце лавы андезитов.

На территории Армении расположено обширное Лорийское плато, перекрытое рыхлыми четвертичными отложениями. Под ними по берегам и ущельям рек обнажаются долеритовые потоки. За селением Демурчмар они лежат на вулканиках среднего эоцена и характеризуются хорошо выраженными глибовой и столбчатой отдельностями. Это север-восточный выступ верхнеплиоценовых эффузивов.

## ЭККУРСИЯ - 4

## Тбилиси - Тедзами - Тана - Тбилиси

Геологическое описание участка Тбилиси - Каспи дано в путеводителях экскурсий I и 5, и во избежание повторения здесь не приводится.

Ущелье р.Тедзами в раннем средневековье являлось одним из самых густонаселенных районов Картли. Через это ущелье проходила важная магистраль, соединяющая верхнюю Картли с нижней Картли и Джавахети. Ущелье изобилует множеством исторических памятников культового, гражданского и оборонного значения - церкви, арочные мосты, крепости, высеченные в скалах пещеры-кельи и др. относятся к ранне- и позднефеодальному периоду.

Река Тедзами пересекает одноименную антиклиналь. Свод и крылья ее опирает вулканогенная свита альб-сеноманского возраста, неполная мощность которой превышает 1500 м. На обоих крыльях окладки различные горизонты верхнемеловых образований трансгрессивно перекрываются палеоцен-нижнеэоценовой глинисто-алевроитовой и среднеэоценовой вулканогенно-осадочной свитами. Северо-восточное крыло антиклинали осложнено нарушениями сдвига-обросового характера.

Разрез свода и северо-восточного крыла антиклинали начинается у поселка Ахалкалаки. В разрезе альб-сеноманская вулканогенная свита представлена породами последовательно дифференцированной известково-щелочной серии - базальт-базальтовый андезит-андезит-риолит. Для всех членов этой серии характерно низкое содержание  $K_2O$ . Ведущую роль в серии играют члены основной и средней кислотности.

В обоих крыльях антиклинали вулканогенная толща стратифицирована по составу и делится на два комплекса (рис. 8). Основной нижний комплекс относится к альбу и сложен вулканическими породами основного и среднего состава, а верхний сеноман-нижнетуронский - кислыми породами.

На северо-восточном крыле Тедзамской антиклинали в нижнем комплексе преобладают оливинсодержащие базальтовые андезиты. Среди них выделяются авгит-гиперстеновые, гиперстеновые и авгитовые разновидности; широко развиты также плагиоандезиты.

Низы разреза сложены тефроидами и глянбовыми вулканическими брекчиями плагиоандезитового состава. Вверх они постепенно сменяются вулканическими брекчиями и лавовыми покровами авгит-гипер-

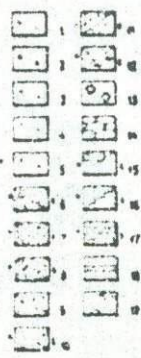
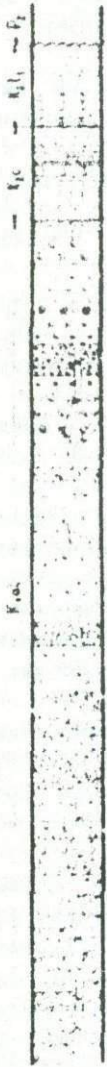
Юго-западное крыло  
Таджикской антиклиналь

р. Шавкдала

Северо-восточное крыло  
Таджикской антиклиналь

с. Рокни

К. ф. а. н.



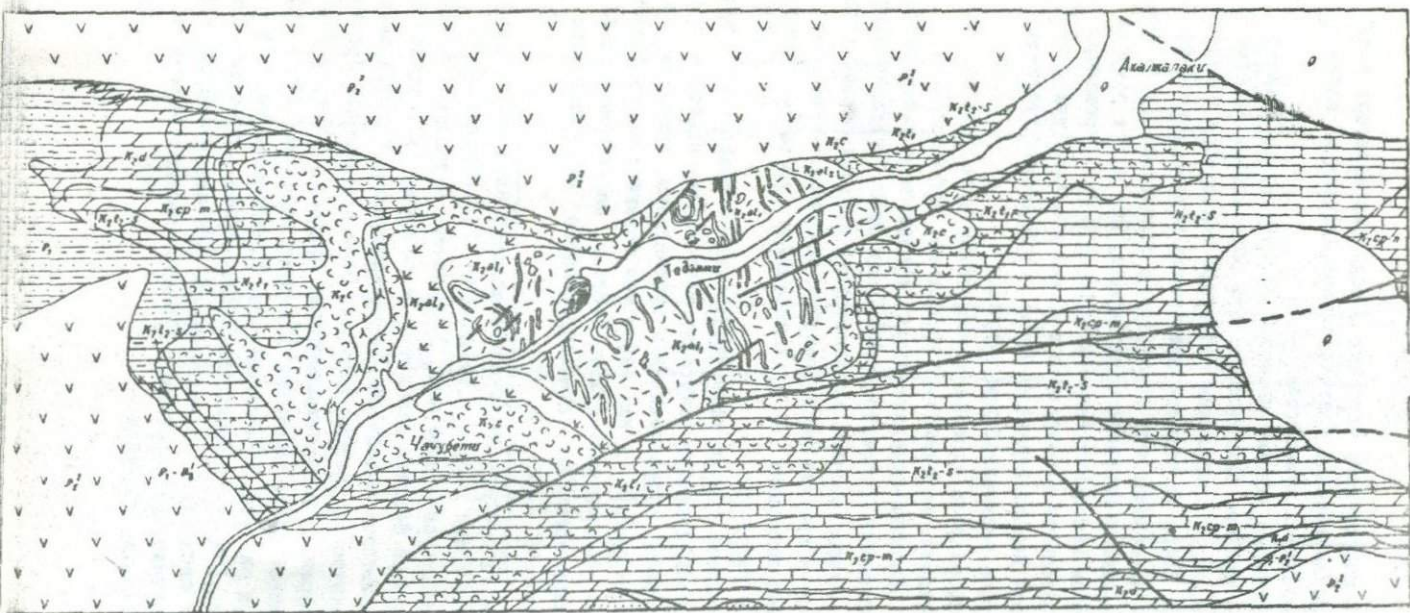
отенового андезита подушечного строения. Среди них залегают подушечные лавы и гиадокластитовые брекчии оливинсодержащих авгит-гиперстеновых базальтовых андезитов.

Выше распространены лавовые покровы, вулканические брекчии и гиадокластитовые брекчии оливинсодержащих базальтовых андезитов и оливинных базальтов. Наибольшим развитием пользуются подушечные разновидности. Вверх по разрезу постепенно возрастает роль биотитосодержащих разновидностей базальтовых андезитов. Среди них часто встречаются оливин-гиперстеновые породы. Эта часть разреза венчается комплексом массивных лавовых брекчий и брекчированных лав базальтовых андезитов и базальтов с редкими слоями вулканических брекчий. На эти породы налегает пачка мергелистых туффитов, туфомергелей и туфов верхнеальбской фауны.



Верхняя часть разреза сложена сеноманскими известняками, окварцованными мергелями, мергелистыми туффитами, туфомергелями, вулканомиктовыми брекчия-конгломератами, гравелитами и песчаниками с редкими прослойками глинисто-карбонатных опок. Вулканический материал в виде мелкообломочных вулканических брекчий риолитового состава появляется в средней части разреза сеномана. Выше они сменяются лавовыми покровами и вулканическими брекчиями оливино-гиперстенового базальта.




Отложения нижнего турона также представлены осадочными и вулканогенно-осадочными породами (мергели, известняки, известковистые и мергелистые туффиты, туфизвестняки и туфомергели, вулканомиктовые брекчия-конгломераты). В их основании залегают мелкообломочные вулканические брекчии риолитового состава, омывающиеся глибовыми вулканическими брекчиями оливинсодержащего гиперстенового базальтового андезита (рис. 9).




Рис. 8. Литолого-стратиграфические колонки альб-нижнетуронской вулканогенной толщи устья р.Тедзми (по Г.Ш.Надарейшвили)  
1-базальты, 2-базальтовые андезиты, 3-андезиты, 4-дациты, 5-риолиты, 6а-вулканические брекчии базальтового состава, 6в-вулканические брекчии базальтовых андезитов, 7а-вулканические брекчии андезитов, 7в-вулканические брекчии дацитоз, 8а-вулканические брекчии риолитов, 8в-тефroidы, 9-гиадокластитовые брекчии, 10а-туфы базальта, 10в-туфы базальтового андезита, 11а-туфы андезита, 11в-туфы дацита, 12а-туфы риолита, 12в-игнимбриты, 13-агглютинаты, 14-подушечные лавы, 15а-вулканомиктовые конгломераты и брекчии, 15в-вулканомиктовые песчаники, 16а-известняки, 16в-известнякозные туффиты и туфизвестняки, 17а-мергели, 17в-мергелистые туффиты и туфомергели, 18-опоки, 19-дайки.











1000 0 1 км

$Q$   1  
 $P_1-P_2$   2

$P_1-P_2$   3  
 4  
 $P_1$   5

$K_{2d}$   6  
 $K_{2sp-m}$   7  
 $K_{2l2-1}$   8

$K_{2l1}$   9  
 10  
 11  
 $K_{2c}$   12  
 13

$K_{2al1}$   14  
 15  
 $K_{2al2}$   16

 17  
 18  
 19  
 20

В обоих крыльях Тедзамской антиклинали широко развиты дайковые пояса. Они наблюдаются в северо-восточном крыле складки на участке месторождения агата. По составу они соответствуют породам, слагающим мощную пачку лавовых покровов позднеальбского возраста на обоих крыльях Тедзамской антиклинали. Дайки часто непосредственно переходят в кольцевые тела, являющиеся реликтами альбских вулканических структур. С последними генетически и пространственно связана агатовая минерализация.

В ядре Тедзамской антиклинали сохранились вулканические жерла альбского возраста. Вблизи крепости Джавахис-Цихе лавы, вулканические брекчии и агглютинаты плагиоандезитового состава прорваны экотрузией пироксенового андезита, который в плане имеет изометрическую форму. Вдоль русла реки он обнажен на протяжении 40-50 м. Важный извилистый контакт с вмещающими породами хорошо наблюдается на левом берегу реки. Вдоль контактов в экотрузивном теле в виде включений встречаются крупные блоки и глыбы (до 2 м и более) вулканических брекчий, эффузивов и слоистых туфов.

С юга экотрузив контактирует с красноватого цвета массивными глыбовыми агглютинатами. Экотрузив залегает дискордантно в глыбовых вулканических брекчиях. В агглютинатах глыбы и валуны, размером от нескольких см-ов до I-I,5 м, в преобладающем большинстве случаев спекшиеся. В редких случаях глыбы и обломки сцементированы туфовой массой, в которой роль цемента играют мелкоагрегатный кварц, халцедон и хлорит.

В ущелье р.Тедзами расположено агатовое месторождение, приуроченное к горизонту подушечных лав и гиадокластитовых брекчий базальтов и базальтовых андезитов. Агатовая минерализация интенсивно проявляется в породах, ограниченных кольцевыми дайками, в

Рис. 9. Схематическая палеовулканологическая карта бассейна р.Тедзами (составил Г.Ш.Надарейшвили с использованием данных Д.Ю.Папава). 1-четвертичные образования, 2-вулканогенная толща среднего эоцена, 3-мергели, 4-алевролиты, песчаники, 5-палеоценовая глинисто-алевролитовая толща, 6-датские мергели, 7-кампан-мастрихтские известняки и мергели, 8-верхнетурон-сантонские известняки, 9-верхнетуронские риолитовые туфы, мергели, 10-верхнетуронские известняки и риолитовые туфы, 11-сеноманские риолитовые пемзовые и пепловые туфы, 12-сеноманские лавы риолитов, 13-сеноманские смешанные риолит-андезитовые туфы, 14-верхнеальбские лавы базальтовых андезитов, 15-верхнеальбские лавы базальтов, 16-нижнеальбская вулканогенная толща, 17-дайки, 18-экотрузивное тело, 19-игнимбриты, агглютинаты и спекшиеся туфы, 20-разломы.

поясе развития дайковых поясов и пород жерловой фации. Агат встречается в виде жезд и жид, в строении которых принимает участие и опал, халцедон, кристаллический кварц и аметист; встречаются также целиты и кальцит. Агатовая минерализация подвержена структурному, литологическому и стратиграфическому контролю.

В ущелье р.Тана до с.Джебира обнажаются гипсоносные оланцы и песчаники олигоцена. Под ними согласно залегают верхнеэоценовые темно-серые песчанистые глины и кварцевые песчаники, слагающие северное крыло Атенской антиклинали (рис.10). Вблизи Атени, в верх-

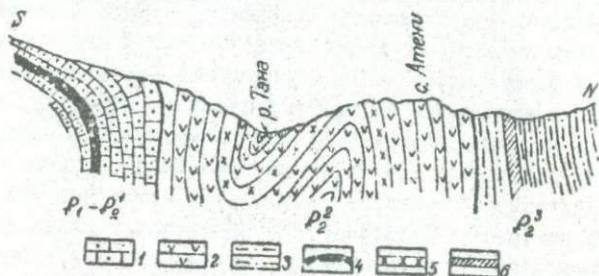


Рис.10. Геологический разрез ущелья р.Тана.

1-палеоцен - нижний эоцен, 2-средний эоцен,  
3-верхний эоцен, 4-диабазы, 5-трахиандезит,  
6-камптовогезит

неэоценовых отложениях залегает пластовая интрузия камптовогезита, мощностью 40 м. По правому берегу реки она тянется до средневековой крепости Верисцихе.

Далее по дороге обнажаются среднеэоценовые вулканогенно-осадочные отложения, слагающие ядро Атенской антиклинали. Последняя к вгу сменяется Данахвисской синклиналью. Обе окладки сложены тонко- и толстообломочными лито-, кристалло- и микрокlastическими андезитовыми туфами, мелкообломочными вулканическими брекчиями, туфопесчаниками и мощными (60 м) внутриформационными покровами трахиандезита.

Вверх по ущелью под среднеэоценовыми отложениями залегают палеоцен-нижнеэоценовые аргиллиты, граувакковые песчаники, мергели и реже известняки. В верхних частях толщи нижнего эоцена появляется пирокластический материал. В этих отложениях в ущельях рр. Дрисхеви и Жалависхеви залегают пластовые интрузии диабазов (10-60 м). По составу они соответствуют биогит-кальцитовым диабазам.

Храм Атени сооружен на внутриформационном трахиандезитовом покрове, выходящем в южном крыле Атенской антиклинали.

В восточной части Аджаро-Триалетской зоны, в отличие от западной, широко проявлена цеолитизация. Наряду с т.н. "поствулканическими" цеолитовыми ассоциациями, образующими прожилки, миндалины и гнездообразные выделения, устанавливаются залежи клиноптилолитизированных, морденитизированных, анальцимитизированных, гейландитизированных и филлипситизированных туфов. Они встречаются практически на всех уровнях обнажающейся здесь толщ альба - верхнего эоцена (олигоцена?), за исключением известняков кампана - дания и "Боржомского флиша" палеоцен-нижнего эоцена.

В Дзегви-Тедзамском районе значительные по масштабу залежи клиноптилолита и морденита расположены в верхах верхнемеловой толщи (под известняками кампана-дания) и в среднем эоцене. Залежи прослеживаются на расстоянии нескольких сот метров, реже нескольких км при мощности пластов от 3 до 8 м. Содержание цеолита достигает 70-90%. Исходными породами высококремнистых цеолититов являются тонкодисперсные туфы кислого, а также среднего состава. Переменяющиеся с ними вулканические и вулканогенно-осадочные породы охвачены низкокремнистой  $Na - Ca$  цеолитизацией (ломонтит, гейландит, натролит, томсонит, сколецит, а также анальцит, пренит, апофиллит и кальцит), бентонитизацией и агатовой минерализацией. Какая-либо закономерность в распределении цеолитовых ассоциаций в вертикальном разрезе толщи мощности несколько км не установлена.

И.Г.Вахакидзе, В.Д.Гуниава,  
М.А.Беридзе, З.В.Отхмезури

## ЭККУРСИЯ - 5

### Тбилиси - Цхинвали - Квасса - Тбилиси

От г.Тбилиси до г.Мцхета маршрут пересекает восточное окончание Аджаро-Триалетской зоны и южный край Куринской молассовой впадины, описание которых дано в маршруте Орджоникидзе-Тбилиси.

Мухранская долина, заполненная верхнеплейстоценовыми аллювиально-пролювиальными отложениями рр. Арагви и Ксани, тянется от меридиана г.Мцхета на запад примерно на 30 км. По дороге экскурсия пересекает р.Ксани, после чего начинается Игоэтское поднятие - пологая поперечная антиклиналь, сложенная миоплиоценовыми конгломератами и аллювиальными отложениями третьей террасы р.Куры. К западу от нег начинается Тирифонская долина. По своей тектонической природе и геологическому строению она сходна с Мухранской и совместно с ней образует Мухранско-Тирифонскую подзону восточного погружения Грузинской глыбы.

Южный борт Тирифонской долины, представляющий собой северный склон Аджаро-Триалетской зоны, до г.Гори также сложен породами майкопской серии олигоцена - нижнего миоцена и молассами среднего и верхнего миоцена.

Г.Гори расположен в долине р.Куры на стыке Грузинской глыбы с Аджаро-Триалетской зоной. Граница этих геотектонических единиц выражена крупным региональным разломом, проходящим вдоль современного русла р.Куры. По этому разлому палеоценовые складчатые образования Аджаро-Триалетии правобережья р.Куры приподняты по отношению олигоцен-миоценовых отложений Мухранско-Тирифонской долины Грузинской глыбы (рис. II). Вместе с тем, образования одного и того же возраста представлены по обе стороны р.Куры в различных мощностях и фациях.

Из г.Гори дорога следует на север и до г.Цхинвали (Столица Юго-Осетинской автономной области), пересекает Тирифонскую долину. На этом отрезке значительная часть пути проходит по равнине, сложенной аллювиальными отложениями погребенных террас (III-IV террасы) р.Диахи. Фрагменты этих террас появляются по левобережному склону р.Б.Диахи у г.Цхинвали, где они перекрывают песчано-конгломератные отложения верхнесарматской нацхорской свиты.

Выше с.Кехви обнажается порфирировая свита байоса, сложенная лавовыми брекчиями и покровами авгит-плаггиоклазовых альбитизированных порфиритов с гналопимитовой основной массой. За поворотом

дороги к курорту Джава начинается живописное ущелье р. Паца.

Между г. Цхинвали и с. Курта маршрут следует вдоль долины р. Большая Лиахви, по склонам которой обнажаются слабодиссоциированные среднесарматские пресноводные песчаники, конгломераты, глины, подстилаемые глинами, мергелями и песчаниками нижнего сармата.

Высокий горный массив байосских вулканогенных образований правобережных склонов р. Б. Лиахви в восточном направлении быстро погружается под трансгрессивными глинисто-песчанистыми отложениями среднего миоцена (чокрак, караган, конк; мощн. 50-70 м) и песчано-конгломератовыми отложениями верхнего миоцена (сармат).

Вулканогенная толща ущ. р. Паца, детально изученная Г. С. Дзодзенидзе, развита в своеобразной переходной полосе, являющейся соединительным звеном между типичной порфиритовой свитой Гагрско-Джавской эвгеосинклинальной зоны и расположенными севернее сланцево-диабазовыми толщами терригенной геосинклинали Южного склона. Для вулканогенной толщи этого ущелья характерно переслаивание диабазовых пластовых тел с тонко- и мелкообломочными туфовыми, туффитовыми и туфогурбидитовыми толщами. Эти образования, по всей вероятности, представляют собой глубоководную фацию порфиритовой свиты, непосредственно переходящую в флишевидные отложения и обладающие поэтому рядом признаков, присущим флишевому типу седиментации (градационные текстуры, флишевые фигуры).

Выше по дороге наблюдается скатая синклиналь, на крыльях которой выступают верхнебайосские туфоконгломерат-брекчии, туфогравелиты и туфопесчаники, обогащенные кварц-аркозовым материалом. Мульда этой грабен - синклинали выполнена песчаниками, глинами и мергелями среднего миоцена и песчано-конгломератовыми отложениями сарматского яруса.

Севернее вышеописанной синклинали расположен Квайсинский рудный узел. В окрестностях с. Кемульты выступают среднеюрские отложения, слагающие сильно сжатую Сырхлеберта-Сохтинскую антиклиналь. Ядро этой складки сложено ааленскими глинистыми сланцами, песчаниками и туфопесчаниками, а на ее крыльях выступают вулканогенно-осадочные образования байоса.

Между сс. Кемульты и Сохта ааленские и байосские толщи северного крыла отсеченной складки трансгрессивно перекрываются верхнеюрскими терригенно-карбонатными отложениями, которые у северной окраины с. Кемульты, в свою очередь, перекрываются трансгрессивными нуммулитовыми песчаниками верхнего эоцена. Южное крыло Сырхлеберта-Сохтинской антиклинали осложнено крупным Лихевским разломом надвигового характера. Зона дробления этого разлома сопровождается интенсивным гидротермальным изменением по-

род, содержащих многочисленные баритовые и полиметаллические проявления.

Северо-западнее вышеописанной складки расположена крупная Рибиса-Эрцойская брахисинклиналь, сложенная верхнеюрскими породами, содержащими слабую ртуть и, редко, полиметаллическую минерализацию.

Севернее с. Кемульты находится Эрцойский перевал. На этом отрезке дорога следует вдоль фронтальной полосы крупного Уцерско-Павлеурского тектонического покрова, ограниченного с юго-запада одноименным надвигом. По этому надвигу разные субширотные складки, сложенные вюрскими и эоценовыми отложениями, перекрываются верхнеэоценовыми глыбовыми конгломерат-брекчиями, песчаниками и глинами дикого флиша. Верхнеэоценовый дикий флиш с северо-востока также перекрывается сильно дислоцированными терригенно-карбонатными флишевыми образованиями медового возраста.

К западу от Эрцойского перевала расположена высокогорная Цонская эрозионно-тектоническая котловина, ограниченная со всех сторон хребтами Рибиса, Сирхлеберта и Валхох. Она представляет собой древнюю долину р. Квирила, истоки которой, по-видимому, располагались в пределах развития меловых флишевых толщ.

В районе Валхскохского хребта (северный борт Цонской котловины) фиксируется пологая синклиналь, сложенная гравелитами и песчаниками келлогей-нижнего оофорда, рифогенными известняками верхнего оофорда - кимериджа, и трансгрессивно налегающими на них песчаниками и песчанистыми известняками верхнего эоцена. Северное крыло этой синклинали осложнено Валхохским взбросом, по которому приподнят северный блок разлома, сложенный массивными вулканогенными породами нижнего байоса. К гидротермально измененной зоне дробления этого взброса приурочены многочисленные баритовые и барит-полиметаллические рудопроявления.

Севернее Валхохского взброса в порфиритовой свите байоса фиксируется еще один параллельный ему Варахмохский разлом (с приподнятым северным блоком), который также сопровождается мощной зоной гидротермально измененных пород с барит-полиметаллической минерализацией.

С Эрцойского перевала дорога спускается в ущелье р. Деджора к с. Лесора. Вдоль дороги обнажаются верхнеэоценовые глыбовые конгломерат-брекчии (олистостромы), захваченные во фронтальном надвиго флиша.

Сложным тектоническим строением характеризуется левобережный склон р. Деджора между с. Замтарети и посёлком Квайса. Здесь развиты дислоцированные породы порфиритовой свиты байоса, песча-

нистые и рифовые известняки верхней яры, глинистые известняки нижнего мела, кремнисто-известковые породы сеномана-турона и песчанистые известняки и мергели эоцена. Все они интенсивно нарушены обросами и взбросами.

Верхневюрские и ислювые известняки у с.Квайса в виде окаймленных обрывов обнажаются на правом берегу р.Джеджора.

Юго-западнее с.Квайса, вдоль дороги обнажаются нижебайосские спилит-андезитовые порфириды и их туфы, слагающие северное крыло Цедиоско-Часавальской антиклинали. Ниже по течению р.Джеджора у с.Ахсарджина вышестоящие вулканы по Квайсинскому обросу контактируют с аденскими глинистыми сланцами, песчаниками и туффитами, слагающих ядро Цедиоско-Часавальской антиклинали. От с.Ахсарджина до с.Ири вдоль дороги почти непрерывно обнажаются разные горизонты нижнего байоса, представленные андезито-базальтовыми порфиридами, их халобрежчиями и туфами.

Байосские вулканы Квайсинского рудного района являются типичным представителем среднеюрской порфиритовой серии Южного склона Большого Кавказа. По данным Г.С.Дзопенидзе, наиболее ранними продуктами вулканизма являются спилитовые порфириды и их лаво- и пирокластолиты. Они сравнительно узкой полосой развиты южнее Квайсинского месторождения, увязываясь к востоку со спилитовыми лавовыми брекчиями ядра Сирх-Лебертской антиклинали и значительно расширяясь юго-западнее в сторону с.Ири.

Спилитовые покровы обычно обладают четко выраженной сферической, или подушечной отдельностью, характеризуются наличием плагиоклазов альбит-олигоклазового ряда и многочисленных хлорит-кальцитовых миндалин (в верхней части покрова). Вверх по разрезу спилиты постепенно (через частично альбитизированные породы) сменяются мощной толщей авгит-лабрадоритовых порфиритов. Другие разновидности вулканидов (роговообманковые, гиперотеневые), как и кислые породы, развиты локально. На 9 км от дороги наблюдается жила кварцевого альбитофира, секущая мелкообломочные порфиритовые брекчии.

В пределах Юго-Осетинского рудного района распространены медно-пирротиновые, свинцово-цинковые, баритовые, железо-марганцевые, ртутные и мышьяковые месторождения и рудопроявления. Промышленными являются свинцово-цинковые и баритовые месторождения Юго-Осетии. Они входят в состав, выделенного Г.А.Твалчрелидзе, барит-полиметаллического пояса Южного склона Большого Кавказа.

Свинцово-цинковое месторождение Квайса приурочено к субширотной Цедиоско-Ахсарджинской антиклинали и представлено рудными жилами различной мощности, залегающих в порфиритовой свите

байоса и в верхневарских известняках.

Вблизи основного месторождения в последние годы Грузгеологией выявлены перспективные месторождения свинца и цинка Варахком и Вал-хох, приуроченные к альбитофировым телам, известнякам и порфиритовой свите байоса.

Основными рудными минералами являются колломорфный сфалерит клейофанового типа, галенит, дисульфиды железа; нерудными — карбонаты и кварц.

Баритовое оруденение представлено ныне отработанным месторождением Кдуата (Харджар), приуроченным к порфиритовой свите, оно представлено мощной 20-50 м зоной дробления.

В пределах Иго-Осетии отмечается еще ряд проявлений барита, которые в настоящее время практической ценности не представляют.

Медно-пирротиновые проявления (Раро, Мугута), ртутные (Эрцо, Кемульт), мышьяковые (Сохта, Абано) и железо-марганцевые (Цедиси) промышленных скопления не образуют.

И.П.Гамкредидзе, Г.П.Лобжанидзе,  
М.Б.Дорджианидзе; Н.И.Схиртладзе

### ЭККУРСИЯ - 6

Тбилиси - Боржоми - Бакуриани - Тбилиси

Маршрут пересекает центральный сегмент Аджаро-Триалетской зоны и дает возможность ознакомиться с полным разрезом палеогеновых осадочных и вулканических толщ и характером их дислокаций. Будут встречены и четвертичные лавы, связанные с цепью вулканов транскавказского меридионального поднятия.

Наиболее древние породы на этом маршруте относятся к Боржомскому флишу палеоцена - нижнего эоцена. Это довольно мощная (до 1300 м) свита терригенных флишеидных пород, несущая все признаки турбидитных осадков. Она подразделяется на 4 подсвиты (снизу вверх): 1) карбонатная, сложенная переслаиванием мергелей и песчанистых мергелистых и кластических известняков (300 м); 2) типично тишевая (до 600 м), представленная ритмичным чередованием известковистых песчаников, мергелей, глинистых мергелей и аргиллитов с фауной дат - палеоцена; 3) песчанистая (60-120 м), сложенная толстослоистыми кварц-полевшпатовыми и полимиктовыми песчаниками, разделенными тонкими пачками мергелей, аргиллитов и карбонатных песчаников; 4) мергелистая (130-180 м), в которой ритмично чередуются известковистые песчаники, мергели и алевролиты. В последних двух подсвитях встречается фауна нижнего эоцена.

Выше совершенно согласно следует вулканогенная толща нижнего-среднего эоцена, в низах которой выделяется флишеобразная туфогенно-терригенная свита (350-500 м), в которой песчаники, мергели и аргиллиты переслаиваются с разнослоистыми туфами андезитового и базальтового состава. Она содержит нуммулиты нижнеэоценового габитуса. Выше следует: дяканская или нижняя пестроцветная свита (1000 м), сложенная преимущественно слоистыми базальтовыми и в меньшей мере - андезитовыми туфами. На некоторых участках свита включает горизонты туфовых и лавовых брекчий, а также покровы низкотитанистых щелочных оливиновых и роговообманковых базальтов. Это, как правило, порфиновые породы с фенокристаллами оливина, биотита, клинопироксена. В роговообманковых разностях появляется амфибол паргаситового ряда. В основной массе - лабрадор, клинопироксен, богатое щелочами стекло, магнетит, апатит. В разностях с хорошо раскристаллизованной основной массой появляется микролиты и лейсты биотита, санидина, анальцим.

Квабисхевская свита (700 м) характеризуется преобладанием

лав. Она сложена дифференцированной серией - лейкократовая базальт (трахибазальт) - трахиандезит - доленит. Лавы этой серии лейкократовые и характеризуются мегалпорфировыми выделениями плагиоклаза. Трахибазальты - гломеропорфирные породы, в которых крупные (до 1 см) фенокристаллы битовнит-лабрадора образуют гломеропорфирные скопления. В основной массе содержатся микролиты андезита, клинопироксена, биотита. Иногда встречается санидин и анортит, акцессоры - апатит, магнетит.

Трахиандезиты также представляют собой гломеропорфирные породы. Их основная масса микрокристаллически-зернистая, трахитовая витрофировая, в стекловатых разностях наблюдаются структуры течения и явления катаклаза фенокристаллов. Фенокристаллы - лабрадор, замещенный оливином, стекло, реже - амфибол паргаситового ряда. В основной массе встречаются лейциты и микролиты андезита - олигоклаза и санидина, немногочисленные зерна салит-авгита, иногда биотит; акцессоры - магнетит, гематит, апатит, иногда турмалин.

Доленисты представлены пироксеновыми и пироксен-биотит-роговообманковыми разностями. Порфирные выделения - андезит, диопсид-оливит, иногда амфибол и биотит. Изредка встречаются фенокристаллы сильно оплавленного кварца. Основная масса стекловатая с отчетливой флюидальностью, сферолитовая, ортофировая. Содержит олигоклаз-альбит, санидин, иногда кварц, акцессоры магнетит, гематит, апатит, иногда циркон.

Лавовые покровы (5-6 м) разделены пачками слоистых туфов пестрого состава.

Выше следует мощная (2 км) джирская свита, представленная преимущественно неолоантитовыми лавовыми и туфовыми брекчиями, лавовыми покровами инкоцитанитовых щелочных оливиновых и роговообманковых базальтов. Эти породы местами пронизаны густой сетью даек аналогичного состава. Минеральный состав пород аналогичен таковому базальтов ликанской свиты.

Из приведенных данных следует, что среднеэоценовая вулканогенная толща центрального сегмента Аджаро-Триалетии сложена низкоцитанитовыми, богатыми калием вулканитами пошонитовой серии и характеризуется резким преобладанием пород базальтового состава.

В окрестностях Боржом и Боржом-парка и вдоль шоссе на дороге Боржом-Бакурини можно наблюдать резко несогласное залегание четвертичных андезитов на Боржомском флише и разных горизонтах среднеэоценовой вулканической толщи.

От Хашури в направлении Боржом, до Ахалдабского железнодорожного моста дорога проходит по широкой долине р. Кури, а выше она

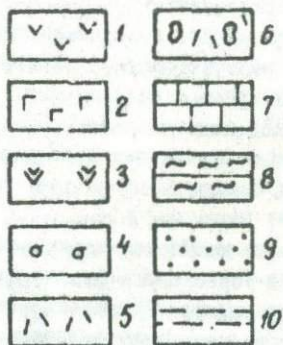
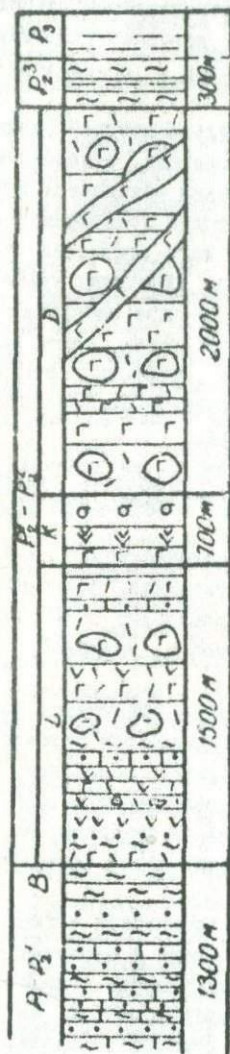


Fig. 15.

вступает в живописное Боржомское ущелье, глубоко врезанное в центральный сегмент Аджаро-Триалетской зоны (рис. II).

На севере Аджаро-Триалетская зона по крупному надвику наджинута на Грузинскую глыбу. Этот надвиг можно наблюдать у с. Ташикхури по правобережью р. Куры.

Породы ликанской свиты, представляющие пестроцветными, слоистыми, полосчатками туфами базальтов и андезитов, карбонат-туфитами и аргиллитами, пластовыми жилами щелочных диабазов и трахиандезитов Ахалдабского моста.

Выше по дороге пересекается синклиналь, мульда которой сложена туфовыми и лавовыми брекчиями базальтового состава, относящимися к низам верхней, деирской свиты. Под брекчиями обнажается пачка слоистых кислых туфов, а под ними — мощная толща лейкократовых базальтов, трахиандезитов и делленитов. Туфы и лавы относятся к квабисхевской свите. Далее следует антиклиналь, сложенная туфами лидзской свиты, и сильно сжатая синклиналь. В ядре синклинали обнажаются покровы трахиандезитов квабисхевской свиты. Далее вниз по разрезу вновь следует ликанская свита (туфы, туффиты, аргиллиты). Под ними вблизи сел. Занави обнажаются подовиты Боржомского флиша. Они слагают ломиспетинскую антиклиналь.

Эта антиклиналь, и проходящая вблизи Боржомская антиклиналь, фактически представляют собой флексуры, ограничивающие срединное блоковое поднятие Аджаро-Триалетской зоны.

На участке сел. Квибиси и Вашловани из буровых скважин поступает минеральная вода, полученная из флишевых отложений. Выясняется, что циркуляция боржомской минеральной воды происходит в основном в нижней, карбонатной подсвите Боржомского флиша и, возможно, в более древних породах мела.

В мульде Квибисской синклинали вдоль дороги обнажается флишеобразная свита нижнего эоцена, сложенная чередованием базальтовых и андезитовых туфов с песчаниками, аргиллитами, мергелями. На 50 м выше ее подошвы залегает 2,5 м слой андезитового туфа, включающий смятые и мелкокладчатые олои туфов, песчаников, аргиллитов и мергелей. Аналогичный разрез наблюдается около Квибисского моста.

От с. Вашловани до Боржом-парка развиты песчанистая и типично флишевая подсвите Боржомского флиша. Между Боржомом и Боржом-парком, а также ущельями рр. Гуджаретис-цхали и Боржомула возвышается плато, сложенное верхнечетвертичными андезитами потока, спускающегося в ущелье р. Куры по древнему ущелью р. Гуджаретис-цхали. Со стороны ущелья лавовый поток обрывается вертикальной стеной. Вдоль

долины хорошо прослеживается контакт осадочных пород Боржомского флиша и перекрывающего их лавового потока.

Ось Боржомской антиклинали проходит в Боржом-парке. Антиклиналь асимметрична с крутым южным и пологим северным крылом. В парке наблюдается крупная (20-25 м) пластовая интрузия диабазов с пироконтактами. Под диабазом в русле р. Боржомула обнажаются верхние слои карбонатной подсериты. К ним и приурочены естественные источники № 1 и 2 всемирно известной боржомской углекислой воды, разливавшейся в настоящее время в количестве 500 миллионов бутылок в год.

На территории курорта Ликани обнажается нижняя ликанская песчаноцветная свита вулканогенной толщи. Далее обнажаются покровы (5-50 м) трахибазальтовых, трахиандезитовых лав и разделяющие их пачки (10-150 м) тонко-среднеслоистых туфов пестрого состава, относящиеся к средней - Квабисхевской свите вулканогенной толщи. Свита сечется многочисленными жилами базальтов. Над Квабисхевской свитой в мульде Цемско-Двирской синклинали обнажается двирская свита, сложенная, в основном, мощными лавовыми и туфовыми зрелыми щелочными роговообманковыми и оливиновыми базальтами. Породы часто мандельштапанцовые, они интенсивно цоолитизированы и карбонатизированы.

В районе с. Читахеви в двирской свите представлен дайковый комплекс. Сближенные, субпараллельные и пересекающиеся дайки щелочных роговообманковых базальтов содержат обильные включения биотитовых горнблендитов и роговообманковых габбро, являющиеся продуктами кристаллизации материнской базальтовой магмы в глубинных коровых очагах. Этот комплекс может быть прослежен на расстоянии 1 км в ущелье р. Читахевис-цхали. В живописном ущелье р. Гуджаретис-цкали дорога пересекает ступенчатый перегиб ядра Боржомской антиклинали. Эта часть антиклинали сложена нижней пачкой типично флишевой подсериты Боржомского флиша. В крутопадающем южном крыле этой антиклинали и в мульде Цемско-Двирской антиклинали (в пределах сел. Даба) обнажаются типично флишевая (600 м), песчанистая (60 м), мергельстая (180 м), флишеобразная (350 м) подсериты, ликанская свита (1000 м) и нижний горизонт трахибазальтовых покровов квабисхевской свиты. На этом отрезке ущелье р. Гуджаретис-цкали с юго-запада ограничено Бакуриани-Боржомским верхнечетвертичным лавовым потоком, который крутым уступом обрывается к реке.

Из Цагвери дорога проходит вдоль Боржоми-Бакурианского лавового плато, которое характеризуется ступенчатым рельефом. На нем амфитеатром расположены курорты Либани, Патара-Цеми, Сакочао и Бакуриани. Лавовое плато сложено тремя андезитовыми потоками, раз-

деленными горизонтами рыхлых туфобрекчий. Эти потоки заполняют русло древней реки, в результате раздвоения которой образовались речки Боржомула и Бакурианис-цхали. Подошла самого древнего андезитового истока находится на 7-8 и ниже современного русла реки.

За Цагвери и до Бакуриани маршрут пересекает еще ряд складок, сложенных преимущественно ликанской свитой и низами квабисхевской свиты вулканогенной толщи среднего эоцена.

Бакуриани располагается в пределах Бакуриани-Оторской синклинали, вжное крыло которой осложнено крупным разломом. Крутопадающие пестроцветные кислые туфы квабисхевской свиты непосредственно контактирует с герлинеоценовыми отложениями.

На горе Мухера фиксируется вулканический центр. Из этого центра лава растекалась по двум направлениям. Бóлее короткий поток распространялся по верховьям р. Боржомула, а главный поток направлялся по древнему руслу р. Бакурианис-цхали, а затем по ущелью р. Гуджаретис-цхали спустился в долину р. Куры.

Андезиты вулкана Мухера — афировые или олигофировые породы с отчетливо флюидальной стекловатой или гиакоцилитовой основной массой.

ЭКСПУРСИЯ -- 7

Тбилиси - Зестафони - Тбилиси

Цель маршрута - ознакомление с центральной зоной поднятия Грузинской глыбы, состоящей из древнего кристаллического основания (Дзирульского кристаллического массива) и трансгрессивно перекрывающего его мезо-кайнозойского чехла осадочных и вулканогенно-осадочных пород.

Маршрут начинается в пос. Сурами, расположенном на границе восточной периферийной части Дзирульской зоны поднятия и центрального сегмента Аджаро-Триалетской складчатой зоны. Между этими геотектоническими единицами, вдоль правого склона ущелья р. Сурамули довольно мощные карбонатные отложения верхнего мела надвинуты с юга на субплатформенные терригенные осадки среднего миоцена.

Восточная периферийная часть Дзирульской зоны поднятия представляет собой падающую на вго-восток моноклираль, сложенную лейаовыми, байосскими, меловыми, палеогеновыми и миоценовыми отложениями. Вдоль левого берега рек Орхеви и Сурамула моноклираль осложнена послемеловым левосторонним сбросо-сдвигом, в вго-западном блоке которого на гранитоидах массива непосредственно залегают барремские известняки (р. Орхеви), а в северо-восточном блоке между барремом и палеозойским кристаллическим комплексом сохранены и врыкие (лейас, байос) образования.

По левобережью р. Сурамули вскрывается узкая Сурамская антиклиналь, овод которой сложен коричневато-серыми тонкослоистыми полосчатыми слегка песчанистыми карбонатными глинами с чешуями рыб хадумского горизонта, а крылья - светло-серыми полосчатыми кварцевс-полевопатовыми спонголитовыми песчаниками среднего миоцена. Далее вдоль шоссе обнажаются желтовато-серые кварцевые пески среднего миоцена, слагающие пологую широкую синклиналь, а по р. Сурамула, на этом же отрезке, под трансгрессивным средним миоценом выступают зеленовато-серые глинисто-песчанистые мергели и мергелистые глины верхнего эоцена (150 м), карбонатные туфопесчаники среднего эоцена (25 м), голубовато-серые и красновато-коричневые глинисто-песчанистые мергели палеоэоцена (40 м).

Вблизи сс. Итрия и Чумателети имеется полный разрез феунитически охарактеризованных верхнемеловых (300 м) и алт-альбских (200 м) отложений, представленных олоистыми карбонатными и терригенно-карбонатными породами, местами с примесью туфового материала (альб, сеноман).

У северо-западного края с. Чумателети, в суженной части ущелья р. Орхеви на палеозойских породах Дзиркульского массива залегают барремские отложения, представленные в нижней части желтовато-серыми и розоватыми среднеслоистыми доломитизированными известняками (25 м), а в верхней - толстослоистыми светло-серыми и белыми зоогенными известняками ургонской фации (30 м), в кровле которых залегает слой брекчиево-конгломератового экзогенного известняка (1,5 м) нижнего апта. Чуть севернее (у сельской церкви) проходит Чумателетский сброс-сдвиг с вертикальной амплитудой до 300 м, в северо-восточном блоке которого на палеозойском субстрате трансгрессивно залегают среднеярусные терригенные отложения (мощность до 300 м). Над ними трансгрессивно залегает вулканогенная свита байоса (до 1 км), в состав которой входят авгитовые, авгито-роговообманковые, роговообманковые порфириты, их пирокласты, лавовые брекчии, а также довольно чистые покровы ортоклазовых порфиров (ортофиров). К низам толщи приурочены породы с альбитизированным плагиоклазом.

В пределах Дзиркульского массива кристаллический фундамент сложен гнейсово-магматитовым комплексом, вмещающим герциниды и батские гранитоиды. В составе кристаллического комплекса принимает участие биотитовые гнейсы, амфиболиты, различные кристаллические сланцы (уровень метаморфизма которых отвечает амфиболитовой фации), метагаббро и метадиабазы, а также количественно преобладающие плагиогнейсы, плагиомагматиты, гранито-гнейсы и микроклиновые мигматиты. Среди них наблюдаются секущие тела различной мощности микроклиновых гранитоидов, аляскитов, аплитов, пегматитов, кварцпорфиров, диабазов и порфиритов. Широким размахом пользуется процесс микроклинизации. Кали-аргоновый возраст микроклиновых гранитов, пегматитов и микроклинизации отвечает позднему палеозою (270-340 млн. лет).

У западного края с. Чумателети (р. Орхеви) в непосредственном контакте с барремскими слоями констатируется дайка (15 м) кварц-порфира, за которой следует мощное тело аляскитовых гранитов, прослеживающееся вдоль дороги на расстоянии 1,5 км до первого правого притока р. Орхеви. Вслед за аляскитовыми гранитами обнаруживаются в различной степени микроклинизированные порфиробластические гранито-гнейсы. В них встречаются останцы биотитовых плагиогнейсов, полосчатых мигматитов, хлоритизированных амфиболитов и реже биотитовых кристаллических сланцев.

Вблизи Рикотского перевала обнаруживаются сильно выветрелые крупнозернистые и порфиробластические гранито-гнейсы розовато-бу-

рого цвета, в которых залегают сравнительно крупные секущие тела среднезернистых гранитов и дайки кварцпорфиров и аплитов.

Далее по шоссе господствующее положение в разрезе постепенно занимают биотитовые плагиогнейсы серого цвета.

На отрезке шоссе между 128 и 129 км биотитовые плагиогнейсы прорваны небольшим интрузивом ортоклазового габбро, известного под названием "рикотит". В его составе участвует монсклинный пироксен (диопсид), обыкновенная роговая обманка, основной плагиоклаз, биотит и ортоклаз. Генезис рикотита связан с контализацией основной магмы кислыми вмещающими породами. Кали-аргоновый возраст ортоклазового габбро  $163 \pm 11$  млн. лет, что соответствует бату.

На участке дороги между 130 и 131 км обнажаются в различной степени микроклинизированные биотитовые плагиогнейсы, в которых наблюдаются биотитизированные дайки метадиабазов и метагабброидов.

Несколько дальше биотитовые плагиогнейсы секутся Хевской гранодиоритовой интрузией батского возраста, выход которой вдоль шоссе протягивается на расстоянии до 3 км. Западный контакт этой интрузии с порфировой свитой байоса интрузивный, характеризующийся интенсивным ороговикованием вмещающих вулканогенных пород.

Далее на протяжении около 4 км обнажаются массивные вулканические байоса, залегающие в грабен-синклинальной структуре ореди кристаллических пород фундамента. Здесь они представлены мощными лабрадоровыми порфиридами и их пирокластами.

В зоне западного тектонического контакта порфировой слиты байоса с гранито-гнейсами на правом берегу р.Дзирула наблюдается небольшой выход гранодиоритовой интрузии, аналогичной Хевской.

Вблизи сс. Вертквичала и Сакасрия по р.Дзирула выступают микроклинизированные гранито-гнейсы. Здесь же на левой стороне р.Дзирула наблюдаются высокие карнизы меловых отложений оверс-западного крыла Гореша-Харагоульской синклинали.

В селении Борити прослеживается крупный выход метаморфизованного габбро, а между сс. Борити и Шроша обнажаются в различной степени микроклинизированные гранито-гнейсы, биотитовые плагиогнейсы и плагиомигматиты с останцами амфиболитов и кристаллических сланцев.

На участке сел.Шроша наблюдается самая древняя толща мезозойского эпидермиса Грузинской глыбы, известная под названием "нижних туффитов" (П.Д.Гачквелидзе, С.С.Чихелидзе). Она в нижней части представлена кварц-аркозовыми конгломератами и песчаниками, а в верхней - туффитами, туфами и покровами кварц-порфи-

рового состава, переслаиваясь с алевролитами, углестыми останками и сгнеупорными глинами. Хороший разрез этой толщи, мощностью 30-35 м, наблюдается в ущелье р. Дзирула, где она, падая моноклинально на юго-юго-запад под углом 45-80°, трансгрессивно, местами с признаками скольжения, залегает на палеозойском субстрате.

На "нижние туффиты" трансгрессивно налегают отложения синемирпинобахского и тоарского возраста (А.И. Джанелидзе, М.В. Топчиавили), представленные снизу вверх терригенными породами кварц-аркозового состава и красными мраморизованными известняками. Мощность терригенной (нижней) части разреза 60-70 м, а карбонатной (верхней) — 50 м.

Выше следует вулканогенная свита байоса, начинающаяся лавным покровом (7-8 м) андезит-базальтового спилитового порфирита. В 250 м ниже по течению р. Дзирула имеется хорошее обнажение порфиритового покрова (1,5 м) и пирокластов. Далее на расстоянии 500 м обнажается слоистая пачка туфов и туфобрекчий, сменяющаяся грубо-слоистой пачкой туфогенов (40 м), содержащей разноориентированные и перемятые эксплозивные включения тонкослоистых туфов. Вблизи ст. Дзирула наблюдается чередование субгоризонтально залегающих зеленовато-серых кристалло-литокластических туфов альбитовых порфиритов и серовато-светлых туфопесчаников с характерной для среднего байоса аммонитовой фауны. У устья р. Илемула (левый приток р. Дзирулы) констатируется выход довольно мощного (10 м) мандельштайнового порфиритового покрова с выделениями цеолита. Вскоре после ст. Шорпани среднеслоистые туфы и туфопесчаники порфиритовой свиты трансгрессивно перекрываются опанидонтееловыми ракушечными известняками караганского горизонта западной зоны погружения Грузинской глыбы.

## ЭКСПУРСИЯ - 8

Тбилиси - Казах - Севан - Тбилиси

В окрестностях Казах маршрут проходит по предгорной полосе Малого Кавказа, сложной вулканогенно-осадочными и пирокластическими толщами нижнего коньяка - верхнего сантона, однообразными пелитоморфными известняками кампана-маастрихта и вулканогенными образованиями эоцена, моноклинално погружающимися на север под сложения Куриной депрессии. По линии Красный мост - Казах - Шамхор проходит пояс гравитационного максимума. С шоссе Тбилиси-Казах в нижнем течении р.Джогаз отчетливо видны верхнесантонские морфоструктуры, сложенные куполами выжимания и изкками биотитовых диаритов (77-84 млн. лет), а также пластами пепловых и пемзово-пепловых туфов кислого состава, выполняющих пониженные участки рельефа. У с.Мусаки хорошо видны выходы вулканической толщи эоцена, сложенные субвертикальными базальтами.

Далее до Иджевана шоссе следует по ущелью р.Агстев, резко расширяющемуся в сторону Куриной низменности. Борта ущелья сложены отрогами Иджеванского и Ардагского хребтов. В тектоническом отношении этот участок приурочен к Иджеванскому антикавказскому прогибу, имеющему характер грабен-синклинали и ограниченному по обоим бортам крупными дизъюнктивными нарушениями. Гипсометрически наиболее высокие отметки Иджеванского и Ардагского хребтов сложены верхнеюрскими известняками, обнажающимися в виде эффектных крутых обрывов.

Иджеванский прогиб выполнен последовательно залегающими толщами верхнего турона - нижнего коньяка, верхнего коньяка - нижнего сантона, верхнего сантона и кампана-маастрихта. Смена этих отложений в направлении от молодых к более древним видна при пересечении Казах - Кривой мост. В окрестностях Кривого моста вырос новый комбинат "Бентонит", перерабатывающий бентонитские глины крупнейшего на Кавказе Саригхского месторождения, приуроченного к верхнесантонскому эффузивно-пирокластическому комплексу. На территории Саригхского месторождения, представлявшего в позднем сантоне участок разгрузки поствулканических гидротерм, пространственно совмещены проявления агатов, бентонитов и окисно-марганцевых руд.

У с.Ачадур обнажается верхнеконьяк-нижнесантонская вулканическая серия, сложенная грубообломочными эпикластическими брек-

чиями, конгломерато-срекчиями, туфопесчаниками и потоками оливиновых базальтов. Эти образования непрерывно прослеживаются далее по своим бортам ущелья Агстег до г.Иджевана. Хорошо проявлена грубая слоистость и матрацевидная отдельность брекчий и туфопесчаников, чередующихся с залегающими в виде маршизов потоками оливиновых долеритов.

У с.Хаштарак данная серия прорывается крупным субвулканическим телом оливиновых долеритов. Вверх по склону над этим селом вулканические брекчии перекрываются верхнесантонскими рудистовыми известняками, которые образуют характерный маркирующий горизонт и прослеживаются на значительное расстояние до с.Резазлу.

Южнее г.Иджевана дорога пересекает отложения кры, разрез которых представлен сверху вниз толщей криптозернистых известняков титона, органогенно-детритовыми известняками оxford-кимериджа и туфобрекчиями, туфоконгломератами и туфопесчаниками бата - келловея. Непосредственно у верхнего моста через р.Агстег выступает пласты литографского камня, подчиненные толще титона. Туфопесчаники бата-келловея прорываются у сс. Ахкихлу и Куйбышев мощной столбчатой залежью кварцевых плагипорфиров с прекрасно выраженной столбчатой отдельностью. Над ней прослеживается далее тонкоосистая свита того же возраста, вмещающая пролои и пачки каменного угля. У устья р.Гетик на келловеиские сланцы налегают мощные потоки субэолочных вулкаников оxfordского возраста, слагающие Мургузский хребет.

Далее к югу, в районе с.Куйбышев, маршрут проходит в пределах Севьнской зоны. Последняя представляет собой область широкого развития палеогеновых вулканических и терригенных образований, слагающих линейно вытянутые в СЗ направлении структуры, осложненные разрывными нарушениями.

По ходу маршрута обнажается толща терригенно-осадочных и осадочных пород среднего эоцена - нуммулитовых известняков, песчаников, туфопесчаников и конгломератов, прорванных телами андезитобазальтов и андезитов. В основании толщи, под нуммулитовыми известняками, залегают красноцветные отложения древней коры выветривания. В южном направлении указанные терригенные фации сменяются вулканогенно-осадочными и вулканическими образованиями верхнего эоцена, представленными базальтами, андезито-базальтами, андезитами, их туфами и туфобрекчиями. Между г.Дилижаном и с.Техут обнажаются верхнеэоценовые трахидациты с полосчатой текстурой. К этому же участку приурочены проявления бентонитовых глин.

В пределах г.Дилижан, по правому борту дороги, верхний эоцен

перекрывается комплексом глинистых сланцев, песчаников и конгломератов верхнего олигоцена (дилижанская свита); в гальке конгломератов обнаруживаются упомянутые выше полосчатые трахидалиты. Город Дилижан, обладая целебным микроклиматом, является бальнеологическим курортом областного значения. Он расположен на террасах р. Агстев и крутых склонах, покрытых сосновым лесом.

Далее дорога входит в ущелье р. Головинки (правого притока р. Агстев) и поднимается серпантинными на Севанский перевал. В низовьях р. Головинки вдоль крупного близмеридионального разлома обнажаются выходы субвулканических дацитов и аноритов, а выше по реке — Головинская интрузия кварцевых диоритов предпозднеэоценового возраста (41 млн. лет). Выше к перевалу дорога проходит по склону крупной Майнахской вулканотектонической структуры среднеэоценового возраста. Слагающие структуру породы представлены сильно перемятыми андезитами, андезито-базальтами, их лабо- и туфобрекчиями, туфами, а также терригенно-осадочными образованиями.

На Севанском перевале (2125 м) маршрут пересекает стик Памбакского и Арегунийского хребтов, сложенных вулканическими и вулканогенно-осадочными образованиями среднего и верхнего эоцена и спускается в бассейн оз. Севан. Ниже с. Семновки, в русле р. Дзкнагет наблюдаются выходы пород верхнекемловской офиолитовой ассоциации, представленные радиляритами, серпентинитами, пироксенитами, габбро, лиственитами и опилитами.

В северо-западной оконечности Севанской впадины по борту дороги обнажается сильно дислоцированная тонкослоистая терригенно-осадочная толща среднего эоцена, представленная песчаниками, туфо-конгломератами, алевролитами, прорванными тектообразными телами андезитов и андезито-базальтов; подобный разрез обнажается и на Севанском полуострове, представляющем ядро синклинали широтного простирания. Здесь сохранился комплекс памятников средневековой (IX в.) армянской архитектуры. На острове сохранились также руины базилики, разрушенные предположительно в 305 г.

С запада Севанская впадина ограничена Гегамскими нагорьями, входящими в состав верхнеплиоцен-четвертичной Северной вулканической дуги Армянского нагорья. Четвертичный вулканизм Гегамского нагорья, вытянутого в ССЗ направлении (70x35 км), выражен многовыходными извержениями андезито-базальтовой формации. В границах нагорья действовал 121 моногенный вулкан, лавы которых покрыли площадь свыше 1500 км<sup>2</sup>. Большая часть вулканов образует эффектную, хорошо просматриваемую водораздельную цепь, завершающую конусами группы Лчасар.

Один из этих вулканов - Восточный Лчасар - представлен редким типом - "пепловым конусом". В стенках карьеров, вскрывших конус вулкана на 80-85 м, видны слоистые отложения свежей чернозёрной тефры: пепел, пески и частично лапилли образуют четкие, стратиграфически-дифференцированные слои толщиной до 25-35 см. В основании вулкана обнаружены мустьерские орудия; в III тыс. до н.э. часть конуса была плавниально размита. Лавы вулканов Лчасарской группы (андезито-базальты), сыгравшие определенную роль в подпруде оз. Севан, подступают к г. Севан и к шоссе на дорогу Севан - Ереван. По новым данным, кроме этой наиболее поздней подпруды, выделяются еще две более ранние подпруды, образованные излияниями обратного намагниченных долеритовых базальтов у с. Лчачен (3,5 млн. лет) и более древних андезитов-базальтов Цахкуняцкого хребта (5-6 млн. лет).

Г.М.Заридзе, О.Э.Дулаури,  
С.И.Кувшвили, Н.Ш.Салуквадзе,  
И.И.Хмаладзе

### ЭККУРСИЯ - 9

Тбилиси - Тетри-цкаро - Цалка - Тбилиси

Западнее с.Телети дорога Тбилиси-Цалка спускается в Кумисскую депрессию. В начале спуска по обе стороны от дороги обнажаются верхние слои эоценовых вулканогенно-осадочных образований - аналоги "конгломератов запутанного напластования" Тбилисского района. Непосредственно над ними залегает навтлугская свита, представленная чередованием коричнево-серых и темно-серых глин, карбонатных глин и песчаников. Встречаются прослойки гипса и выцветы ярозита. Интересно отметить, что отложения этой свиты нередко секутся нептуническими дайками, которые, как полагают, образовались путем выполнения обломочным материалом вмятых трещин, существовавших на дне верхнеэоценового морского бассейна. Выше лежит зеленовато-серые и серые карбонатные глины с прослоями песчаников. Последние хорошо параллелизуются с тбилисской свитой и относятся к верхам верхнего эоцена.

Далее дорога проходит через кумисскую депрессию, почти со всех сторон окруженную возвышенностями (см. экскурсия 3).

От с.Кода дорога направляется на запад. Вблизи с.Мухати, по правую сторону дороги, на вершине горы видны развалины древней крепости Кер-оглы. Гора сложена среднеэоценовыми туфобрекчиями, в которых залегает андезит-базальтовый покров. Под туфобрекчиями пластуется мергели, аргиллиты, туфы и туфопесчаники. Последние хорошо видны восточнее горы Кер-оглы, на хребте Диди-кеди.

В 0,4 км к востоку от с.Джорджиашили дорога пересекает р.Качкачи-хеви (левый приток р.Алгети). Здесь обнажены глины и песчаники хадуцкого горизонта (ранний олигоцен). Западнее с.Джорджиашили, на южном крыле синклинали вновь появляются верхнеэоценовые отложения, аналогичные развитым в кумисской депрессии.

На отрезке дороги между селами Богви и Парцхиси наблюдаются отложения палеоцен-нижнего эоцена, которые в районе сс. Тетри-цкаро, Абелиани и Амдеви лежат на верхнемелеских карбонатных осадках (известняки, мергели). Палеоцен-нижний эоцен представлен чередованием глин и песчаников (800-1200 м). Прослойки песчаников часто сгруппированы в пакки. В нижней их части наблюдается глибовая брекчия, состоящая из обломков и глыб известняков и вулканогенных пород мела. С этими породами связаны выходы марганца.

В палеоцен-нижнеоценовых терригенных отложениях расположена мощная толща вулканитов роговообманковых дацитов.

От с. Парцхиси экскурсия сворачивает от дороги Тетри-цкаро и следует в сторону Манглиси. У с. Тбиси на левом берегу р. Алгети в виде скалистых обнажений выходят палеоценовые вулканиты, детальное петрографическое изучение которых проведено Г. А. Микадзе. Вулканическая толща тянется на расстоянии 12 км, при мощности 200 - 300 м. Она представлена лавовыми и туфовыми брекчиями светло- или темно-серого, реже белого цвета. Брекчии массивные, иногда в их нижней и верхней частях замечается олоистость. Главную роль играют обломки размером от долей сантиметра до глыб диаметром 2-3 м. Структура обломков порфировая, выделением представлены плагиоклазом (андезитом № 40-45), опациitizedированной роговой обманкой и реже кварцем. Основная масса состоит из плагиоклаза и кварца.

В верхнемеловой вулканогенной толще данного района имеются многочисленные штокообразные тела и дайки роговообманковых дацитов. Ш. А. Адамия и О. З. Дудаури предполагают синхронность секущих тел и вулканитов.

От с. Тбиси экскурсия возвращается в с. Парцхиси и следует в сторону Тетри-цкаро. За с. Тхиката на конусообразной возвышенности Самеба обнажаются дацитовые вулканиты, являющиеся продолжением толщи с. Тбиси. Вскоре после г. Самеба дорога вступает в пределы Нижне-Картлийского лавового плато. Оно сложено верхнеплиоценово-четвертичными лавами и занимает междуречье Алгети и Храми.

Обнажающийся вдоль дороги лавовый покров имеет небольшую мощность и во многих местах полностью прорезается оврагами и балками, причем здесь под лавами залегают вулканогенные отложения верхнего мела.

В петрографическом отношении лавы Нижне-Картлийского плато представлены однообразными долеритами серого цвета со столбчатой, реже с глыбовой или сферической отдельностью. По данным Н. И. Эхиртадзе, долериты под микроскопом имеют в большинстве случаев ортоторую, реже интерсертальную структуру и сложены лабрадором, авгитом и оливином.

Долериты прослеживаются вдоль дороги на расстоянии 5-6 км, а далее у с. Алексеевка появляются вулканогенные отложения верхнего мела.

По ущелью р. Храми начинаются обнажения Храмского выступа Закавказского срединного массива. Храмский выступ сложен докембрийскими кварцевыми диоритовыми гнейсами и раннестерцинскими калишпатовыми гранитоидами метазоматического генезиса (абс. возраст

реликтового циркона (200 млн. лет).

Кварцевые диоритовые гнейсы, имеющие исходно седиментогенное происхождение, развиты в виде узкой полосы в ущелье р.Храми и ее притоков. Секущие их пластовые тела гранитоидов занимают склоны этого ущелья. Здесь развиты также гранитпорфиры и кварцпорфиры, занимавшие гипсометрически наиболее возвышенное положение.

В некоторых пунктах, в частности, ниже с.Триалети, в ущелье р.Сулих выходят биотитовые граниты, содержащие крупные кристаллы ортита, а в окрестностях поселка Храмгес-I - биотитовые граниты, в которых вкрапленники граната видны на глаз. Кроме того, на левом склоне р.Храми, между устьями притоков - Триалети и Чочиани, установлено пересечение гранатсодержащих гранитоидов с кордиститовыми гранитами.

С позднегерцинскими калишпатовыми гранитоидами связаны процессы метасоматической гранитизации и мигматитизации более древних образований - гнейсов и метабазитов.

На восточной периферии Храмского выступа в виде неширокой (I-I,5 км) полосы развита верхнепалеозойская вулканогенно-осадочная свита. Небольшие изодрированные ее выходы известны и в других местах. В составе свиты принимает участие преимущественно порфиро-кластогенные кварцпорфирового состава: тонко- и среднеслоистые, часто окремненные туфиты и пепельные туфы (витро-, кристалло- и литокластические) и толсто- и неяснослоистые или грубослоистые и массивные туфобрекчии. С ними чередуются углистые сланцы, кремнистые аргиллиты, силициты, реже мраморизованные известняки, песчаники и гравелиты.

В мраморизованных известняках были найдены кораллы фораминиферы и брахиоподы, в туфах собраны отпечатки флоры свиты, определяющие возраст свиты от верхов вниз до конца башкирского века.

На восточной периферии Храмского выступа породы верхнепалеозойской вулканогенно-осадочной свиты трансгрессивно перекрываются верхнеюрскими, либо меловыми отложениями.

От пос.Храмгес I-й ущелье р.Храми сложено гранитоидами и лишь в самой верхней части ущелья появляются покровы молодых андезито-базальтовых и базальтовых лав, образующих восточный фланг обширного Южно-Грузинского вулканического нагорья. Здесь на слабо-волнистой, подогретой воздухом на запад поверхности лавовых толщ, расположено с.Триалети. На восточной окраине села хорошо видно залегание лавовыми потоками неровностей рельефа древних гранитоидов. У восточной окраины села развиты I-2 покровы мощностью до 10-15 м. По данным Г.М.Заридзе и Н.Ф.Татришвили (1951) породы в

петрографическом отношении представляют собой андезито-базальты, состоящие из темно-серого, почти черного стекла, в котором рассеяны микролиты плагиоклаза.

В данном разрезе между андезито-базальтами и гранитоидами залегает 20-25 метровая толща грубозернистых песков, содержащих обломки гранитоидов, а также вулканический материал. Это, по-видимому, отложения небольших озер, существовавших перед излияниями андезито-базальтовых лав.

Вверх по ущелью р.Храми мощность и число лавовых потоков значительно увеличивается и уже в 5 км выше с.Триалети все ущелье полностью сложено новейшими вулканитами.

От села Триалети по равнинной поверхности т.н. Цалкинско-Триалетского лавового плато эокурсия направляется на северо-запад к районному центру Цалка.

На расстоянии около 20 км к западу от дороги в меридиональном направлении протягивается цепь вулканических конусов и массивов, приуроченных к линии глубинного разлома и образующих Джавахетский (Кечутский) вулканический хребет. Предполагается, что большая часть лав восточной части Южно-Грузинского вулканического нагорья обязана своим происхождением центрам, расположенным в области Джавахетского хребта.

Не доезжая 2 км до пос.Цалка, справа от дороги можно наблюдать западное окончание небольшой гряды, сложенной лавовыми покровами. Эта гряда, именуемая Ташбашской, протягивается в субширотном направлении на 3 км при средней ширине 0,5-0,7 км. Она сложена базальтами, долеритами, лавобрекчиями и обожженными красными и черными вулканическими песками.

В самом пос.Цалка можно наблюдать западное окончание Корсуянской антиклинальной складки, ограничивавшей с юго-востока Бешташенскую синклинали. Хороший разрез вкосте простирания этой структуры можно наблюдать в ущелье р.Храми при выходе последней из Цалкинского водохранилища. Здесь ущелье сложено 5-6 потоками долеритов и базальтов серого и черного цвета. Внутри лав отмечаются прослои (до 3-4 м) лавобрекчий, обычно кирпично-красного цвета. В последних наблюдается большое количество щефер как естественных, так и искусственных.

От пос.Цалка дорога следует в северо-восточном направлении вдоль южного крыла антиклинали Корсуя, а далее вдоль северного крыла расположенной восточнее Беденской антиклинали. Эта крупная структура расположена на границе Храмской зоны Артино-Болнисской глыбы и Аджаре-Триалетской складчатой системы. Южное крыло склад-

ки сложено 3-4 потоками долеритов, общей мощностью до 20-25 м.

Долеритовые лавы северного крыла Беденской антиклинали вдоль дороги Цалка - Тбилиси погружаются под довольно мощным покровом аллювиально-озерных образований.

У западного окончания Беденского хребта, справа от дороги, под самым верхним покровом долерита залегает пачка слоистых грубозернистых вулканических песков озерного происхождения. В низах этой пачки Г.М.Заридзе и Н.ф.Татришвили в 1948 году была обнаружена верхняя плиоценовая фауна. В связи с этим, перекрывающие андезито-базальты и андезиты Джавахетского хребта датированы нижним и, частично, средним плейстоценом. Проведенные в последующие годы геологические исследования, а также радиометрические и палеомагнитные определения подтвердили правильность этого определения.

От указанного пункта на расстоянии около 8 км дорога идет вдоль северного подножья Беденского хребта. Здесь повсеместно развиты долериты, частично перекрытые аллювиально-озерными образованиями. В районе с.Гохчари из-под лав появляются гипсоносные глины и песчаники верхнего эоцена, принадлежащие уже к Манглисской зоне Аджаро-Триалетской складчатой системы.

## ЭКСПУРСИЯ - IО

## Тбилиси и его окрестности

Ознакомление с геологическим строением восточного окончания Аджаро-Триалетской складчатой зоны, которая на данном участке сложена палеоген-нижнемиоценовыми вулканогенно-осадочными и терригенными толщами, сложенными в ряд складок северо-восточного простирания.

На восточной периферии Аджаро-Триалетской зоны, в окрестностях с.Кода, горы Шавнабади и г. Борис Дзенадзе обнажаются среднеэоценовые слоистые туфы, туфопесчаники и туфоалевролиты дабаханской свиты. Они слагают асимметричную Телетскую антиклиналь, хорошо обнаженную у северной окраины с.Кода.

Севернее с.Кода маршрут следует к горе Шавнабада, где в районе церкви (XIX в.) в виде эрозионного останца на среднеэоценовых породах лежат темно-серые и черные базальты постэоценового возраста. Частично этими базальтами построены отдельные сооружения церкви.

Севернее горы Шавнабада до Метехского обрыва (в г.Тбилиси) вдоль дороги обнажаются верхние горизонты среднеэоценовых отложений, слагающих Крцанисскую синклиналь и Мамадавидскую антиклиналь. На данном участке маршрута верхняя часть среднего эоцена представлена туфопесчаниками и "глибовыми конгломерат-брекчиями запутанного напластования". Последние состоят из хаотически нагроможденных глыб (до 50 м) вулканогенных и осадочных пород с отчетливо выраженной слоистостью, что и создает впечатление "запутанного напластования". Глыбы сцементированы песчанитым туфогенным материалом. Многими исследователями эти породы рассматриваются как регрессивная фация, связанная с зарождением кордильер-антиклиналей в триалетскую фазу складчатости. Образование глибовых конгломерат-брекчий увязывается с подводными обвалами, вызванными вулканическими и тектоническими землетрясениями и волнами цунами.

Глибовые конгломерат-брекчии, обнаженные на левом берегу р.Куры, в районе Метехского обрыва, слагают периклинеальную часть Мамадавидской антиклинали. Здесь по склонам долины р.Куры в конгломерат-брекчиях из трещин поднимаются многочисленные серные термальные воды, на которых построены знаменитые Тбилисские бани и бальнеологический курорт.

В настоящее время в Тбилиси выделяются две группы термальных

вод: 1) "старые" термы давно известных естественных выходов района бальнеологического курорта и 2) "новые" термы, выявленные в 1952-1955 гг. буровыми скважинами. Из общих ресурсов терм (2,5 млн. л/сутки) приблизительно 75% составляют воды с температурой 40-45°, до 15% - 35-40°, а остальные 10% приходится на низко-термальные воды (ниже 35°). По химическому составу на участке старых терм выделяются: 1) хлоридно-гидрокарбонатно-натриевые воды с минерализацией 0,3-0,4 г/л и 2) гидрокарбонатно-сульфатные воды с минерализацией 0,7-1,0 г/л.

Термы старого участка издавна используются для лечения ревматических, сердечно-сосудистых, гинекологических и кожных заболеваний. По преданию старым термам приписывается решающая роль в основании города Тбилиси царем Вахтангом Горгасали (V век нашей эры). Памятник основателю г.Тбилиси Вахтангу Горгасали был поставлен недавно на левобережном обрыве долины р.Куря у Метехского храма (автор Р.Амапукели). Во всяком случае, название города связано с наличием термальных вод ("тбили" по-грузински означает "теплый").

Здесь же на правобережном склоне долины р.Куря находятся развалины древней городской цитадели - крепость Нарикала (363 г.) и Сионский собор, ныне резиденция католикопа Грузии. Собор был построен в 575-639 гг, несколько раз подвергался разрушению, восстановлению и переделке. Недалеко от Сионского собора расположены Анциохатская базилика, датируемая VI веком.

От Метехского обрыва участники экскурсии через центр города поднимутся на Комсомольскую аллею, пересекая северное крыло и свод Мамадавидской антиклинали. В северном крыле складки на среднем эоцене через грубозернистый песчаник с галькой среднеэоценовых пород налегает верхнеэоценовая гипсоносная терригенная серия. По шоссе, спускающемуся с Комсомольской аллеи в город, сперва обнажаются тонко- и среднеслоистые глины, аргилиты, мергели и песчаники с фауной (навтлугская свита 100 м), а затем - толстослоистые полимитовые и граувакковые песчаники, мергели, глины и аргилиты с фауной верхнеэоценовых нуммулитов (тбилисская свита 500 - 600 м). Отложениями этих свит сложен северный склон Триалетского хребта в пределах г.Тбилиси (гора Святого Давида, район озера Кустба (Черепашье) и другие).

Выезжая из центра города Тбилиси, участники экскурсии по дороге Ваке-Сабуртало могут ознакомиться с нижними горизонтами олигоценовых отложений (алевролиты и песчаники). Они здесь слагают северное крыло Мамадавидской антиклинали. Севернее этого обнажения в районе Делисской депрессии маршрут пересекает Сабурталоиную

синклиналь, выполненную глинисто-песчанистыми породами майкопской серии олигоцена и рыхлыми четвертичными отложениями.

Севернее Делисской депрессии виден Лисский хребет, сложенный олоистыми песчаниками, алевролитами и глинами, содержащими септариевые конкреции и ярозит (Майкопская серия олигоцена). Эти породы здесь образуют Лисскую антиклиналь, которая в восточном направлении выходящаяся и затухает, не переходя на левый берег долины р.Куры.

Выезжая из Делисской депрессии до поселка Вашладжвари, пересекается восточная периклинальная часть Лисской антиклинали. Затем до г.Мцхета маршрут следует по Военно-Грузинской дороге и пересекает широкую Дигомскую синклинальную долину. Мульда синклинали выполнена мощными гипсоносными глинисто-песчанистыми породами майкопской серии олигоцен-нижнего миоцена. Последние на значительной части территории перекрыты рыхлыми четвертичными отложениями. Далее, при пересечении синклинальной депрессии, первые обнажения толстослоистых песчаников с пачками глин майкопского типа обнажаются на северном крыле Дигомской синклинали. Они по микрофауне относятся к нижнему миоцену (сакараульский и коцахорский горизонты). Севернее по нижнемиоценовыми породами снова выступают олигоценные глинисто-песчанистые отложения.

Далее к северу, в районе ЗАГЭС, в долине р.Куры обнажаются верхнеэоценовые фораминиферовые мергели и песчаники лиролеписового горизонта (тбилисская свита). Здесь песчаники сгруппированы в отдельные мощные (30-50 м) пачки, которые в рельефе образуют небольшие гряды; на одной из этих пачек построена плотина ЗАГЭС. На продолжении этой пачки к северо-востоку, на левом берегу р.Куры, против г.Мцхета на высоком обрыве гряды возвышается замечательный памятник древнегрузинского зодчества - храм Джвари.

Печатается по постановлению Государственного  
комитета Совета министров ГССР по делам  
издательства, полиграфии и книжной торговли

Редактор издательства

К.И.Имнадзе

Сдано в набор 27.УИ.1980; Подписано к печати 22.8.80;  
Формат бумаги 60x90<sup>1</sup>/16; Бумага № I; Печати.л:4,3; Уч.-изд.л:3

УЗ С9270

Тираж 500;

Заказ № 2586

---

Издательство "Мецниереба", Тбилиси, 380060, ул.Кутузова,19  
Отпечатано на Тбилисской книжной фабрике Госкомиздата ГССР  
проспект Дружбы,7

മൊത്തം സാധനങ്ങൾ ഉൽപ്പാദനത്തിന്

പ്രയത്നം

ഉൽപ്പാദനത്തിന് ഉപയോഗിക്കേണ്ട മാർഗ്ഗം

3329