РЕСПУБЛИКА АРМЕНИЯ
ЦЕНТР ОХРАНЫ НЕДР

ХАРАЗЯН Э.Х.

ГЕОЛОГИЯ И ЧЕТВЕРТИЧНЫЙ ВУЛКАНИЗМ АРМЕНИИ

Серия: Рациональное использование рудного сырья
и эффективное освоение недр Армении

ЕРЕВАН
ГЕОИД
2012

РЕСПУБЛИКА АРМЕНИЯ
ЦЕНТР ОХРАНЫ НЕДР



ХАРАЗЯН Э. Х.

ГЕОЛОГИЯ И ЧЕТВЕРТИЧНЫЙ ВУЛКАНИЗМ АРМЕНИИ

Серия: Рациональное использование рудного сырья
и эффективное освоение недр Армении

Выпуск 14

ЕРЕВАН
ГЕОИД
2012

УДК 551
ББК 26.3
Х 200

Печатается по решению редакционного совета Центра охраны недр

Р е ц е н з е н ты: доктор геолого-минералогических наук, профессор О.А.Саркисян,

Х 200 Харазян Э.Х.
Геология четвертичного вулканизма Армении /Э.Х. Харазян, ЦОН.–Ер.:ГЕОИД,2012.–618с.(Рациональное использование рудного сырья и эффективное использование недр Армении), выпуск 14.

Настоящее издание является уникальным обобщением геологии и четвертичного вулканизма Армении. Рассматриваются геологическое строение и тектоника всей территории Армении, отдельных наиболее интересных вулканогенных регионов (северо-западной Армении, Варденисского нагорья и Зангезура), а также результаты практических исследований по геологии участка предприятия "Наирит" и атомной электростанции "Мецамор".

Книга рассчитана для широкого круга геологов, научных сотрудников, аспирантов, студентов, инвесторов и предпринимателей.

ISBN 978-9939-9057-3-0

УДК 551
ББК 26.3

© Харазян Э.Х., 2012

ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՀԱՆՐԱՊԵՏՈՒԹՅՈՒՆ
ԸՆԴԵՐՔԻ ՊԱՀՊԱՆՈՒԹՅԱՆ ԿԵՆՏՐՈՆ

ԽԱՐԱԶՅԱՆ Է.Խ.

ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ԵՐԿՐԱԲԱՆՈՒԹՅՈՒՆԸ ԵՎ ՉՈՐՈՐԴԱԿԱՆ ՀՐԱԲԽԱԿԱՆՈՒԹՅՈՒՆ

Մատենաշար՝ Հայաստանի հանքային հումքի արդյունավետ օգտագործում և ընդերքի լիարժեք յուրացում

Երևան, ԳԵՈՒԴ, 2012

REPUBLIC OF ARMENIA
CENTER OF ENTRAIL PROTECTION

KHARAZYAN E.KH.

GEOLOGY AND QUATERNARY VOLRAMISM OF ARMENIA

Ser.: The rational use and efficient development of mineral resources of Armenia

Yerevan, GEOID, 2012

Մատենաշարի պատասխանատու խմբագիր
ԽՍՀՄ և ՀՀ Պետական մրցանակների դափնեկիր,
երկրաբանական գիտությունների դոկտոր, Հայաստանի
Ճարտարագիտական ակադեմիայի ակադեմիկոս
Պ.Գ. Ալոյան:
Հատորի խմբագրական կոլեգիա՝
երկրաբ.գ.դ. Պ.Գ. Ալոյան (գլխավոր խմբագիր),
երկրաբ.-հանք. գ.դ. Հ.Հ. Սարկիսյան,
տեխ.գ.դ. Վ.Ռ. Իսրայելյան, երկրաբ.-հանք. գ.թ. Հ.Պ. Գույումջյան,
երկրաբ.-հանք. գ.թ. Վ.Վ. Թովմասյան,
երկրաբ.գ.թ. Հայկ Պ. Ալոյան (պատասխանատու քարտուղար)

Ответственный редактор серии
лауреат Госпремий СССР и РА, доктор геологических наук,
академик Инженерной академии Армении
П.Г. Алоян.
Редакционная коллегия тома:
доктор геол.н. П.Г. Алоян (главный редактор),
доктор геол.-мин.н. О.А. Саркисян,
доктор тех.н. В.Р. Исраелян, канд. геол.-мин.н. О.П. Гуюмджян,
канд. геол.-мин.н. В.В. Товмасян,
канд. геол.н. Гайк П. Алоян (ответственый секретарь).

Responsible editor of series
USSR and RA State Prizes Winner, doctor of geological sciences
academician of the Engineering Academy of Armenia
P.G. Aloyan.
Editorial board of volume:
doctor of geol. s. (editor-in-chief) P.G. Aloyan,
doctor of geol.-mineral. s. H.H. Sarkisyan,
doctor of tech. s. V.R. Israelyan, Ph. of geol.-mineral. s. H.P.
Ghuyumjyan, Ph. of geol.-mineral. s. V.V. Tovmasyan,
Ph. of geol. s. Hayk P. Aloyan (responsible secretary).

Давайте не забудем, что рядом с нами жил человек, творческое и мудрое восприятие жизни и твердость духа которого должны служить примером.

Все-таки старое правило – сперва составь карту и только потом теоретизируй – имело под собой разумное основание.

В.В. Белоусов

От редакции

Э.Х. Харазян был крупнейшим специалистом по региональной, исторической, теоретической и прикладной геологии Армении.

Э.Х. Харазян является автором более 80 научных статей и многочисленных рукописных фундаментальных детальных отчетов геологосъемочных и поисковых работ по Варденисскому нагорью, бассейну оз.Севан и прилегающих территорий, Лори, Зангезуру, Ширакскому бассейну, Арагацскому вулканическому щитовидному массиву, бассейну верхнего течения реки Ахурян, вулканическому хребту Цхук-Ишханасар, а так же рудным полям Тухманука, Шоржи, Каджарана, Лернадзора, Элпина, Азатека, Техута, Алаверди и др. В общей сложности им крупномасштабной съемкой (1:200000, 1:50000, 1:25000 и 1:10000) покрыто 15 кв.км площади республики и прилегающих территорий.

Э.Х. Харазян впервые составил Государственные геологическую и тектоническую карты Армении и Нагорного Карабаха в масштабе 1:500000 и 1:750000 и внес огромный вклад в изучение четвертичного вулканизма Армянского нагорья.Им составлены и опубликованы геологические карты дочетвертичных и четвертичных отложений (ВСЕГЕИ, Москва), а также карта новейших вулканических образований Армении и НКР масштаба 1:1000000 и каталог вулканов Армении (более 1000 вулканов), которые четко подразделены на отдельные группы от олигоцена-миоцена до наших дней. Он принимал активное участи в составлении и издании Государствен-

ной геологической карты Кавказа масштаба 1:1000000 и Национального атласа Армении.

После К.Н. Паффенгольца Э.Х. Харазян поднял на новую высоту региональное геологическое картирование и фактически обосновал блоковое строение территории с многочисленными деталями региональных структур.

Впервые на геологической карте Армении детально стратифицированы неоген-четвертичные осадочные, вулканогенно-осадочные и вулканогенные образования, в которых содержатся металлические и неметаллические полезные ископаемые и проявления технологического сырья. Также впервые представлены многочисленные новейшие тектонические нарушения (Джавахкское, Гегамское, Карчахбюрское, Сардарапатское, Верхнеахурянское, Амасийское и др.), которые контролируют в основном новейшую вулканическую деятельность и очаги землетрясений. Им переосмыслены ряд известных региональных глубинных разломов и существующие представления о связанных с ними так называемых палеозойских или докембрийских метаморфических выступах фундамента Армении.

Неоценим вклад Э.Х. Харазяна в обеспечении сырьевыми ресурсами предприятия "Наирит" и обоснования безопасности Мецаморской атомной электростанции. На геологическую карту Большого Еревана впервые нанесены ряд новейших структур, которые кольцеобразно окаймляют центр города. Выяснилось, что современный рельеф Еревана почти в точности повторяет рельеф соленосной толщи гипсосоленосной свиты миоцена. Окончательно была очерчена южная граница Ереванского соленосного бассейна, которая протягивается по линии Дзорахбюр-Джрвеж-Тохмахское озеро-Наирит. Эти исследования позволили при частых авариях Абовянского рассолопровода "Наирита" добывать рассол прямо на территории этого предприятия.

Одним из важнейших работ, проведенных Э.Х. Харазяном, является геологическая карта масштаба 1:10000 окрестностей Армянской АЭС в радиусе 5 км. Выяснилось, что местность целиком покрыта лавовыми потоками, а многочисленные центральные вулканы – покровом четвертичных игнимбритовых туфов возраста 06-07 Ма. Было доказано, что Армянской АЭС не угрожают какие-либо вулканические и тектонические (сейсмические) опасности.

Будучи главным геологом республики, он внес неоценимый вклад в организацию национальной геологической службы независимой Армении. Огромен вклад Э.Х. Харазяна, доцента ЕГУ и заведующего кафедрой исторической и региональной геологии в подготовке и воспитании молодых кадров геологов. К его полезным консультативным советам с уважениям прислушивались коллеги и старшее поколение геологов.

Э.Х. Харазян был членом рабочей группы по созданию Геологической энциклопедии Армении.

Безвременная смерть прервала его научно-производственную деятельность, но горящими свечами остались в памяти людей его доброта, человечность, твердость духа и мужская дружба.

Настоящий сборник научных трудов – это дань памяти выдающемуся ученому-производственнику, которого с полным основанием можно отнести не просто к профессионалам высокого уровня, а к естествоиспытателям, плеяда которых украшает армянскую науку нашего времени.

В сборник научных трудов Э.Х. Харазяна вошли в основном неопубликованные фундаментальные исследования по трем научно-производственным направлениям геологии:

1. Региональная геология Армении с государственным изданием геологической и тектонической карт Армении в масштабе 1:500000.
2. Геологическое строение геолого-экономических регионов Армении и прилегающих территорий (Северо-западная Армения, Варденисское нагорье и Зангезур).
3. Прикладная геология (участки предприятия "Наирит" и Армянской АЭС).

В настоящее время наиболее востребованными являются геологические планшеты масштаба 1:50000 различных регионов Армении, составленненных Э.Х. Харазяном, а также нижеследующие карты, которые прилагаются отдельным пакетом к монографии:

1. Геологическая карта Республики Армении. М 1:500000.
2. Тектоническая карта Республики Армении. М 1:500000.
3. Геологическая карта Республики Армении и освобожденных территорий Нагорного Карабаха. М1:750000.
4. Геологическая карта бассейна оз.Севан. М 1:200000.
5. Геологическая карта Большого Еревана. М 1:43000.

Глава 1. ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТОНИКА АРМЕНИИ

1.1. ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА К ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ КАРТЕ АРМЕНИИ МАСШТАБА 1:500000

Согласно решению Межправительственной комиссии стран СНГ по «Недропользованию и изучению земных недр», на VI Бишкекской сессии 2002 г. Республика Армения обязалась принять непосредственное участие в совместных работах по составлению Геологического атласа Центральной Евразии и, в частности, по составлению геологических карт Кавказа и прилегающих территорий масштабов 1:1000000 и 1:2500000 совместно с Российской Федерацией, республиками Грузией и Азербайджаном, Ираном и Турцией.

Во исполнение этих решений в рамках программы по госзаказу 2003 г. геологического агентства ГЗАО «Геокомплекс» были запланированы работы по составлению этих карт. Основой для составления геологической карты миллионного масштаба была принята законченная Э.Харазяном и соавторами и утвержденная в 1999 г. Геологическая карта территории РА масштаба 1:500000, а также последние новейшие материалы по расшифровке аэрокосмических фотоснимков, данные которых были обобщены и систематизированы в ходе камеральных работ.

Главные стратиграфические деления карт даются по основным структурным этажам. В отдельных случаях выделены также важнейшие образования, которые имеют большое прикладное и практическое значения (среднечетвертичные игнимбритовые туфы и туфолавы), либо являются важными опорными стратиграфическими горизонтами (долеритовые базальты верхнего плиоцена).

Предварительные варианты карт обсуждались на рабочей встрече представителей стран кавказского региона, состоявшейся в сентябре 2003 г. в г.Тбилиси, и удостоились высокой оценки.

Проект предложенной легенды был принят за основу для геологических карт Кавказа и сопредельных территорий масштаба 1:1000000.

1.1.1 Стратиграфия осадочных и вулканогенно-осадочных и метаморфических пород

Древнейшие породы территории республики Армении и Антикавказа являются образованиями байкальского метаморфического комплекса, а самые молодые – базальтовые лавы голоцена.

Верхний протерозой Комплекс протерозойских метаморфических пород обнажается в ядре альпийских антиклинорных структур (Цахкуняца, Лока, Храма, Шамшадина).

Байкальский комплекс повсюду представлен гнейсами, амфиболитами, разными кристаллическими сланцами, мраморами, филлитами, древними метаморфическими вулканитами, которые прорваны интрузивными породами – от ультраосновных до кислых.

Самые представительные разрезы байкальского комплекса обнажаются в Цахкуняцском антиклинории. Очень сложное внутреннее строение метаморфического комплекса, смятие, раздробленность и отсутствие ископаемых остатков весьма осложняют их стратиграфическую систематизацию. По сравнительно новейшим исследованиям В. Агамаляна (1970 г.) в Цахкуняцском метаморфическом комплексе выделяются две разновозрастные серии, которые разделены между собой угловым и азимутальным несогласием. Нижняя серия известна под названием полиметаморфических гнейсовых кристаллических сланцев, в составе которых участвуют гнейсы, двуслюдяные, графитовые и другие сланцы, амфиболиты, линзы мраморов и доломитов мощностью 1150 м, а верхняя – зеленосланцевые филлиты, хлорит-актинолитовые, кварц-полевошпатово-серицитовые и другие сланцы, мраморы, метавулканогены мощностью 1300 м. В ядре Шамшадинского антиклинория хлорит-мусковитовые, кварц-хлорит-серицитовые и глинистые графитовые сланцы небольшой мощности (200 м) в виде узкого пояса обнажаются в ядре Ахумской антиклинали.

Все они являются аналогами метаморфических образований массивов Лок и Храм. Верхний протерозойский возраст был определен по данным абсолютного возраста.

В районе Тазагюхского поднятия Приараксинской впадины на глубине 500 м скважинами обнаружены двупироксеновые гранатовые и кварц-гранат-ставролитовые двуслюдяные сланцы.

Верхний девон – нижний карбон Осадочные комплексы этого возраста, охарактеризованные ископаемой фауной верхнего палеозоя, обнажаются в основном в Ереван- Ордубадской миогеосинклинальной складчатой зоне, а также в восточной части Среднеараксинского межгорного прогиба, в Южном Зангезуре и в ядре Аргичинского антиклинория. Этот комплекс полностью представлен морскими субплатформенными образованиями, которые по своему составу и формационным типам очень похожи на образование байкальского платформенного чехла.

В разрезах девон-карбоновых отложений антиклиналей Урца, Кадрлу, Чанахчи, Эртича, Амаху-Гнишика, Аргича, Хор-Вирапа, Гехи и Шишкерта преобладают песчаники, кварцевые песчаники, глинистые сланцы, известняки мощностью 1500-1850 м.

Пермь – Триас Породы этого возраста распространены в Ереван-Ордубадской миогеосинклинальной складчатой зоне и Южном Зангезуре. Представлены микрозернистыми однообразными, схожими формациями. Пермь представлен известняками, органогенными известняками, прослоями битумных сланцев – 750 м. Все они хорошо охарактеризованы ископаемой фауной (фузулины, кораллы, пелециподы).

Триасовые осадочные породы относительно мало распространены. Небольшими выходами встречаются в верхнем течении р.Веди в окрестностях Джерманиса и на южных склонах Вайоцдзорского хребта, в Хачикской антиклинали. Нижний-средний триас (550 м) является непосредственным продолжением аналогичных карбонатных фаций перми, а верхний триас представлен песчаниками, алевролитами, аргиллитами и прослоями каменного угля (700 м). Верхний триас в Вайоцдзорском хребте представлен доломитовыми известняками и доломитами (600 м).

Юра. Отложения юрского возраста имеют широкое развитие в основном в пределах Вираайоц-Капанской тектонической зоны – в Алавердском, Шамшадинском и Капанском антиклинориях. На представленной геологической карте комплекс пород юрского возраста разделен на три части: нижняя-средняя юра, верхняя юра и верхняя юра (титонский ярус) – нижний мел (нижний валанжин).

Нижняя-средняя юра. Образования нижней юры имеют весьма ограниченное распространение, встречаются только в Мур-

хузском хребте, верхних течениях реки Ахум, где отложения морских терригенных отложений (конгломераты, песчаники, аргиллиты, глинистые сланцы (400 м) трансгрессивно залегают на метаморфические породы байкальского комплекса. На карте эти отложения отдельно не выделены, а условно объединены со средней юрой.

Гораздо более широко распространены образования средней юры, общая мощность которых доходит до 3000-3500 м. В разрезах средней юры выделяются отложения верхнего байоса и нижнего бата, охарактеризованные ископаемой фауной. Самые представительные разрезы средней юры описаны в Алавердском и Шамшадинском антиклинориях, где разрез байосских отложений начинается с толщи различных вулканогенно-осадочных пород (лав и пирокластов) мощностью до 2000 м (по К. Паффенгольцу – нижняя вулканогенная толща).

В Капанском антиклинории они представлены эпидотизированными лавами в окрестностях города Капана (местами брекчиеподобными) и туфобрекчиями – мощностью до 500 м.

В Алавердском антиклинории, по Г. Туманяну и др. (1975), вышеназванная толща подсечена скважинами в долине р. Карахан. Там они представлены образованиями спилит-диабазовой формации: андезитодацитовыми порфиритами, аплитами, измененными и брекчированными песчаниками, туфопесчаниками.

Разрез вехнего байоса в Вираайоц-Капанской зоне представлен кварцевыми плагиопорфирами, их пирокластами, которые выше сменяются лавами различного состава: кератофирами, агломератами, туфами, туфобрекчиями, туфопесчаниками (мощность до 600 м).

В Шамшадине и Капане гораздо более широкое развитие имеют плагиопорфиры, которые по мнению некоторых авторов имеют субвулканическое происхождение.

Возраст кератофиров, их пирокластов и переслаивающихся с ними туфов и туфопесчаников определяется по остаткам собранных в них ископаемых аммонитов. Н. Азаряном (1964 г.) эти образования выделяются под названием алаверди-шамлугской свиты (мощностью до 1200 м), которой завершается вулканогенный разрез верхнего байоса.

Кварцевые плагиопорфиры Капанского антиклинория трансгрессивно перекрыты вулканогенно-осадочными породами верхнего оксфорда-кимериджа.

Осадочные породы батского яруса имеют относительно ограниченное развитие и представлены материковыми образованиями. Они в основном развиты в Алавердском антиклинории – в междуречье Дебета-Агстева, где на кошабердскую свиту верхнего байоса несогласно залегают туфобрекчии, содержащие аммониты и ракушки двухстворчатых, туфопесчаники, аркозовые и глинистые песчаники, с которыми переслаиваются также потоки дацитовых лав (700 м).

Верхняя юра имеет широкое развитие во всех антиклинориях Вираайоц-Капанской тектонической зоны. Разрез верхней юры представлен как морскими отложениями, так и вулканогенно-осадочными и вулканическими образованиями.

В разрезах выделяются охарактеризованные ископаемой фауной келловейский, оксфордский, кимериджский, титонский и титон-валанжинский ярусы.

Образования *келловейского яруса* широко распространены в Алавердском и Шамшадинском антиклинориях и Иджеванском синклинории, где они представлены морскими осадками: конгломератами, песчаниками, глинистыми сланцами, а также прослоями туфов, туфобрекчий, редкими порфироподобными лавами, известняками (400-450 м). Эти породы трансгрессивно залегают на породы бата и более древние образования. Отмеченные породы вверх по разрезу трансгрессивно покрыты вулканогенной толщей оксфорда мощностью до 1000 м.

Образования *оксфорда-кимериджа* широко развиты в Вираайоц-Капанской тектонической зоне, где их выходы кольцеобразно окаймляют антиклинорные структуры. Самые представительные разрезы снизу вверх имеют следующую последовательность: вулканогенные породы нижнего оксфорда (андезиты, андезитобазальты, туфобрекчии и др.) с линзами известняков (350 м), карбонатные породы верхнего оксфорда и кимериджа (400-450 м).

В Шамшадинском антиклинории образования оксфорда-кимериджа представлены оолитовыми известняками (100-220 м), которые согласно перекрыты туфопесчаниками, туфоконгломератами, известняками оксфорда, охарактеризованными аммонитами (300 м).

В Капанском антиклинории нижний оксфорд отсутствует, и на байосскую толщу несогласно сразу залегает мощная вулканогенная толща верхнего оксфорда-кимериджа (1200 м). В песчанистых известняках основания разреза обнаружены богатые ископаемые реликты брахиоподов, морских ежей и двухстворчатых. (В. Акопян, 1970 г.)

Титон-средний валанжин. Широко развит в Шамшадинском и Капанском антиклинориях, где эти образования известны под названиями артаманской, миапорской и хуступ-кармракарской свит. Последние согласно залегают на образования оксфорда-кимериджа.

Разрез артаманской свиты представлен базальтами, потоками и покровами различных порфировых лав, туфами, туфобрекчиями, прослоями песчаников (300-400 м). Вверх по разрезу эти породы несогласно покрыты вулканогенно-осадочными свитами нижнего мела.

В Капанском антиклинории разрез титона-валанжина представлен базальт-андезитовыми лавами, туфобрекчиями, туфоконгломератами, линзами известняков – 1100 м. В нижних частях разреза В. Акопян (1961) собрал и определил характерные для нижнего титона гастроподы и рудисты, а в верхних частях – реликты иной ископаемой фауны, характерной для валанжина-готерива.

Мел На представленной карте образования мелового возраста делятся на группы: нижний мел и верхний мел.

Нижний мел. Распространен на крыльях Капанского антиклинория (баррем-апт) в восточных частях Севан-Ширакского синклинория, в пределах базумского горста (неоком-апт-альб), а также в Иджеван-Ноемберянском синклинории (неоком-альб).

Баррем. В Капанском антиклинории барремский ярус обнажается в виде узкого пояса вдоль так называемой зоны Хуступ-Гиратахского разлома – от долины Аракса до средних течений р.Воротан. Здесь барремский трансгрессивный ярус с базальными конгломератами, залегает на лавовые потоки титон-валанжина и представлен заметно метаморфизованными (особенно вдоль экзоконтакта Мегринского плутона) песчаниками, алевролитами, известняками, мощностью 150 м.

Апт. Образования апта вдоль экзоконтактной зоны Мегринского интрузивного комплекса представлены интенсивно видоизмененными осланцованными вулканогенно-осадочными породами,

которые известны под названием араксинской или гехинской свиты. Это туфопесчаники, туфобрекчии, различные лавовые потоки, прослои известковых песчаников и известняков (300-400м). В долине Аракса эти породы интенсивно раздроблены и смяты, амфиболизированы, ороговикованы и т.д. Повсюду эти породы согласно залегают на охарактеризованые фауной породы баррема.

Верхний апт на северо-восточных крыльях Капанского антиклинория представлен песчанистыми известняками, туфогенными песчаниками, мощностью 80-100м.

В пределах Базумского горста приписываются возрасту нижнего неокома-баррема метаморфизованные, сланцевые, осланцованные известняки, алевролиты, графитизированные глинистые сланцы, туфогенно-обломочные образования и потоки дацитовых порфиритов мощностью 1500 м, которые согласно перекрываются охарактеризованными альбом карбонатными породами (В. Акопян, 1961).

В северных частях Анкаван-Зангезурской тектонической зоны, в северо-западе Цахкуняцкого хребта и в предгорьях Спитакского хребта апту приписываются разрезы метаморфизованных вулканогенных пород Апаранского хребта, которые представлены диабазами, андезитобазальтами, андезитодацитами и их туфами. Абсолютный возраст андезитобазальтов определен в пределах 90-95 Ма, который полностью соответствует нижнему мелу.

Осадочные породы *альба* известны только на Северной территории РА в Иджеванском синклинории, а также небольшими выходами в восточной части Базумского горста. В Иджеванском синклинории, по мнению А.Атабекяна, песчаники альба, туфопесчаники, известняки и мергели (мощностью 100 м) известны в бассейне Джогаза, а также в северо-восточных частях Алавердского антиклинория. Здесь породы альба трансгрессивно залегают на породы верхней юры, а последние в свою очередь перекрыты породами сеноманского яруса верхнего мела.

Породы альба Базумского горста, которые согласно залегают на метаморфизованные свиты неокома, состоят из известняков, алевролитов, туфопесчаников (500 м), в которых В. Акопян описал аммонитовую фауну альба.

Верхний мел. Породы верхнего мела имеют относительно широкое развитие как в Вираайоц-Капанской, так и Севано-Ама-

сийской и Ереван-Ордубадской тектонических зонах. В геологических разрезах присутствуют образования всех этажей верхнего мела: сеноман-турон-коньяк-сантон-кампан-маастрихт.

Сеноман. Имеет сравнительно ограниченное распространение, встречается в Алавердском антиклинории, где представлен карбонатно-терригенными породами (100 м), трансгрессивно залегающими на породы альба и юры и несогласно перекрыты свитами турона.

В Ереван-Ордубадском синклинории к сеноману приписываются несогласно залегающие на свиты триаса в бассейнах рек Веди и Азат и Западном Вайоцдзоре известняки, мергели, алевролиты и конгломераты (70 м), в которых установлена ископаемая фауна верхнего сеномана (В. Акопян, 1973).

Турон. Охарактеризованные фауной отложения туронского возраста распространены в Ереван-Ордубадской тектонической зоне. Отдельные небольшие проявления известны также в северных частях Вираайоц-Капанской зоны, где туронскому возрасту приписывается толща известняков и песчаников мощностью 50 м.

Согласно В. Акопяну (1973), в бассейнах р.р. Веди и Азат отложения турона представлены прослоями известняков, алевролитов и конгломератов (220 м). Здесь они согласно перекрываются образованиями нижнего коньяка. В верхних течениях р.Аргичи мощность терригенно-карбонатных отложений турона 70-100 м.

Коньяк. Отложения этого возраста имеют относительно широкое развитие и характеризуются различными фациями. Равномерное развитие имеют отложения верхнего и нижнего этажей коньяка, контакт которых, как правило, трансгрессивно несогласны. В Ереван-Ордубадском и Севан-Амасийском тектонических зонах отложения коньяка представлены терригенными и карбонатными породами. В бассейнах р.р. Веди, Ахурян и по восточному побережью озера Севан отложения коньяка представлены вулканогенно-осадочными толщами.

В Вираайоц-Капанской тектонической зоне они представлены толщами как осадочных, так и вулканогенных пород.

В Папакарском синклинории, на севере Иджеванского синклинория и Шамшадинском антиклинории нижний коньяк представлен песчаниками, алевролитами, мергелями, туфопесчаниками, туфобрекчиями, андезитобазальтами (350 м), а верхний коньяк –

андезитобазальтами, базальтами, их туфобрекчиями, конгломератами, песчаниками, мергелями (300 м).

Отложения коньяк-сантона обнажаются в бассейне р.Воротан в Капанском антиклинории. Здесь коньяк представлен известняками, песчаниками, туфогенно-обломочными образованиями, которые трансгрессивно залегают на породы аптского возраста.

Вдоль всей протяженности Севан-Ширакского синклинория нижний коньяк (800 м) вулканогенно-осадочной толщей, которая является основным компонентом офиолитовой свиты и представлена диабазами, различными основными лавами, шаровыми лавами, их обломочными образованиями, прослоями песчаников, алевролитов, конгломератов, мраморизованных известняков и радиолитами (550 м).

В бассейне р. Веди коньяку приписывается известная вулканогенная толща Хосрова мощностью 400-450 м. Возраст вышеописанных пород достаточно четко определен изучением ископаемой фауны (Акопян, 1973 г.).

Сантон. Пространственно связан с районами развития пород коньяка и повсюду согласно залегает на них.

В бассейне р. Веди сантон представлен потоками туфоконгломератов, туфопесчаников, туфобрекчий, андезитов, трахириолитов, мощными слоями песчаников и известняков (400 м).

В Иджеванском хребте это известняки, известковистые песчаники и мергели 940 м). В Южном Зангезуре, согласно В. Акопяну (1973) и О. Гуюмджяну (2011) , к сантону относятся вулканогенная толща долины Гехи и окрестностей Арамазда (1600 м), которая основными конгломератами залегает на известняки коньяка.

Компан-маастрихт распространен почти во всех геотектонических зонах и повсюду представлен схожими фациями: известняками, мергелями. В разных местах они отличаются только своей мощностью. В Иджеванском синклинории и его окрестностях мощность отложений 350-400 м, вдоль восточного побережья озера Севан – 500-6000 м, в Ширакском хребте – 350 м, в бассейнах р.р.Веди и Азат – 220 м, в Аргичи – 120 м, в Вайоцдзорском хребте – 400-450 м и т.д.

Датский ярус-палеоцен развит в основном в Ереван-Ордубадской тектонической зоне, особенно между реками Гарни и Веди, где известны под названием котуцского флишевого терриген-карбо-

натного яруса (600 м). В скважине, пробуренной в районе с.Двин мощность котуцского яруса доходит до 1200 м. Это ритмически чередующиеся алевролиты, песчанистые известняки, мергели, гравелиты, конгломераты. Возраст яруса определялся на основе изучения ископаемых остатков мелких фораминифер (Мартиросян, 1970 г.).

В долинах Масрика и Дзкнагета дат-палеоцену приписывается 120-130 м разреза мергелей, алевролитов, известняков.

Палеоген. Отложения палеогенового возраста имеют в Армении широкое развитие, огромную мощность (4-5 км) и многообразный состав.

В Базум-Зангезурской тектонической зоне палеоген представлен мощной толщей вулканогенных, вулканогенно-осадочных пород, в Приараксинской зоне – осадочными и туфогенно-осадочными отложениями.

В разрезе палеогена выделяются отложения нижнего эоцена (на представленной карте указаны совместно с плиоценом), среднего эоцена-нижнего олигоцена и верхнего олигоцена-нижнего миоцена.

12181

Нижний эоцен известен под названием севанской свиты. Повсюду эта свита расположена под мощными вулканогенно-осадочными свитами среднего эоцена, а в основании разреза постепенными переходами перекрывает породы плиоцена. Литологический состав весьма однородный: известняки, известковые песчаники, конгломераты (до 150 м), богатые реликтами ископаемой фауны и являющиеся для Армянского нагорья характерным стратиграфическим горизонтом.

В бассейне р.Марцигет отложения нижнего эоцена представлены песчано-глинистыми угленосными известняками, известковыми песчаниками (220 м).

В Ширакском хребте верхнему эоцену приписываются терригенные туфообломочные флишевые отложения лусахбюрского яруса (200 м).

В Вайоцдзорском синклинории нижний эоцен вместе с плиоценом представлен известняками, песчаниками, алевролитами, глинами (170 м). Возраст подтверждается соответствующей обильной ископаемой фауной.

Средний эоцен в отложениях палеогена имеет самое широкое развитие и самую большую мощность.

В разрезах среднего оцена четко выделяются два яруса: ширакский вулканогенно-осадочный флишеподобный и ванадзорский (кироваканский) вулканогенный, которые в разрезах имеют одинаковую позицию и во многих местах связаны между собой фациальными переходами.

Ванадзорский ярус развит в основном в центральных частях Памбакского и Базумского хребтов, где представлен различными андезитами, кварцевыми андезитами и дацитами, чередующимися многочисленными потоками и слоями туфообломочных отложений.

В долине Агарцина средний эоцен представлен морскими песчано-конгломератовыми породами и известняками (1000 м).

В Вайоцдзорском синклинории средний эоцен представлен выше названными двумя фациями: вулканогенно-осадочной и нормальной известковой. Причем с востока на запад между ними отмечаются постепенные фациальные переходы. В том же направлении мощность свит меняется от 2000 (на востоке) до 600 м.

В Южном Зангезуре к западу от зоны Хуступ-Гиратахского разлома средний эоцен представлен мощными отложениями (2 км) вулканогенных свит Багацсара: андезитами, андезитодацитами и туфобрекчиями.

Верхний эоцен. В Севано-Ширакском синклинории отложения верхнего эоцена (памбакская свита) сохранились в мульдах синклинальных складок в направлении к долине Антарамут-Борборт-Гетик.

Разрез верхнего эоцена в основном делится на две части: нижнюю эффузивно-осадочную, где сильно превалируют андезиты и терригенно-туфовые образования, и верхнюю – эффузивную.

В центральных частях Вайоцдзорского синклинория в направлении Малишка-Ринд-Ахавнадзор-Элпин верхний эоцен представлен известковыми песчаниками, глинами, мергелями и известняками (600 м). Вблизи села Малишка разрез верхнего эоцена завершается толщей конгломератов.

Самая большая мощность памбакской свиты доходит до 1600 м.

Олигоцен. Основные районы распространения олигоценовых отложений: Ереван-Ордубадская тектоническая зона (морские отложения) и восточные части Ванадзорского синклинория (морские

и вулканогенные фации). Отдельные малые выходы известны также в Севан-Амасийской зоне (в основном морские фации).

Отложения *нижнего олигоцена* распространены в Приереванском районе и известны под названием шорахбюрской свиты. Представлены песчано-глинистыми породами с прослойками органогенных и иных известняков. Целиком из этих отложений сложена Шорахбюрская антиклиналь, где мощность толщи доходит до 1000 м.

Тот же разрез наблюдается также в бассейне р.Веди, где отложения нижнего олигоцена заполняют центральную часть Шахапской синклинали (600 м).

В Восточном Вайоцдзоре в разрезах олигоценовых пород совместно с морскими отложениями встречаются также вулканогенные породы. Морские осадочные породы к востоку от с.с. Ринд, Ахавнадзор фациально замещаются вулканогенными отложениями: *вулканообломочными породами андезитового состава, которые* вверх по разрезу перекрыты темно-серыми или светло-фиолетовыми андезитовыми лавами.

В Севано-Ширакском синклинории обнажаются морские карбонатно-туфогенные отложения олигоцена известные также в северной части Бзовдальского перевала (гяргярская свита, 250 м).

Выходы континентальных молассовых пород этого возраста обнажаются в окрестностях Амасии (бандиванская свита) и Дилижана (дилижанская свита), где они угленосны. В районе Дилижана мошность свиты доходит до 550 м. Возраст этих пород определен на основе реликтов ископаемых рыб, пресноводной фауны и обильных растительных остатков (Саркисян, 1973 г.).

Верхний олигоцен-нижний миоцен.Обнажается в Приереванском районе и в бассейне р.Веди. По данным буровых скважин, весьма широко распространены также в Среднеараксинском прогибе и Ереванском грабен-синклинории, где имеют четкую стратиграфическую позицию: несогласное залегание на охарактеризованные фауной разные горизонты нижнего олигоцена, и абсолютно нормальные согласные контакты с расположенными выше среднемиоценовыми соленосными свитами.

В Приереванском районе эти отложения известны под названием красновато-пестроцветной или ацаванской свит. Представлены озерно-материковыми красно-бурыми песчаниками, конгломера-

тами, алевролитами, глинами (в основном гипсоносными), мощность которых доходит до 600-700 м.

В разрезах эти свиты делятся на две части: нижний красноватый (сравнительно более грубообломочный) и верхний – пестрый – зеленоватый, желтоватый, красноватый и т.д.

В бассейне р.Веди в верхней части разреза встречаются также темно-серые окремненные битуминозные известняки.

В Вайцдзорском синклинории и Зангезурских, Варденисских горах к этому возрасту условно относятся мощные толщи вулканогенных пород (1.5 км), которые заметно гидротермально изменены: представлены во многих местах оруденелыми (элпинская, амулсарская свиты) различными андезитами, андезитобазальтами, санидиновыми трахиандезитами, дацитами и туфообломочным материалом.

К отложениям этого возраста приурочены медно-полиметаллические, медно-молибденовые и золоторудные месторождения Элпина, Варданиса, Гетикванка, Царасара. К этому возрасту относят также породы свиты дилижанской угленосной свиты, а также покров шахназарских игнимбритовых туфов, который несогласно залегает на размытой поверхности вулканогенно-осадочных пород, фаунистически охарактеризованного верхнего эоцена и, по данным буровой скважины, перекрываются долеритовыми базальтами верхнего плиоцена.

Неоген. Отложения неогенового возраста развиты в основном вдоль центрального вулканического плато: в пределах Егнахаского, Джаджурского, Цахкуняцского, Гегамского, Варденисского, Зангезурского хребтов. Отдельные малые выходы картированы также в Приараксинской предгорной зоне, в долинах р.р. Воротан и Мегри. Равномерно развиты вулканогенно-осадочные, вулканические и осадочные образования.

В разрезах неогена выделяются следующие возрастные группы: нижний миоцен, верхний миоцен, верхний миоцен-нижний плиоцен, верхний плиоцен.

Нижний миоцен уже описан выше вместе с олигоценом, поэтому изложение начинается со среднего миоцена.

Средний миоцен (чокракский, караганский, конкский горизонты). Отложения этого возраста развиты в основном в Ереванском бассейне, где на верхнеолигоценовую-нижнемиоценовую свиту

непосредственно залегает Джрвежская соленосная, гипсоносная толща мощностью до 1000 м, которая состоит из мощных слоев серых, желтоватых комковатых глин, песчаников, мергелей, каменной соли, гипса и ангидрида. Здесь обнажается только узкий отрезок полосы, протянутой вдоль правого склона Джрвежского ущелья между селом Джрвеж и Тохмахским искусственным озером. Обнаженный отрезок относится к самой верхней части геологического разреза – гипсоносной толще. По всему разрезу джрвежская свита разведана (пробурена) многочисленными скважинами – от Котайкского плато до окрестностей гор. Армавир и от Егвард-Аштаракской зоны до Джрвеж – Айнтап – Паракарской зоны. В северо-западных частях Среднеараксинской зоны соленосная джрвежская свита фациальными переходами связана с простирающейся на запад армавирской (октемберянской) свитой слабо огипсованных песчано-глинистых молассовых отложений (2000 м).

В Приереванском районе в пределах распространения соленосных толщ в современном рельефе наблюдаются типичные соленосные купола, которые разделены между собой компенсационными прогибами. Именно в таких соленосных куполах заметны самые большие соленосные мощности. Типичный разрез гипсоносного яруса снизу вверх, по данным буровых скважин (Аван – 1), следующий:

1. На поверхности красноватых глин верхнего олигоцена-нижнего миоцена на глубине 1361 м согласно залегают зеленовато-сероватые глины мощностью 193 м.

2. Соленосные пласты с тонкими прослойками зеленоватых глин мощностью 970 м.

3. Глины с прослоями и прослойками гипса мощностью 52 м.

4. Зеленоватые, сероватые глины мощностью 16 м. Этот разрез покрыт потоками верхнеплиоценовых долеритовых базальтов – 66 м.

Возраст соленосной толщи определен ископаемыми реликтами, обнаруженными на разных горизонтах армавирской свиты, и по стратиграфической позиции – между нижнемиоценовым, и выше залегающими сарматскими отложениями.

Небольшие выходы фаунистически охарактеризованного караганского горизонта известны на севере Тавушского марза, где на

вершине горы представлены базальными конгломератами, ракушечниками. В разрезе обнаружена соответствующая ископаемая фауна.

Небольшие выходы фаунистически охарактеризованного караганского горизонта известны на севере Тавушского марза, где на вершине горы представлены основными конгломератами, ракушечниками. В разрезе обнаружена соответствующая ископаемая фауна.

Небольшой выход отложения *конкского* горизонта сохранился в окрестностях города Раздана, где в песчаниках, алевролитах и ракушечных известняках встречается многочисленная соответствующая ископаемая фауна.

Верхний миоцен. Буровыми скважинами в Ереванском бассейне, на Егвардском, Котайкском плато, выше гипсосоленосной свиты буровыми скважинами вскрыта разданская свита песчано-глинистых отложений сарматского яруса с отдельными пластами горючих сланцев, ракушечных известняков, мегрелей (около 1000 м), в которых содержатся реликты скелетов и многочисленные ракушки *Mactra*. Весьма мощные разрезы этой толщи (100-150 м) обнажаются в разданском ущелье на участке Канакерской ГЭС-Арзни. В общем разрезе разданская свит представлена серыми, красно-бурыми, местами гипсоносными глинами, алевролитами, мергелями, ракушечником, черными прослойками горючих сланцев с органогенными известняками.

В разрезе разданской свиты выделяются 3 горизонта: верхнемактринский, который соответствует верхнему сармату (*Mactra caspia, M.bulgarica* и т.д.), среднегастроподовый, который содержит пресноводную фауну, и нижний – рыбный горизонт с многочисленными остатками (реликтами) ископаемых рыб.

К западу от Еревана, на склонах и подножии г.Хачисар обнажается, так называемая, «приереванская белесоватая свита», которая, по мнению предыдущих исследователей, по-видимому, является фациальным аналогом гипсосоленосной свиты. В действительности «приереванская белесоватая свита», несмотря на то, что в видимых обнажениях также залегает на пестрые породы олигоцен-миоцена, однако фациальными переходами связана с породами разданской свиты, которая отчетливо просматривается в обнажениях южного склона Хачисара. Здесь разрез белесоватой свиты начинается с потоков миндалекаменных базальтов, затем выше по склону, до водораздела Вохчабердского отрога обнажаются рыхлые кон-

гломератные, грубослоистые, либо смешанные мелкощебнистые, мелкогалечниковые комплексы туфогенных белесых, серых песков, которые на многочисленных горизонтах разреза содержат прослойки и линзы желто-зеленоватых комковатых глин, чечевицы; на самом верху разреза вновь обнажаются лавовые потоки миндалекаменных базальтов. В водораздельной части отрога под туфоконглобрекчиевыми карнизами вохчаберской свиты миоплоицена, нависшими над селом Вохчаберд, количество глинистых линз, чередующихся с белесоватым комплексом, значительно возрастает. Здесь эти глины содержат сарматскую микрофауну. Интересно то, что на северных склонах этого отрога, уже вблизи садовых участков Дзорахбюра, количество вулканогенного материала резко уменьшается, и в сарматских глинистых разрезах встречаются лишь отдельные потоки миндалекаменных лав или их группы.

Мощность белесоватой (приереванской) свиты доходит до 250 м.

Песчано-глинистая толща сарматского возраста обнажается также в бассейне озера Севан. Вблизи с.Арцвакар (арцвакарская свита) она была исследована также скважинами. Здесь глины слабо гипсоносны, мощность их доходит до 900 м.

Верхний миоцен-нижний плиоцен(мэотис-понт-киммерий). Породы этой возрастной группы, которые полностью представлены вулканогенными и вулканогенно-осадочными формациями, известны под названиями вохчаберской, цахкуняцской, джаджурской свит. Самые мощные и представительные разрезы обнажаются на склонах и водораздельных зонах Егнахахского,Джаджурского, Цахкуняцского, Варденисского, Гегамского и Зангезурского хребтов. В разрезах повсюду выделяются две подсвиты, контакт которых выражен слабым угловым несогласием (10-15°). Каждый из них, в свою очередь, подразделяется соответственно на две пачки (снизу вверх):

а) нижняя белесоватая пачка – риолиты, риолитодациты, их туфы, туфобрекчии – до 300 м;

б) пачка темных туфообломочных пород андезит-дацитового состава, с лавовыми потоками различного состава – до 600 м;

в) верхняя белесоватая пачка – риолитовые, риолитодацитовые лавы, обсидианы, перлиты, пемзовая пирокластика – 200 м;

г) верхняя лавовая пачка – лавовые потоки и покровы различного состава – 200 м.

Общая мощность толщи до 1300 м. Возраст свиты определяется по геологической позиции: она со слабым угловым несогласием залегает на ереванской вулканогенной и разданской осадочной свитах верхнего сармата, и перекрывается (также со слабым угловым несогласием) долеритовыми базальтами верхнего плиоцена. В отдельных местах (западный Вайоцдзор, бассейн р. Мегри) в мелкозернистых вулканогенно-осадочных породах этой свиты обнаружены также пресноводная микрофауна и реликты характерной ископаемой флоры миоплиоцена (Габриелян, Тахтаджян, 1944).

Верхний плиоцен. Этим возрастом датируются широко распространенные в ряде речных долин (Парвана, Храми, Дзорагет, Дебет, Ахурян, Раздан, Аргичи) и вулканических плато Закавказья (Ахалкалакское, Цалкинское, Ашоцкское, Лорийское, Амасийское, Котайкское), многочисленные (более 30-40) лавовые потоки и покровы долеритовых оливиновых базальтов, которые своим происхождением связаны с деятельностью Кечутского (Джавахетского) и Гегамского полигенных трещинных вулканов. В разрезах свиты выделяются две части: нижние долериты и верхние долериты, которые разграничены прослоем озерно-речных песчано-глинистых, иногда диатомитовых образований (до 55 м). В отдельных случаях образуют шаровые лавы.

Общая мощность свиты до 350 м. Возраст свиты определяется по её геологическому расположению (несогласно залегает на вохчабердскую свиту), а также на основе изучения верхнеплиоценовой ископаемой фауны крупных млекопитающих из осадочных междолеритовых пачек и ископаемий фауны нижнечетвертичных млекопитающих в наддолеритовых осадочных образованиях.

Четвертичный период. Значительная часть территории республики покрыта четвертичными осадочными и вулканогенными отложениями.

Осадочные образования представлены озерными, озерно-речными, склоновыми, ливневыми, водно-ледниковыми осадками, которые распространены в новейших прогибах (Ширакском, Араратском, Севанском, Апаранском), а также в крупных речных долинах (Ахуряна, Памбака, Дзорагета, Арпанской, Воротана, Мегри и т.д.). Эти отложения перекрывают размытую поверхность верхнеплиоценовых долеритовых базальтов и более древние отложения. Они представлены глинами, песчано-глинистыми, глинисто-песча-

ными, песчано-галечной смесью, которые в основном содержат ископаемые органические реликты, начиная с костей крупных млекопитающих и кончая ракушками двухстворчатых и гастроподных организмов.

По возрасту в этих отложениях выделяются следующие группы: верхнеплиоценовая-нижнечетвертичная, среднечетвертичная-верхнечетвертичная современная, которые, однако, составляют единый четвертичный комплекс, нижняя часть разреза которого озерная, озерно-речная, а верхняя – континентальная.

В Ширакском прогибе четвертичный озерно-речной комплекс обнажается на обоих склонах долины р.Ахурян. залегает на долеритовых базальтах верхнего плиоцена и представлен двумя толщами: нижним озерным и верхним озерно-речным.

Нижняя толща состоит из отчетливо выдержанных горизонтально расположенных глин, глинистых песчаников, песчанистых глин – до 90-100 м.

В составе верхней речной толщи преобладают грубозернистые слабослоистые песчано-галечные отложения, крупнозернистые пемзовые пески (до 30 м), в которых обнаружены многочисленные кости нижне-среднечетвертичных млекопитающих. Ширакский четвертичный озерно-речной комплекс непосредственно перекрыт покровом красно-черных ереванских туфов или вулканическими лавами Арагацского комплекса.

Озерный – озерно-речной комплекс Араратского прогиба имеет ещё большую мошность (до 400 м). Здесь озерно-речные породы были исследованы многочисленными скважинами, а естественные обнажения встречаются вдоль дороги Ереван-Эчмиадзин, в окрестностях Арташата, Масиса, Аревшата, Айнтапа, Чарбаха, в Аванском ущелье.

Литологический состав тот же, что и в Ширакском прогибе, только здесь в верхних частях разреза встречаются также скопления диатомитов и диатомитовых глин.

В Севанском бассейне четвертичный озерный, озерно-речной комплекс расположен в древних руслах впадающих в озеро рек, погребен под селевыми потоками (Дзкнагет, Гаварагет, Масрик, Аргичи, Сотк и др.).

На Масрикском плоскогорье, согласно данным буровых скважин, мощность этих отложений доходит до 400 м. Озерно-реч-

ные и озерные осадочные породы долин Памбака и Касаха более молодые. В Апаранском прогибе они представлены преимущественно полимикролитовыми вулканогенными песками, гравелитами, которые чередуются с покровами ереванских черных туфов. Мощность доходит до 120-130 м.

В южных и юго-восточных окрестностях Еревана и в долине р.Арпа датируются как четвертичные или нижнечетвертичные скалисто-обломочные и песчано-галечные отложения Нубарашенской и Ринд-Агавнадзорской террас, мощность которых доходит до нескольких десятков метров.

Наиболее значительны озерно-речные отложения долины р.Воротан, которые известны под названием сисианской свиты. Их скопления распространяются в верховьях рек (Горайк, Спандарян) до Сисиана, Шамба и даже в окрестностях села Татев. Свита состоит из диатомитовых глин, алевролитов, песков, вулканогенных песков, пемзовых черных и светлых песков, шлаковых песков и т.д., которые в нижней части тонкослоистые, а в верхней отличаются косой слоистостью. Мощность до 400 м.

К четвертичному возрасту нужно отнести также пески Дзорагета и тонкослоистые скопления белых кварц-полевошпатово-пемзовых песков в окрестностях гор.Абовяна – мощностью до 20-30м, которые залегают на элювиальных глинах поверхности долеритовых базальтов.

Речные отложения четвертичного возраста встречаются во всех речных долинах в виде террасовых или русловых песочно-галечных смесей. В долине реки Мегри их мощность доходит до 50-60 м.

В ледниковых – водно-ледниковых скоплениях известны в виде моренных брекчированных валунов и иные грубозернистые скопления. Заметно отшлифованные скалисто-обломочно-галечные скопления известны соответственно на высоких склонах Арагаца, Мокрых гор, Варденис, Зангезура и в истоках речных долин, а также в так называемых конусах выноса пологих долин Сарагюха (Ашоцк) и Илмазлу (Лори). Мощность последних по данным буровых скважин доходит до 110 м.

Вулканические отложения. Широко развиты по всей длине вулканического плато – от Джавахкских гор через г.Арагац, Гегамский, Варденисский хребты до Зангезура. Мощность вулканических

лавовых и туфообломочных отложений четвертичного возраста доходит до 2-2.5 км (Арагац). По петрографическому составу это андезитобазальты, андезиты, дациты, риолиты, ингимбритовые туфы в виде мощных толщ лавовых потоков и покровов туфообломочных пород, скоплений вулканических шлаковых конусов. Подразделяются на верхний плиоцен-нижнечетвертичные, среднечетвертичные, верхнечетвертичные и голоценовые возрастные группы.

Разрез *верхнеплиоценовых-нижнечетвертичных* вулканических отложений начинается двупироксеновыми андезитобазальтами и заканчивается тонкослоистыми андезитами, а также крупными порфировыми серыми или черными андезитодацит-дацитами (Джавахк, Арагац, Ишханасар). В отдельных случаях это только базальт-андезитобазальты (Варденис, Гегамские горы, Джермукское плато), которые образуют просторные, относительно плоские покровы, расположенные над долеритовыми базальтами либо на самых верхних террасах речных долин (ущелье Егениса).

В Ишханасарском хребте к верхнеплиоценовым-нижнечетвертичным отложениям причисляются свиты лав Ишханасара и вулканообломочных пород Гориса. Причем вулканообломочная свита Гориса *в основании разреза фациальными переходами связана с* верхами разреза сисианской свиты. Мощность горисской свиты доходит до 400 м. В составе свиты участвуют горизонтально-расслоенные грубообломочные туфобрекчии, туфоконгломераты, агломератовые туфы. Мощность ишханасарской лавовой свиты доходит до 1 км. Основные компоненты свиты: базальты, андезиты, андезитодациты со смешанным чередованием.

К среднечетвертичным относятся относятся общеизвестные вулканические ингимбритовые туфы, туфолавы, а также многочисленные потоки андезитобазальтов и андезитодацитов, которые в основном растекались по современным крупным речным долинам.

Игнимбритовые туфы подразделяются на несколько видов: ереванские красно-черные, артикские розовые, анийские желтоватые, бюраканские красно-розовые, агаракские оранжевые и т.д. Они все между собой связаны постепенными переходами. Образуют пространные покровы, в основном заполняя и сглаживая провалы рельефа. Мощность покровов колеблется от 1-2-х до 30-35 м. Мощность артикских туфов и туфолав доходит до 120 м.

Возраст туфов определяется их расположением непосредственно на нижней части среднечетвертичных озерно-речных отложений фаунистически охарактеризованной ширакской (хазарский этаж) свиты.

Среднечетвертичные лавовые потоки распространены в Джавахкских горах (потоки темноцветных оливиновых андезитобазальтов восточных склонов), на плато Ашоцка (содержащие черный кварц андезитовые потоки вулканов Капуткох, Воскисар, Езнасар, Ерицлер), в Арагаце (андезитобазальтовые и андезитовые лавовые потоки г.Шара), андезитобазальтовые, андезитовые лавовые покровы Тиринкатара, Сарнахбюра, Аштарака, а также черные дацит-гиалодациты привершинного плато Арагаца, непосредственно залегающие на покровах игнимбритовых туфов.

В долине Раздана к среднечетвертичным причисляется столбчатый андезитобазальтовый поток Кавасара, который доходит до территории города Еревана (детская железная дорога, церковь Св.Саргиса).

Из среднечетвертичных лав Гегамского хребта особенно важные андезитобазальтовый поток Гарни и вулкан Армаган со своими лавами.

В Варденисских горах к этому возрасту относятся андезитовые и базальт-андезитобазальтовые лавовые потоки Масрика, Люлтаха, Србудара и ряд других, которые распространяются по современным речным долинам и иным неровностям рельефа.

Среднечетвертичного возраста андезитобазальтовые потоки Джермука и Ширака и ряд других вулканических потоков на южных склонах Ишханасарского нагорья и на плоскогорье Сисианского ераблура, а также маленькие потоки ультраосновных базальтов – базанитов – на территории Капана.

Верхнечетвертичные лавы.. Лавы этого возраста имеют относительно небольшое развитие. Известны только в долине Раздана, в горах Варденис (Севсар, Арпа-Севан-3, Гейсар) и Зангезура (лавы нескольких вулканических центров). Представлены в основном базальтами-андезитобазальтами. Это узкие длинные потоки, которые распространяются по современным речным долинам и залегают на первых надпойменных террасах. Верхнечетвертичный лавовый поток долины Раздана это известный базальтовый-андезитобазальтовый поток Аргаванда, который берет начало с южных скло-

нов вулкана Гутансар. Стекая к юго-западу, в район села Гетамеч этот лавовый поток низвергается в ущелье р.Раздан и по нему доходит до территории аэропорта "Звартноц".

Лавовые извержения *голоцена* известны в Гегамских горах, Варденисе и южных склонах Ишханасарского хребта. Отличаются весьма свежими поверхностями без почвенно-растительного покрова и деталями микрорельефа поверхностного лавового потока (лукообразными морщинистыми орнаментами складок согласно направлению течения, растянутыми вдоль берегов седловидными выходами и т.д.). Северная половина Гегамских гор полностью сложена андезитобазальтами-андезитами голоцена, которые характеризуются крайне обломочными, каменистыми поверхностями. Мощность доходит до 150 м. Отдельные языки этих лав в окрестностях города Раздана стекают в долину р.Раздан и узкой полосой (до 100 м) прослеживаются ещё на несколько километров.

Голоценовые языки обломочных лав Гегама доходят также до границ Котайкского плато, где из-под них исторгаются источники пресных питьевых вод Карасунахбюра.

В горах Варденис и Вайоцдзора к голоценовому возрасту относятся лавовые потоки вулканов Порак, Смбатасар и Вайоцсар.

Лавы Порака с Варденисского водораздела в виде двух отдельных языков (потоки Карчахпюра и Акунка) доходят до прибрежной зоны озера Севан, примерно 30 км в длину. Края этих лавовых потоков прямолинейные, скалистые мощностью до 40-50 м. С краев двух лавовых потоков извергаются обильные родники питьевой воды.

Лавы Смбатасара (на южном склоне Варденисских гор) также делятся на два отдельных потока, которые вначале текут в противоположную сторону, затем резко сворачивают к югу. Один из потоков по скалистому крутому склону ущелья Егениса низвергается вниз, затем протекает несколько км на юг к окрестностям села Шатин. Мощность главного западного потока 15-20 км, ширина от 40-50 до 200-300 м. Восточный поток лентообразен, ширина его не превышает 10-15 м, а мощность – 3-5 м.

Трехполосные лавовые потоки Вайоцсара текут с зоны водораздела Тексарского отрога к долине р.Арпа. Центральный наиболее мощный поток, протекая 15 км, доходит до ущелья р.Арпа, а затем продолжается также на 10 км вниз по течению реки.

Голоценовые вулканы Зангезурских гор расположены в водораздельной зоне, откуда их лавы стекают вплоть до долины р.Воротан – на 20 км. Характеризуются исключительно свежей каменистой поверхностью лавовых потоков.

Все голоценовые лавы характеризуются андезитобазальтовым-андезитовым составом.

1.1.2. Интрузивные породы

На территории РА развиты разнообразные интрузивные породы, которые по возрасту подразделяются на следующие группы.

Протерозойские граниты, лейкократовые граниты, кварцевые диориты, гранитогнейсы, мигматиты, серпентиниты, габбродиабазы, габбро-диориты. Развиты в метаморфизованном комплексе Цахкуняца.

Плагиограниты *средней юры,* штокообразные тела лейкократовых гранитов встречаются в пределах Шамшадинского антиклинория.

Образования тоналитовой формации *мела:* массивы Кохба, Цахкашата и Цава, соответственно в Алавердском и Капанском антиклинориях; массивы Гехарота, Анкавана, Мирака – в Цахкуняцском антиклинории. Представлены тоналитами, кварцевыми диоритами, гранодиоритами, габбро-диоритами.

Мезозойские и предверхнеконьякские интрузивные и протрузивные выходы основных и ультраосновных пород (около 30% всего объема) – перидоты, дуниты, пироксениты, гарцбургиты, лерцолиты, габбро, габбро-диориты, троктолиты и т.д. Распространены в офиолитовых зонах Севано-Амасии и Веди.

Интрузивы габбро-диоритовой формации *среднего эоцена* распространены в Базум-Зангезурской и Севано-Ширакской зонах: гранодиориты, кварцевые диориты (Малевский массив), габбродиориты, диабазовые порфириты и т.д.

Верхнеэоценовые габбро-диорит – гранодиоритовая формаци. К их числу относятся Лалварский, Банушский массивы; габбро, гранодиориты, кварцевые диориты, монцодиориты Памбака, Жданова, Тандзута, Урута, Мецдзора; монцониты, щелочные и нефелиновые сиениты и др. Мегринского плутона.

К верхнему эоцену – нижнему олигоцену относятся лейкократовые гранаты, гранодиориты, граносиениты, кварцевые диориты, щелочные и нефелиновые сиениты (Тежсар), кварцевые монцониты и габбро, Мегринского плутона, Баргушата, Гехи и др.

Верхний олигоцен – нижний миоцен представлен порфировидными гранитами и гранодиоритами (Мегри, Гилют и др.).

1.1.3 Тектоника

Существуют несколько схем тектонического районирования территории Армении, из которых мы однозначно принимаем предложенную А.Габриеляном схему.

Территория Республики Армении расположена в Кавказ-Иран-Анатолийском регионе Альпийской складчатой зоны между Закавказским мегантиклинорием и Среднеараксинским межгорным прогибом.

В пределах территории Республики Армении А.Габриелян (1981 г.) с севера на юг выделяет следующие тектонические комплексы, зоны и подзоны.

I. **Вираайоц-Капанский комплекс слабой складчатости**

а) Вираайоц-Капанская антиклинорная зона:

1. Ноемберянская (Прикуринская) моноклинальная подзона,
2. Алаверди-Шамлугская подзона,
3. Лорийская подзона;

б) Капанский сегмент.

II. Базум-Зангезурская интенсивно складчатая зона

1. Севано-Амасийская офиолитовая подзона,
2. Анкаван-Зангезурская подзона.

III. Приараксинская умеренно складчатая зона

1. Ереван-Ордубадская подзона,
2. Подзона межгорных орогенных прогибов.

Границы этих зон и подзон в основном выражены глубинными разломами, что свидетельствует о том, что они фактически являются тектоническими блоками земной коры различных порядков.

Вираайоц-Капанский блок. Это типичная эвгеосинклиналь, которая была заложена в начале альпийского этапа (лейаса), макси-

мально прогнулась в средней-поздней юре и подверглась инверсии в поздней юре-раннем мелу.

В общем стратиграфическом разрезе принимают участие лейасовые терригенные граувакковые средне-верхнеюрские, раннемеловые андезитовые и кварц-дацитовые вулканогенно-осадочные и терригенно-карбонатные формации. Интрузивные породы кислого состава связаны с докелловейскими или батскими (плагиограниты) и послемеловыми (гранитоиды) периодами тектонических подвижек. На современном структурном плане Закавказья этот блок отчетливо выражен в виде одноименного мегантиклинория, который сложен кулисообразно расположенными округлыми антиклинориями (Алавердский, Шамшадинский, Карабахский, Капанский) и синклинориями (Иджеван, Дашкесан и др.), разделенными, как правило, между собой тектоническими границами.

Базум-Зангезурская интенсивно складчатая зона образовалась на месте позднеюрского-раннемелового эвгеосинклинального прогиба, возникшего во время инверсии Вираайоц-Капанского комплекса. Здесь в стратиграфическом разрезе принимают участие позднеюрско-меловые вулканогенно-осадочные и карбонатные, дат-полиоценовые и нижнеэоценовые терригенные и карбонатные, средне-верхнеэоценовые вулканогенные и туфоосадочные флишоидные, а в остаточных прогибах – олигоценовые, миоценовые, плиоценовые, антропогенновые соответственно лагунные углесланцевые, моласовые, лагунные и морские, эффузивно-вулканообломочные и континентальные озерно-речные отложения.

Из интрузивных комплексов известны среднеэоценовые габброидные, позднеэоценовые гранитоидные, олигоценовые щелочные интрузии.

Для офиолитовой Севано-Амасийской подзоны характерно также бурное развитие различных базитов и ультрабазитов, связанных с ними различных кремнистых (красные яшмы, радиолярии) и вулканогенных пород.

Приараксинская умеренно складчатая зона делится на подзоны: Ереван-Ордубадскую и орогенных прогибов.

Ереван-Ордубадская подзона характеризуется миогеосинклинальным типом развития: слабым магматизмом, брахискладчатостью. Заложена в позднем мелу на фундаменте раннегерцинских платформ.

В стратиграфическом разрезе участвует платформенный комплекс девон-карбон-пермь-триасовых терригенных и карбонатных пород; сеноман-туронские терригенно-карбонатные, офиолиты коньяка, сантон-маастрихтские карбонатно-терригенные флишоидные, дат-палеценовые карбонатно-терригенные, эоценовые вулканогенно-осадочные, а также более молодые вулканогенные и континентальные отложения.

Образования офиолитовой формации раннего коньяка связаны с глубинным разломом, проходящим по бассейну р.Веди, который протягивается по Араратской долине к территории Анатолии, соединяясь там с одноименной офиолитовой зоной.

В пределах этой подзоны выделяются Ереван-Ордубадский синклинорий, Урц-Вайоцдзорский антиклинорий, а в них, соответственно, выделяются вторичные – Ереванский, Вединский, Егегнадзорский и вторичные синклинории и разделяющие их антиклинальные сооружения Ераноса, Советашена, Мартироса.

Подзона орогенных прогибов. Начало возникновения этих структур – конец олигоцена – начало миоцена.

Одновременно с поднятием Закавказского мегантиклинория формируется Среднеараксинский прогиб. Поднятие Закавказья сопровождается его интенсивным размывом, материалы которого в виде моласс скапливаются на озерах Среднеараксинского прогиба. Разрезы молассовых комплексов завершаются плиоценовыми и четвертичными озерными, озерно-речными и иными континентальными отложениями, которые чередуются с туфовыми и андезитобазальтовыми потоками. Суммарная мощность орогенных отложений составляет примерно 4 км.

Они, за исключением четвертичных отложений, смяты в виде брахиантиклинальных и куполообразных складок, ориентация которых совпадает с основным направлением прогибов.

Главные разломы. На территории республики Армении выявлены как продольный Кавказский (северо-западный), так и широтный (Антикавказский) разломы.

Все известные разломы по глубине проникновения подразделяются на группы: ультраглубинные (мантийные) и коровые (средняя глубина – до поверхности Конрада), небольшой глубины (коровые или внутрикоровые, которые перемещают верхние горизонты земной коры).

К числу глубинных разломов (шовные зоны) относится зона Базум-Севанских глубинных разломов, шириной 10-12 км, прослеживаемая вдоль северо-восточной границы Севано-Ширакского синклинория: Амасия- Базумский хребет, северо-восточное побережье оз.Севан до реки Аракс (крайний юго-восток).

Это соответствует Севано-Амасийской офиолитовой зоне.

Анкаван-Сюникский глубинный разлом протягивается параллельно предыдущему. На поверхности проявляется в виде Хуступ-Гиратахского, Таштунского и Гехинского разломов, которые контролируют медно-молибденовое, полиметаллическое и железорудное оруденение.

Эти три разлома образуют вместе зону шириной 15-20 км, причем первые два сбросы, а третий – надвиг.

Ереванская глубинная зона разлома протягивается от Еревана на юг в направлении Дигор-Ахавнатун-Паракар-Айнтап-Веди, пересекает межгорный Среднеараксинский прогиб. В пределах северо-восточного крыла зоны в геологическом разрезе участвуют отложения верхнего мела (1000 м), эоцена (2500 м), олигоцена (1000 м), олигоцен-миоцена (600 м), миоцена (900 м), плиоцен-постплиоцена (600 м), в общей сложности мощностью в 6500 м, которые на противоположном крыле разлома имеют мощность всего 1000 м.

На востоке эта зона разлома прослеживается по подножью Урцского и Вайоцдзорского хребта. В этом направлении расположены многочисленные источники минеральных вод (Двин, Кахцрашен, Веди, Арарат и др.).

В восточном направлении эта зона разлома продолжается по южным склонам Арагаца, по линии Паракар, Армавир, Дигор в территории Турции.

1.2. ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА К ТЕКТОНИЧЕСКОЙ КАРТЕ АРМЕНИИ М 1:500000

Необходимость составления тектонических карт Республики Армении масштабов 1:1000000 и 1:2500000 продиктована решениями Ереванской (2003 г.) и Тбилисской (2004 г.) сессий, созванных в рамках Межгосударственного соглашения СНГ по вопросам «Использования недр и их изучения».

Эти карты должны составить часть подготавливаемого к изданию указанной структурой комплексного геологического атласа Центральной Евразии (1:250000) и сводной тектонической карты Кавказа и смежных территорий (1:1000000).

Из составленных на сегодняшний день тектонических карт территории Республики Армении (Паффенгольц, 1947; Варданянц, 1955; Асланян, 1958; Габриелян, 1959; Габриелян и др., 1968) самая последняя примерно 40-летней давности, однако не утратила своей научной ценности.

Фундаментальные геологические, тектонические, геофизические комплексные данные, собранные за прошедшие годы, а также богатый материал по изучению земной коры дистанционными методами и иные требования, предъявляемые к более мелкомасштабным картам, тем не менее диктуют необходимость внесения определенных поправок в эту карту, новой интерпретации структур ряда территорий и т.д.

Для представляемых ниже новых тектонических карт основой послужила вышеуказанная тектоническая карта Габриеляна и других масштаба 1:500000, а также составленные недавно и изданные автором настоящей работы геологические карты масштабов 1:1000000 (2004) и 1:500000 (2005).

Тектонические карты в основном были составлены в камеральных условиях, однако с целью уточнения структур отдельных узловых районов были выполнены полевые наблюдения.

1.2.1. Методы составления тектонических карт

Существуют тектонические карты различного типа: тектонических линий, структурные, мелкоструктурные-информационные, палеотектонические, морфотектонические и т.д. Все эти карты по принципу их составления и характером легенд делятся на две группы: структурные и тектонические.

На картах тектонических линий указываются лишь разрывные нарушения и оси складок.

На более усовершенствованных структурных картах важнейшие тектонические элементы (складки) изображаются изолиниями абсолютных высот осадочных комплексов или кровель их важнейших горизонтов. На картах, составленных этим методом, отчет-

ливо видны внешние формы складчатых структур, однако иные важные элементы тектоники, тем не менее, не отражаются. К ним относятся возраст складчатости, взаимоотношения разновозрастных структур и т.д.

На тектонических картах, составленных по принципу возраста складчатости, выделяются антиклинории и синклинории, отмеченные всеми периодами их погружения, поднятия и окончательного формирования, возраст отдельных антиклинальных и синклинальных складчатых структур, их взаимоотношения между собой, характер контактов, морфология (линейная, брахискладка и т.д.), типы (косые, прямые, лежачие), информационный состав. Дается также классификация разломов с точки зрения генезиса, классификация интрузивных образований по возрасту и петрографическому составу, а также центры вулканических извержений и границы структурных этажей. Кроме структурных элементов, наблюдаемых непосредственно на земной поверхности, на этих картах изображаются также другие предполагаемые структуры на основе геофизических, геоморфологических и иных данных.

Более мелкий масштаб составленных нами тектонических карт диктуется частичной корректировкой вышеперечисленных принципиальных требований: укрупнение структурных этажей, более общее разделение тектонических нарушений (складок и разломов) и иные изменения – новое представление о тектоническом строении отдельных территорий (особенно районов новейшего вулканизма). В частности, новейшие отложения (плиоцен-четвертичные), выделенные как отдельный структурный этаж, разделены на осадочные и вулканогенные генетические разновидности и охарактеризованы изопахитами мощностей слоистых комплексов, причем в зависимости от общей мощности этих залежей и возможностей выделения структур величина шага изопахит разная – от нескольких десятков до нескольких сотен метров.

Как было отмечено выше, во время составления тектонических карт важнейшим принципом выделения тектонических единиц является определение возраста складчатости, который заложен в основу тектонического районирования территорий, и на тектонической карте отчетливо показывает основные этапы формирования тектонических структур.

Районирование территорий по возрасту складчатости проводится посредством выделенных структурных этажей. За структурные этажи принимаются такие комплексы одноплановых дислоцированных и измененных осадочных и вулканогенных отложений, которые отчетливо отличаются от выше и ниже расположенных комплексов угловым и азимутным несогласием.

В складчатых областях каждый структурный этаж соответствует отдельной стадии геотектонического развития и характеризуется отчетливо выраженными комплексами и парагенезисом горных пород; структурные этажи подразделены на подэтажи, которые также сверху и снизу разграничены местными структурными (стратиграфическими) несогласиями.

На прилагаемой к настоящей работе тектонической карте территории РА масштаба 1:500000 было возможно показать только крупные геотектонические зоны и их складчатые вулкано-тектонические структуры и блоки. Пространственное распределение более мелкой складчатости показано в виде их осей.

Структурные этажи. В геологическом разрезе территории Армении выделяются следующие укрупненные структурные этажи.

1.Байкальский этаж. Охватывает сильно дислоцированные и метаморфизованные верхнепротерозойские отложения, которые являются фундаментом для более молодых каледонских, герцинских и альпийских-глубинных структур и в отдельных местах обнажаются в ядрах некоторых антиклинальных структур. Верхнепротерозойский возраст этих отложений обоснован их стратиграфическим положением (в основании палеозойских свит) и данными определения абсолютного возраста (650-750 Ма).

2.Герцинский этаж включает в себе платформенные, в основном осадочные комплексы девона, карбона, перми, триаса.

3.Нижнеальпийский этаж. Объединяет различные отложения юры и нижнего мела (неокома), которые расположены на размытой поверхности байкальского складчатого фундамента.

В пределах допустимого масштаба на нашей карте сохранено разделение нижнего альпийского этажа на два отдельных подэтажа: соответственно нижней-среднеюрский и верхнеюрский-нижнемеловой, которые разделены между собой размытой поверхностью средней юры.

4.Среднеальпийский этаж. В его строении участвует комплекс осадочных, вулканогенно-осадочных, вулканогенных отложений верхнего мела, палеоцена, эоцена и олигоцена. В общем подразделяется на верхнемеловой, плиоценовый, нижне-среднеэо-ценовый, вехний эоцен-олигоценовый подэтажи, разделенные между собой несогласиями (иногда угловыми) (Габриелян и др. 1968). На представленной карте среднеальпийский этаж подразделяется только на верхнемеловой и палеогеновый условные подэтажи.

5.Верхнеальпийский этаж. Охватывает верхнеолигоценовые, миоценовые, плиоценовые, четвертичные морские осадочные и озерно-речные вулканогенно-осадочные вулканические отложения.

Верхний олигоцен-нижний миоцен для Антикавказа, и в том числе для территории Армении – время одного из переломных этапов, когда море стало отступать и здесь утвердился период континентального развития и современного высокогорного рельефа.

В верхнеальпийском структурном этаже выделяются соответственно 4 подэтажа: соответственно раннеорогенный верхнеолигоценовый-нижнемиоценовый, средне-верхнемиоценовый и позднеорогенный миоплиоценовый и верхнеплиоцен-четвертичный. В последнем подэтаже по отдельности проведены границы распространения осадочных озерно-речных и вулканических образований и особенности их внутреннего строения (в основном посредством изопахит), положительными и отрицательными знаками обозначаются изменения в мощности их скоплений.

На новых тектонических картах мы воздержались от изображения необнаженного тектонического строения второго структурного этажа, поскольку в этом случае будет полностью игнорировано существование довольно мощных (до нескольких километров толщины) образований современных вулканических комплексов и бассейнов пресноводных озер (прогибов) и их существенная роль в плане современной тектоники.

Эти погребенные структуры, которые представлены на карте А.Габриеляна и других, в ущерб плиоцен-четвертичным образованиям более целесообразно представить на дополнительных тектонических схемах, приложенных к тектонической карте.

Интрузивные породы. Интрузивные образования и подразделены по возрасту: нижнепалеозойские, среднеюрские, нижнемеловые, доверхнемеловые, среднеэоценовые, верхнеэоценовые,

верхнеэоцен-олигоценовые и верхнеолигоцен-нижнемиоценовые. Они по петрографическому составу подразделяются также на ультраосновные, основные, среднего состава и кислые группы. На карте выделены также миоплиоценовые и верхнеплиоцен-четвертичные небольшие интрузии и субвулканические тела.

Структурные обозначения. С целью представления складчатых структур применялся метод тектоноизолиний. Это линии, реально зримых складок, в некоторых же случаях просто условно параллельные линии характерных горизонтов, посредством которых визуально представляются объемы складчатых структур и их типы. Следует, однако, отметить, что на мелкомасштабных тектонических картах, каковой является наша, одной-двумя изолиниями трудно с точностью представить истинные объемы складчатых структур и их типы (прямые, наклонные, лежачие и т.д.). А использование для этих целей дополнительных обозначений значительно увеличит загруженность карты, и она станет излишне осложненной. На тектонической карте границы структур нанесены сплошными линиями, в том числе и изопахиты новейших озерно-речных бассейнов, однако с отрицательными знаками, а вулканогенных образований – пунктирной линией и с положительными знаками.

Разрывные нарушения. Разрывные нарушения на карте разделены на две группы: глубинные разломы, которые проникают в глубокие горизонты земной коры (на несколько десятков и более км), и поверхностные, генетически связанные со складчатостью, и неслучайно, что от этапа к этапу развития земной коры они постоянно перемещаются. На этом фоне глубинные разломы чаще всего более долгоживущие и за время развития земной коры могут контролировать магматическую деятельность и рудоносность.

Все разрывные нарушения на карте обозначены двумя знаками: красной сплошной (визуально установленные) и красной пунктирной (предполагаемые) линиями.

Специальными черными кружочками обозначены новейшие вулканические центры, причем вид и размеры этих знаков соразмерны естественному виду и размерам вулканов.

1.2.2. Краткое описание тектонических сооружений

Раннеальпийская складчатая область. Область раннеальпийской складчатости занимает северо-восточную часть территории Республики Армении, которая известна под названием Вираайоц-Капанской тектонической зоны. В основном сложена вулканогенными и осадочными образованиями юры и мела.

Нижнеальпийский структурный этаж делится на два подэтажа. Нижний подэтаж состоит из нижне-среднеюрских образований.

Отложения нижней юры (тоар, аален) представлены морскими песчанистыми породами мощностью 230 м, которые обнажаются в ядрах некоторых антиклиналей Шамшадинского антиклинория. Здесь на них без углового несогласия залегают морские вулканогенно-осадочные и терригенные (с угленосными пластами) отложения байоса-бата, мощность которых доходит до 2.5 км. В антиклинориях Алаверды и Капана фундамент этих отложений не обнажается.

Породы нижнего подэтажа заметно изменены и интенсивно складчаты, углы их падения доходят до 40-50°. На эти свиты с резким угловым несогласием залегают образования келловея.

Подэтаж нижнеальпийского структурного этажа состоит преимущественно из вулканогенно-осадочных отложений верхней юры-нижнего мела, а также из осадочных пород, общая мощность которых на севере составляет 1800 м, а на юге превышает 2000 м. Породы верхнего подэтажа обычно слагают крылья антиклинориев.

Важнейшими нижнеальпийскими структурами являются антиклинории Алаверды, Шамшадина, Капана и синклинории Папакара и Иджевана.

Алавердский антиклинорий расположен в междуречье р.р.-Дебет-Агстев. Он имеет вид брахиантиклинория северо-восточного простирания, ядро сложено вулканогенными породами байоса и бата, которые на крыльях антиклинория трансгрессивно покрыты уже принадлежащими верхнему подэтажу келловейскими и оксфордскими вулканическими и вулканогенно-осадочными отложениями. В пределах Алавердского антиклинория выделяются антиклинали Чатина и Качала и разделяющая их Маралсарская синклиналь. На-

личие этих вторичных складок придают Алавердскому антиклинорию подковообразную форму, выгнутую к северу.

Алавердский антиклинорий характеризуется в общих чертах как пологоскладчатая (25-30°) структура.

В пределах Алавердского антиклинория встречаются несколько крупных и мелких интрузивных тел гранитоидного состава, самый большой из которых Шнох-Кохбский массив, который, как и Чачканский малый интрузив, секут отложения средней юры и келловей-оксфорда. Малый интрузив Ахпата внедрен в вулканогенную свиту верхнего байоса.

Обнажающиеся в Лалварской синклинали малые интрузивные тела Лалвара и Бануша являются отдельными выходами крупного единого интрузива, которые секут отложения верхней юры и среднеэоценовые отложения вершины г.Лалвара. Таким образом, они датируются как верхнеплиоценового возраста.

Папакарский синклинорий расположен к северу от Алавердского антиклинория, имеет северо-западное простирание. На территории Армении находится только южное крыло симклинория.

В строении Папакарского синклинория принимают участие вулканогенно-осадочные и осадочные терригенные и карбонатные отложения всех этажей альба и верхнего мела (мощность около 1600 м). Крылья антиклинория осложнены мелкой складчатостью меридионального и северо-восточного направления. Углы падения 10-20, изредка до 30°.

Шамшадинский антиклинорий расположен в верхних течениях р.р. Ахум, Тавуш, Хндзорут и Асрик и имеет близширотное простирание.

Ядро антиклинория состоит из интенсивно дислоцированных вулканогенных и вулканогенно-осадочных отложений байоса и песчано-глинистых пород бата, общей мощностью до 2500-2800 м. В пределах антиклинория прослеживается интенсивная вторичная складчатость северо-восточного простирания. Углы падения складок доходят до 40-50°.

На юге среднеюрские породы антиклинория по крупному глубинному разлому непосредственно контактируют с отложениями эоцена, а на севере перекрываются терригенными и туфоосадочными отложениями келловея. Следом за ними выше залегают отло-

жения оксфорда и кимериджа, которые, в свою очередь, перекрыты верхнемеловыми образованиями, падающими на север.

Таким образом, северное широкое крыло антиклинория подчеркнуто моноклинально (10-15°) падает под Куринскую впадину.

В пределах Шамшадинского антиклинория встречаются ряд крупных и мелких выходов плагиогранитов, которые порывают вулканогенные породы байоса, а неподалеку на территории Азербайджана перекрываются осадочными образованиями келловейского яруса.

Иджеванский синклинорий расположен между Алавердским и Шамшадинским антиклинориями. На северо-западе узкий, а к северо-востоку постепенно расширяется, и складчатость становится параллельной кавказскому направлению. Южнее и севернее города Иджевана долина реки Агстев с двух сторон ограничивается разломами меридионального направления, и она получает вид грабена.

Синклинорий сложен альб-маастрихтскими (до 1500 м) и частично верхнеюрскими карбонатными и вулканогеными образованиями, между которыми наблюдается отчетливо выраженное угловое и азимутное несогласие.

Отдельные участки Иджеванского синклинория осложнены вторичной складчатостью.

Это синклинали Верхнего Агдана, Довракара и антиклинали Иджевана и Хаштарака, простирание части которых север-северо-восточное, а простирание синклинали верхнего Агдана, замыкающей синклинорий с юга, – широтное.

Капанский антиклинорий расположен в Восточном Сюнике, имеет северо-западное простирание. В ядре обнажаются различные порфировидные вулканические породы и их брекчии мощностью до 1000 м, основание которых не обнажено. По данным бурения здесь на глубине были подсечены интрузивные внедрения гранитоидного состава. Выше по разрезу образования байоса с угловым несогласием поочередно перекрываются образованиями вулканогенных пород оксфорда-кимеридж, титона-валанжина, карбонатными – баррема и вулканогенно-обломочными и терригенными образованиями апта (до 2500 м).

На крыльях антиклинория углы падения свит в разрезах байоса – 40-50°, а верхнеюрских-нижнемеловых – 20-30°.

На северном крыле Капанского антиклинори развиты также образования титон-сантона среднеальпийского структурного этажа. На западе Капанский антиклинорий ограничивается Хуступ-Гиратахским (комплекса Шишкерта) глубинным разломом. В этой части углы падения юрско-меловых свит увеличивается.

Капанский антиклинорий состоит из главной антиклинали и нескольких мелких антиклиналей северо-западного простирания. Ось главной антиклинали прослеживается в направлении Капан-Татеву. Эта складка в общем пологая (20-30°), с симметричными крыльями. На севере, в ущелье р.Воротан, антиклиналь становится асимметричной, с углами падения крыльев на восток 30-40°, а на запад 40-50°.

На юго-западе антиклинория выделяются Шикахох-Каринтакская и Цавская вторичные антиклинали, которые сложены вулканогенными образованиями верней юры. Углы падения их крыльев 20-30°, однако на юго-западных крыльях, особенно вблизи Шишкертских разломов эти углы падения увеличиваются до 40-50°. Указанные вторичные антиклинали разделены между собой синклиналями, в мульдах которых местами сохранились известковые отложения баррема.

Из многочисленных вторичных кулисообразно расположенных складок северного крыла Капанского антиклинория наиболее крупные Тандзавер-Галидзорская, Агаракская антиклинали и Кахнутская синклиналь, которые сложены породами верхней юры и нижнего мела.

В пределах антиклинория отмечены многочисленные интрузивы среднего и кислого составов, самый крупный из которых – Цавский гранитный массив. В осевой части главной антиклинали породы средней юры секутся многочисленными мелкими кварцевыми андезит-дацитовыми субвулканическими телами.

Горисский синклинорий. Согласно А.Габриеляну и других (1968, 1981), в северной части Капанского антиклинория, на левобережье р.Воротан, под вулканогенными верхнеплиоценовыми образованиями ми Ишханасара погребен Горисский синклинорий, который, по всей вероятности, имеет северо-западное простирание и, судя по отдельным мелким выходам, сложен вулканогенно-осадочными породами верхней юры – нижнего мела, карбонатных – верхнего мела, а на северо-западе – также эоценовыми вулканогенными

отложениями. Предполагаемая общая мощность этих пород доходит до 1800 м. Как было отмечено выше, интенсивно складчатые отложения юры-мела-эоцена Горисского синклинория с резко выраженным углом несогласия повсеместно полностью перекрываются недислоцированными, мощными (до 1600 м) вулканогенными отложениями Гориса и Ишханасара.

Среднеальпийская складчатая область. Среднеальпийская складчатая область занимает целиком центральную высокогорную часть района, протянутую в северо-западном направлении, – от долины р.Аракс до верхних течений р.Ахурян, включая Ширакский, Базумский, Памбакский, Арегунийский, Варденисский, Урц-Вайоцдзорский, Зангезурский, Цхут-Ишханасарский хребты и бассейн озера Севан.

В геологическом строении области основную роль играют верхнемел-палеогеновые и неоген-четвертичные соответственно вулканогенно-осадочным, вулканогенным и частично терригенно-карбонатные фации. Мел-палеогеновые образования повсюду с резко выраженным угловым и азимутным несогласием залегают на размытых поверхностях эопалеозоя и юры. Они, в свою очередь, несогласно перекрываются неоген-четвертичными, преимущественно вулканогенными (более 1.5 км) отложениями.

Верхнемеловые и палеогеновые отложения интенсивно деформированы и образуют ряд крупных северо-западного простирания антиклинориев и синклинориев.

Комплекс горных пород, формирующих среднеальпийскую складчатую область, делится на пять структурных этажей, которые разделены между собой региональными перерывами. Каждый этаж в свою очередь делится на подэтажи.

Байкальский этаж. Представлен сильно дислоцированными, смятыми, многократно метаморфизованными гнейсо-кристаллическими сланцами (нижний подэтаж – 1150 м) и метаморфическими зеленосланцами образованиями (верхний подэтаж –1300 м), которые обнажаются в Цахкуняцском горном массиве, образуя здесь одноименный антиклинорий. Простирание многочисленных складчатых структур с очень узкими крутопадающими крыльями почти меридиональное.

Герцинский этаж охватывает верхнедевонские, нижнекарбоновые, пермские и триасовые морские осадочные отложения до-

лин р.р.Веди, Арпа и Аргичи, представленные известняками, битуминозными и органогенными известняками, песчаниками, кварцитами, глинистыми сланцами, аргиллитами, прослоями углесланцев и каменного угля. Общая мощность более 4000 м. Эти образования достаточно сильно дислоцированы в широтном северо-западном направлении. Однако от образований предыдущего этажа отличются более слабым метаморфизмом и иным планом складчатости.

Верхний возрастной предел герцинского структурного этажа – конец триаса, поскольку в обнажениях Вайоцдзорского хребта пермь-триасовые отложения несогласно перекрываются отложениями средней юры.

Раннеальпийский этаж. В среднеальпийской складчатой области присутствует только верхний – верхнеюрский-нижнемеловой подэтаж раннеальпийского структурного этажа, который особенно развит в Базумском хребте в пределах одноименной горстовой структуры. Представлен достаточно смятыми, раздробленными известняками, алевролитами, песчаниками, глинистыми сланцами (иногда графитизированными), а также туфами, туфобрекчиями и дацитовыми порфиритами (до 1500 м). Их основание не обнажается, а вверх по разрезу согласно перекрываются известковой толщей альба.

Среднеальпийский этаж. Охватывает сеноманские терригенные, нижнеконьякские вулканогенно-осадочные, верхнеконьякские терригенные, сантон-маастрихтские мергелистые известняки, дат-палеоценовые флишевые и эоценовые вулканогенно-осадочные породы (более 6000 м). С крупным перерывом и угловым несогласием эти образования перекрывают разные горизонты палеозоя, нижнего и среднего мезозоя, в свою очередь с угловым и азимутным несогласием перекрываются образованиями верхнеальпийской структуры. Несмотря на существующие внутри этажа несколько перерывов и несогласий между нижним и верхним коньяком, верхним коньяком и сантон-маастрихтом, последними и палеоценом, палеоценом и эоценом, средним и верхним эоценом, все эти структурные единицы дислоцированны однопланово. Тем не менее, внутри этого структурного этажа А.Габриелян и другие выделяют нижний (верхнемеловой-датский), средний (палеоцен) и верхний (эоцен-нижний олигоцен) подэтажи. Учитывая масштаб представленной

карты, мы сочли возможным объединить нижний и средний подэтажи в один – нижний этаж.

На периферии Среднеараксинского прогиба образования среднеальпийского структурного этажа с резко выраженным угловым и азимутным несогласием перекрыты верхнеолигоцен-миоценовыми пестрыми песчано-глинистыми и гипсоносно-соленосными свитами. Таким образом, основной этап формирования этого структурного этажа и окончательное формирование структур следует связывать с концом нижнего олигоцена.

Позднеальпийский этаж. Сложен верхнеолигоценовыми – *нижнемиоценовыми молассовыми*, среднемиоценовыми гипсоносно-соленосными, верхнесарматскими глинистыми, песчано-глинистыми, вулканогенно-осадочными, мэотис-понт-киммерийскими вулканогенно-осадочными и вулканогенными, верхнеплиоцен-четвертичными вулканогенными и пресноводными озерными и озерно-речными и иными континентальными отложениями. Суммарная мощность этих отложений в Ереванском прогибе превышает 3000 м; они слагают также неогеновые прогибы Севана, Ширака и Воротана, а за пределами зоны слкадчатой области – Среднеараксинский прогиб.

В границах среднеальпийской складчатой зоны выделяются следующие важнейшие тектонические структуры.

Севано-Ширакский синклинорий – один из крупнейших структур Антикавказа, характеризуется сложным строением и многообразием тектонических форм. Граница синклинория с расположенным на северо-востоке Вираайоц-Капанским антиклинорием отчетливо проявлена контактом юрских и эоценовых образований, который выражен глубинным разломом. Тектоническая граница также фиксируется и на юго-западе с Цахкуняцским антиклинорием, сложенными метаморфизованными образованиями верхнего протерозоя.

Согласно геофизическим данным, Севано-Ширакский синклинорий выражен также в виде гравитационного выступа.

Особая роль в геологическом строении Севано-Ширакского синклинория принадлежит палеогеновым отложениям мощностью примерно 4-5 км (Саркисян, 1964-1966), которые представлены вулканогенно-осадочными, морскими и континентальными фациями. В ядрах отдельных антиклинальных структур обнажаются карбонат-

ные и вулканогенно-осадочные образования мела. Синклинорий прорывается многочисленными выходами интрузивных пород: основных и ультраосновных пород Севан-Амасийской офиолитовой зоны, гранитоидами, крупными телами, щелочных пород (Базумский, Памбакский хребты), с которыми генетически связаны ряд важнейших месторождений полезных ископаемых.

В пределах Севано-Ширакского синклинория хорошо проявлены многочисленные линейно вытянутые и кулисообразно расположенные антиклинали и синклинали, зачастую с погруженными шарнирами, которые осложнены складками и разрывными нарушениями более мелкого порядка и разрывными нарушениями. Все эти структуры имеют согласное северо-западное, а на крайнем северо-западе – близкое к широтному простирание.

Ниже приводится краткое описание ряда крупных складчатых структур синклинория.

Памбакская синклиналь – крупнейшая складчатая структура Севано-Ширакского синклинория, которая, не прерываясь, протягивается от Севанского полуострова до Ширакского хребта. На западной окраине синклиналь погружается под новейший вулканический покров Карсского прогиба. На востоке синклинальная структура перекрыта молодыми отложениями Севанского прогиба.

Памбакская синклинальная складка – прямая складка, со сравнительно наклонным (25-55°) юго-западным крылом. В ядре складки обнажаются нижне-средне-верхнеэоценовые вулканогенно-осадочные отложения. По всей длине складка отчетливо оконтуривается выходами нижне-среднеэоценовых туфогенных флишевых и мел-палеоценовых карбонатных пород.

Вдоль всей протяженности Памбакской синклинали, особенно в ядре складки, встречаются многочисленные выходы интрузивных пород, самые крупные из которых – верхнеэоценовые гранитоиды Ахавнадзора и Меградзора, верхнеэоценовые-нижнеолигоценовые щелочные и нефелиновые сиениты г.Тежсар, олигоцен-*миоценовые массивы порфировидных гранитов* Гилюта. Прослежены также иные мелкие выходы (габбро, габбро-диоритов, гранодиоритов).

На западе южное крыло Памбакской синклинали осложнено протягивающейся в широтном направлении асимметричной (с южным более крутопадающим крылом) антиклинальной складкой Ши-

рака, вследствие многочисленных ундуляций которой она на земной поверхности проявляется в виде изолированных брахиантиклиналей (Овуни, Кармракар, Крашен). В ядрах последних обнажаются верхеконьякские вулканогенно-осадочные, сантон-маастрихтские и палеоцен-нижнеэоценовые карбонатные породы. В ядре брахискладки Кармракара обнажаются также доверхнеконьякские габбро и серпентиниты офиолитового комплекса.

Дзкнагет-Чичканская антиклиналь. Расположена к северо-востоку от вышеописанной структуры, имеет тоже простирание и протяженность. Это прямая симметричная складка с углами падения крыльев 25-60°. В ядре антиклинали в долине р.Дзкнагет и вблизи с.Фиолетово обнажаются верхнемеловые-нижнеэоценовые карбонатные породы. К востоку от Цовагюха антиклиналь погружается под озеро Севан и слабо проявляется только на Артанишском полуострове. Вдоль северного побережья озера Севан обнажается северное крыло антиклинальной складки с углами падения 40-65°. Здесь она осложнена Арегунийской асимметричной флексурой, падение южного крыла которой весьма крутое – 50-60°, а северного крыла – относительно пологое, 10-15°. В замке Арегунийской флексуры обнажаются верхнеэоценовые вулканогенные породы, а на крыльях – среднеэоценовые флишевые отложения.

Чамбарак (Красносельск) – Амасийская синклиналь имеет также западно-восточное широтное и юго-восточное простирание. Почти полностью представлена средне-верхнеэоценовыми вулканогенно-осадочными, зачастую флишоидными отложениями, а также обнажающимися в ядре складки в районах Дилижана и Амасии верхнеолигоцен-миоценовыми песчано-глинистыми, иногда битуминозными угленосными отложениями. Как и все предыдущие складки синклинория, эта складка в восточной части также имеет заметное асимметричное строение. Резко скошено (40-45°) юго-западное крыло. Между Дилижаном и Фиолетово северное крыло синклинали осложнено разломами того же простирания, в результате чего углы падение в этом направлении заметно увеличиваются до 50-70°.

Алабская антиклиналь расположена к северо-востоку от предыдущей синклинали и занимает сложенный эоценовыми вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами Алабский хребет, который в центре прорван сложным гранитоидным массивом

Памбака, простирающимся в северо-западном направлении, эоцен-олигоценовыми и иными мелкими интрузивами (габбро, граносиениты и др.).

Борбот-Антарамутская синклиналь. Расположена к северо-востоку от Алабской антиклинали. По всей длине складки обнажаются средне-верхнеэоценовые вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения. На северном склоне Пушкинского перевала на опущенном крыле крупного глубинного разлома сохранились также реликты разреза олигоценовых морских песчано-глинистых пород – с пологими южными углами падения до 25°.

Следующая складчатая структура Севано-Ширакского синклинория – расположенная к северу *Дзорагетская антиклиналь*, которая от окраин с.Дсех по долине р.Дзорагет протягивается к северо-западу, затем перекрывается верхнеплиоцен-четвертичными лавами Джавахкского вулканического хребта. На западе эта складка снова появляется уже в верхних течениях р.Ахурян в виде Ениёлской брахиантиклинали.

В восточной обнаженной части (на участке Степанаван-Дсех) Дзорагетская антиклиналь заметно асимметрична, с более наклонным северо-восточным крылом, а на крайнем западе, в районе Ениёлской складки, южное крыло антиклинали уже более крутое (40-50°) и сечется новейшим сбросовым нарушением, протягивающимся в широтном направлении. По всей длине антиклинали развиты вулканогенные, вулканогенно-осадочные, флишевые отложения. В ядре Ениёлской брахиантиклинали обнажаются верхнемеловые известковые породы, которые на северном относительно пологом крыле перекрыты эоценовыми грубообломочными вулканическими породами. Контакт между ними покрыт четвертичными андезитовыми лавами.

Структура, замыкающая с севера Севано-Ширакский антиклинорий, – *синклиналь р.Марси или Леджан-Мецаванская*, которая подобно всем остальным вышеперечисленным складчатым структурам синклинория имеет дугообразную форму, на востоке изогнутую в юго-восточном, а на севере – в широтном направлении. На севере синклиналь покрыта вулканическими отложениями Джавахских гор, которые, вероятно, находятся на небольших глубинах, под покровом долеритовых базальтов Ахалкалакского плоскогорья. На всем своем обнаженном протяжении крылья синклинали сложены сред-

неэоценовыми вулканогенно-осадочными отложениями, а центральная часть – стерильными вулканическими породами верхнего эоцена. К северу от села Мецаван на северном крыле синклинали некоторое развитие имеют также пестрые покровы верхнеолигоценовых-миоценовых игнимбритовых туфов.

Вышеперечисленные складчатые структуры Севано-Ширакского синклинория во многих местах срезаются взбросо-сбросовыми разрывными нарушениями, по которым основные движения происходили в направлении с севера на юг. Самое крупное такое разрывное нарушение – Базумский глубинный разлом, возникший в период мела и непрерывно действующий вплоть до четвертичного периода.

Базумский разлом имеет взбросо-надвиговый характер, протягивается в направлении Амасия-Салут-Севгет-Пушкино-Памбакской железнодорожного полотна. Затем он продолжается до г. Дилижана, где на эоценовые вулканические породы с весьма крутой (50° -70°) плоскостью надвинутой на олигоцен-миоценовые угленосные песчано-глинистые отложения дилижанской свиты.

Следующий крупный разлом протягивается вдоль северо-восточной границы Севан-Ширакского синклинория. Являясь фактически западным продолжением известного Мравского разлома, это нарушение протягивается по северным склонам Севанского хребта, затем вдоль южных склонов Миапора, фиксируя тектонический контакт между эоценовыми вулканогенными свитами и келловей-оксфордскими осадочными образованиями.

Еще один глубинный разлом протягивается вдоль шарнира Дзкнагет-Фиолетовской антиклинали. Здесь плоскость нарушения под резким углом падает в северо-восточном направлении. К юго-востоку этот разлом продолжается по долине Агстева в направлении Фролова балка – Головино – Маймех.

Мармарикский разлом протягивается вдоль реки Мармарик и на крайнем западе соединяется с Ширакским разломом. Это взбросо-сдвиг,падающей на северо-восток под углами 60°-90°. По этому разлому эоценовые отложения контактируют с верхнепротерозойскими метаморфизованными комплексами.

Ширакский разлом простирается вдоль южных склонов одноименного хребта в направлении Кармракар-Красар-Лусахбюр. По обращенной к северу плоскости нарушения этого разлома верх-

немеловые карбонатные породы ядер Кармракарской и Крашен-Лусахбюрской антиклиналей надвинуты на вулканогенно-осадочные флишоидные среднеэоценовые отложения южных крыльев.

Базумский горст. Самая древний дислоцированный складчатый блок. Расположен в западной высокогорной части Базумского хребта, непосредственно к югу от Джавахкских гор. С севера и юга ограничивается двумя широтными разломами Базума, причем плоскости обеих имеют крутые углу падения на север. Южный разлом имеет всбросо-надвиговый характер, по которому меловые, прорванные телами офиолитового комплекса карбонатные породы северного крыла, надвинуты к югу на эоценовые вулканогенные отложения. Северная ветвь Базумского разлома имеет сбросовый характер, тем самым амплитуда сброса северного крыла по отношению к южному доходит до 180 м.

Базумский горст фактически представляет собой северное крыло крупной синклинальной структуры, которое сложено верхнеюрскими (?)-нижнемеловыми мелкоскладчатыми, смятыми, заметно измененными карбонатно-терригенными, в меньшей степени и вулканогенными породами. В мульде синклинали, в водораздельной части Базумского хребта обнажаются карбонатные образования верхнего мела.

Цахкуняцский антиклинорий – один из самых сложных тектонических структур Антикавказа. Будучи расположенным в южной части Севано-Ширакского антиклинория, он занимает всю территорию современных Цахкуняцских гор. С севера ограничивается Мармарикским, с юга и юго-запада Раздан-Бужаканским (дугообразным) разломами. С этой точки зрения Цахкуняцский антиклинорий также можно считать также горст-антиклинорием.

В геологическом строении антиклинория основную роль играют дислоцированные и метаморфизованные верхнепротерозойские зеленосланцевые полислюдные комплексы байкальского структурного этажа, на размытых поверхностях которых с большим угловым и азимутным несогласием залегают терригенно-карбонатные и вулканогенные среднеальпийские и позднеальпийские отложения.

Основные складчатые структуры байкальского комплекса имеют близкие к меридиональному северо-западные направления. Мощные верхнеальпийские миоплиоценовые отложения образуют единую плоскую брахиантиклинальную складку вдоль всей длины

Цахкуняцского хребта, которая с юго-востока резко ограничивается Раздан-Бужаканским глубинным разломом. С этой стороны высота миоценовой брахиантиклинали доходит до 700-800 м.

В юго-восточной части среднеальпийской складчатой области за пределами Севано-Ширакского синклинория выделяются следующие структуры.

Ацаванский синклинорий. Прослеживается от юго-западных отрогов Гегамских гор до долины реки Азат, имеет северо-восточное простирание и, по всей видимости, под позднеальпийскими образованиями продолжается до прогиба озера Севан. С востока синклинорий ограничивается глубинным разломом р.Азат.

Ацаванский синклинорий сложен верхнемел-палеогеновыми карбонатными и терригенно-карбонатными отложениями мощностью приблизительно в 4000 м. Фундамент, предположительно, представлен эопалеозойскими метаморфическими образованиями. Основные складчатые структуры синклинория Шорахбюрская антиклиналь и Ацаванская синклиналь, северо-восточные шарниры которых поднимаются именно в этом направлении.

Шахапская синклиналь расположена к востоку от вышеупомянутой структуры, в бассейне одноименной реки. В восточном направлении протягивается к бассейну реки Веди и окраинам Советашена. Длина складки 30 км, ширина – 10 км. Структура сложена известняками нижнего эоцена, средне-позднеэоценовые песчано-глинистые и карбонатные отложения и нижнеолигоценовые песчано-глинистые породы общей мощностью около 200 м. Породы фундамента представлены песчано-глинисто-сланцевыми образованиями палеозоя, которые обнажаются по краям синклинали.

Вайоцдзорский синклинорий – одна из крупнейших структур описываемой области, протягивается от палеозойских выходов Советашена к юго-востоку до бассейна р.Воротан. Не исключено, что этот синклинорий продолжается до южного Сюника к Капутгюхскому синклинорию.

В строении Вайоцдзорского синклинория участвуют туфо-осадочные и вулканогенные образования палеогена и неогена (3500 м), которые несогласно залегают на размытых поверхностях палеозойского фундамента.

Самые крупные из вторичных складчатых структур синклинория – Егегнадзорская и Варденисская синклиналь, которые разделены Тексарской антиклиналью.

Егегнадзорская синклиналь фактически является самой прогнутой частью синклинория, сложенной верхнеэоценовыми и олигоценовыми крбонатными и терриген-вулканогенными отложениями. Ось этой структуры протягивается в направлении Гндасар-Гетап-Егегнадзор. Крылья складки пологие – 15-20-25°.

Варденисская синклиналь расположена в водораздельной части и на верхних южных склонах Варденисских гор. Сложена средне-верхнеэоценовыми вулканогенно-обломочными отложениями, которые с резким угловым несогласием перекрыты мощной толщей вулканических осадков миоплиоцена.

Тексарская антиклиналь сложена терригенно-вулканогенными породами эоцена. Протягивается в направлении г.Тексар-с.Егис-Селимский перевал. В ядре складки местами обнажаются верхнемеловые карбонатно-терригенные отложения.

В ядрах нескольких антиклинальных складок южного крыла Вайоцдзорского синклинория обнажаются в значительной степени метаморфизованные отложения палеозойского структурного этажа.

Веди-Аргичский антиклинорий расположен к югу и юго-востоку от Ацаванского синклинория. В его строении участвуют верхнепалеозойские и выше по разрезу залегающие с резким несогласием образования мела и палеогена общей мощностью до 5000 м. В составе антиклинория выделяются на ряд небольших антиклиналей и синклиналей.

Аргичская группа антиклинальных складок. Расположена в верхних течениях реки Аргичи. Все складки имеют северо-западное простирание и параллельны между собой. Это узкие складки с крутопадающими крыльями; в ядрах обнажаются палеозойские образования, а на крыльях – верхнемеловые.

Ераносская антиклиналь расположена на юго-западной окраине синклинория, на левом берегу реки Азат. Сложена верхнемеловыми и палеоценовыми осадочными образованиями. Складка в общих чертах сундучная, со сравнительно плоской вершиной и крутопадающими крыльями.

Чатмайская синклиналь протягивается к востоку от Арташата до окрестностей Гелайсора. Полностью сложена верхнемеловыми

и палеоценовыми осадочными породами мощностью до 3000 м. Ряд мелких вторичных складок по краям синклинали имеют то же простирание.

Ерахская антиклиналь находится южнее предыдущей складки, имеет близширотное простирание, протягивается от реки Ерах до бассейна реки Веди. Полностью сложен карбонатными отложениями верхнего мела мощностью 600 м. Южное крыло сброшено разломом под молодые отложения Араратского прогиба.

Урц-Вайоцдзорский антиклинорий занимает территорию одноименного хребта, протягивается в юго-восточном направлении до 40 км. Ядро антиклинория сложено кварцитами, глинистыми сланцами и известняками герцинского структурного этажа, общей мощностью до 600 м. На крыльях антиклинория с резким несогласием залегают отложения эоцена и частично карбонатные образования верхнего мела.

Блок-антиклинорий южного Сюника расположен на восточном фланге Капанского антиклинория и разграничивается Хуступ-Гирратахским глубинным разломом. В пределах антиклинория Гехинская антиклиналь и расположенные от нее Арамаздская и Каджаранская синклинали.

Гехинская антиклиналь протягивается на северо-восток по направлению одноименного разлома. Ось складки прослеживается по линии Шишкерт – Багаджик – Пирамсарский хребет – Гехи. В последнем месте ось антиклинали резко сворачивает на запад и перекрывается эоценовыми отложениями.

В ядре Гехинской антиклинали обнажаются известняки, глинистые сланцы и кварциты девона, а на крыльях – мраморизованные известняки перми, вулканогенные и осадочные образования мела и палеогена. Антиклинальная складка под воздействием Гехинского разлома опрокинута на восток на аптские вулканогенные породы Арамаздской синклинали. Юго-западное крыло складки очень крутое и падает под углами 60-70°. На автомагистрали Капан-Каджаран в экзоконтактовой зоне Мегринского плутона это крыло складки падает под углами 80-85°. Здесь также наблюдаются небольшие изоклинальные складки.

Арамаздская синклиналь прослежена вдоль экзоконтакта Мегринского плутона на северо-запад примерно на 70 км – от долины р.Аракса до с.с.Мазра – Зейва – Лернашена. Она фактически

протягивается между Капанским и Гехинским антиклинальными структурами. Около села Шишкерт эта складка опрокинута на восток, вследствие чего оба крыла падают в том же восточном направлении от 20-30° (западное крыло) до 75° (восточное крыло).

На севере на территории Баргушатского хребта крылья Арамаздской синклинали сложены вулканогенными породами апта, которые с угловым несогласием перекрыты карбонатными породами верхнего мела. К югу от долины реки Вохчи крылья Арамаздской синклинальной складки сложены верхнеюрскими-нижнемеловыми (титон-валанжин) вулканогенными породами Хуступ-Кармракарской свиты, а мульда – известняками и вулканогенными породами баррема, баррема-апта.

Каджаранская синклиналь расположена в западной части Гехинской антиклинали. В меридиональном направлении протягивается вдоль длины Зангезурского хребта. Отчетливо выражено только северо-восточное крыло, сложенное среднеэоценовыми вулканогенными породами. Здесь эоценовые отложения несогласно залегают на размытые поверхности девонских и пермских образований. Юго-западное крыло складки «изъедено» мощными гранитоидными интрузивами, однако ее следы сохранились на крайнем юге между Агараком и Ордубадом, где представлены турон-коньякскими терригенно-вулканогенными породами.

Самая южная складчатая структура Сюникского антиклинория – Араксинская антиклиналь, которая расположена на армянском берегу реки Аракс, между местностями Малев и Мхрт. Здесь в интрузивном комплексе «плавают» сильно метаморфизованные, амфиболизированные вулканогенные образования апта, которые несмотря на полный метаморфизм, тем не менее сложены в складки по весьма простому плану, образуя в широтном направлении узкую антиклиналь, а с севера и юга – более слабо выраженные синклинали. Подобная складчатость может стать причиной синхронного с севера и юга внедрения интрузивов. Именно активным термическим воздействием этих интрузивов обусловлены интенсивно развитые метаморфические процессы.

Позднеальпийская складчатая область. Позднеальпийская складчатая область протягивается по центральным и юго-западным районам республики Армении, охватывая Джавахкский, Егнахахский, Арагацский, Цахкуняцский, Гегамский, Варденисский,

Цхут-Ишханасарский и Зангезурский хребты и новейшие вулканогенные массивы, а также новейшие Ширакский, Памбакский, Апаранский, Араратский, Севанский, Масрикский, Воротанский прогибы. В геологическом строении этих территорий принимают участие верхнеолигоцен-нижнемиоценовые пестрые молассовые отложения, среднемиоценовые гипсоносно-соленосные песчано-глинистые, молассовые песчано-глинистые отложения, миоплиоценовые вулканогенно-обломочные и верхнеплиоцен-четвертичные вулканические лавовые, игнимбритовые и озерно-речные песчано-глинисто-диатомитовые рыхлые образования. Весь этот комплекс с резко выраженным угловым и азимутным несогласием залегает на размытых поверхностях байкальских, герцинских, раннеальпийских и среднеальпийских структурных этажей. В свою очередь они также разделены между собой отдельными угловыми и стратиграфическими несогласиями, под воздействием чего структурный этаж делится на несколько подэтажей: олигоцен-миоценовый, средне-верхнемиоценовый, миоценовый и верхнеплиоцен-четвертичный.

Образование самого верхнего структурного подэтажа за редким исключением (кроме верхнеплиоценовых долеритовых базальтов) абсолютно не дислоцированы, однако на современном рельефе образуют положительные вулканоаккумулятивные структуры, в разрезах которых мощность лавовых и туфообломочных от-ложений доходит до 2-х (Джавахкские, Цхут-Ишханасарские горы) и даже 3-х км (Арагац). Эти образования на тектонической карте показаны изопахитами, уровни которых у разных структур разные.

Точно так же выделены плиоцен-четвертичные озерно-речные бассейны (новейшие прогибы), которые заполнены озерными и более молодыми озерно-речными рыхлыми, почти недислоцированными отложениями. Мощности последних колеблются от 100-150 м (Ширак, Памбак, Апаран) до 250-300 м (Арарат) и даже до 1 км (Воротан).

Как было отмечено выше, из образований верхнеплиоценового-четвертичного подэтажа заметно дислоцированы только покровы долеритовых базальтов (Харазян, 1966, Габриелян, Харазян, 1967), которые образуют надразломные асимметричные антиклинали – флексуры (Арпи-Казанчийская, Амасийская, Катнахбюрская, Норк-Марашская). Те же лавы на Цалкинском лавовом плато в Южной Грузии в широтном направлении образуют антиклинали и

синклинали с амплитудами до 100 м и углами падения крыльев складок 25-30°.

Длина самой отчетливо выраженной ***Катнахбюрской складки*** – 20-25 км, амплитуда – 175 м. Эта складка простирается вдоль южной границы Лорийского лавового вулканического плато по северной ветви Базумского глубинного разлома. Угол падения крутого северного крыла складки доходит до 45°. ***Арпи-Казанчийская*** асимметричная антиклинальная складка в том же широтном направлении протягивается вдоль северной стороны верхних течений долины р.Ахурян. Здесь местами базальтовая складка-флексура просто срезается, образуя длинные скалистые выходы с базальтовыми дайкоподобными вертикальными стенами. Аналогичная флексурная складка прослеживается также вдоль противоположного берега долины р.Ахурян – от с.Вардаблур (на востоке) до окрестностей села Шурабад.

Сравнительно более интенсивно дислоцированы образования нижних трех подэтажей этого структурного этажа.

Молассовые олигоцен-нижнемиоценовые песчано-глинистые отложения в юго-восточных подступах к Еревану, в северной стороне Шорахбюрской антиклинальной складки образуют ***Джрвежскую синклиналь***, которая протягивается по Джрвежскому ущелью до юго-западных подножий Гегамских гор. Обнажается только юго-восточное крыло синклинальной складки, которое сложено пестроцветными песчано-глинистыми породами олигоцен-миоцена (левый склон Джрвежского ущелья), и на них с угловым несогласием залегает среднемиоценовая гипсоносно-соленосная толща (правый склон Джрвежского ущелья). Последняя, однако, здесь представлена гипсоносными разностями. Соленосные компоненты разреза толщи и залегающие на них верхнесарматские морские песчано-глинистые отложения по данным буровых скважин погребены под четвертичными лавами Джрвеж-Котайкского плато. По данным анализа материалов тех же скважин и геофизических исследований, джрвежские гипсоносно-соленосные и верхнесарматские морские песчано-глинистые отложения с весьма большой мощностью погребены под верхнеплиоцен-четвертичными недислоцированными рыхлыми отложениями Ереванского прогиба (Ереванского соленосного бассейна). Последний – классический грабен-

синклинорий, на крайнем юго-востоке которого расположена Джрвежскую синклиналь.

Основной признак тектоники ***Ереванского прогиба*** – широкое развитие соляных куполов, часть из которых прекрасно прослеживается и на современном рельефе по многочисленным округлым куполообразным формам долеритовых базальтов и отдельных их выходов (Ераблур, Мурадблур, Аван, Зейтун, Птхни, Арамус и т.д.).

В окрестностях этих холмов обычно хорошо рассматриваются соответствующие углубления, как компенсационные прогибы (впадина Ботанического сада между куполами Зейтуна и Авана и др.).

В пределах соляных куполов мощность соленосных пластов обычно превышает 1 км. Под ними средние глубины соляных пластов превышают 250-300 м. В компенсационных прогибах эта глубина гораздо больше – 1000-1500 м.

Севанский прогиб охватывает всю территорию Большого Севана и Масрикской равнины. Это типичный синклинальный грабен-прогиб, полностью выполненный миоценовыми, плиоценовыми и четвертичными морскими, пресноводными и вулканогенными пролювиальными образованиями, которые обнажаются в районе Норатусского мыса, подсеченные многочисленными скважинами. В пределах прогиба этими отложениями сложены многочисленные мелкие складки, две из которых обнажаются в пределах мыса Норатус. Здесь, к востоку от с.Арцвакар и севернее от него на берегу озера Севан в ядре первой складки обнажаются туфопесчаники, туфобрекчии миоплиоценовых вулканогенно-осадочных отложений и чередующиеся с ними в верхних частях разреза дресвовые глины, которые на крыльях складки покрываются глинами кровли той же свиты и слоями пемзовых песков. Вблизи с.Арцвакар буровая скважина, на берегу р.Гаварагет в ядре антиклиальной складки подсекла глинистые отложения сармата мощностью почти 1 км. Углы падения крыльев антиклинальной складки Арцвакара 30-35°.

В пределах прогиба верхнесарматские песчано-глинистые отложения также подсечены буровой скважиной Карчахшюр-1 на глубине 250 м, что свидетельствует о протяженности сарматских морского бассейна на восток.

По данным геофизических и региональных тектонических исследований неогеновый Севанский прогиб под Гегамскими

горами по всей вероятности воссоединяется с Ереванским грабен-прогибом.

Почти во всех районах распространения миоплиоценовых вулканогенно-обломочных отложений третьего подэтажа эти свиты заметно дислоцированы и образуют брахиантиклинальные плоские простые складки, самой типичной из которых является **Варденисская брахиантиклиналь**. Ось этой складки по водоразделу одноименного хребта в широтном направлении протягивается вдоль всей его длины. Углы падения северного и южного крыльев брахиантиклинали – 12-15° и они спокойно спускаются до прибрежной зоны озера Севан и нижние склоны Егенисской долины. Интересно, что точно так же ориентирована сложенная мел-палеоцен-эоценовыми отложениями Масрикская антиклинальная складка, обнажающаяся из-под неоген-четвертичных отложений на восточной окраине Варденисской складки.

Настоящей **брахиантиклинальной** складкой является также тектоническая структура миоплиоценовых вулканогенных отложений **Цахкуняцских гор** (Милановский, 1956), вершина которой находится на водоразделе хребта, а крылья спускаются до подножья г.Араилер и долины р.Мармарик.

Литература к главе 1.

1. Агамалян В.А. Геология и петрология сланцевого комплекса Арзаканского кристаллического массива (Армянская ССР). Автореф. Канд. дисс. М. МГУ, 1970.

2. Азарян Н.Р. Юра. В кн. «Геология Армянской ССР», т.2, Стратиграфия, АН Арм. ССР, Ереван, 1964.

3. Акопян В.Т. Стратиграфия юрских и меловых отложений юго-восточного Зангезура. АН Арм.ССР, Ереван, 1962.

4. Акопян В.Т. Меловая система. В кн. «Геология ССР», XLIII, Армянская ССР, «Недра», Л., 1970.

5. Акопян В.Т. Биостратиграфия и гастроподы верхнемеловых отложений Армянской ССР. Автореф. докт. д., Л., 1973.

6. Асланян А.Т Региональная геология Армении. Айпетрат, 1958.

7. Варданянц Л.А. Тектоническая карта Кавказа в масштабе 1:1000000. Труды ВСГЕИ, новая серия, т.18, 1955.

8. Габриелян А.А. Основные вопросы тектоники. Изд. АН Арм.ССР, 1959.

9. Габриелян А.А. Палеоген и неоген Армянской ССР. АН Арм. ССР, Ереван, 1964.

10.Габриелян А.А., Саркисян О.А. и др. Тектоническая карта и карта интрузивных формаций Арм.ССР. Изд.Митк, Ереван, 1968.

11.Габриелян А.А., Харазян Э.Х. К неотектонике Лорийского, Гукасянского и Цалкинского лавовых плато. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, №1-2, 1967.

12. Габриелян А.А., Саркисян О.А., Симонян Г.П. Сейсмотектоника Арм.ССР. Изд. ЕГУ, Ереван, 1981.

13. Заридзе Г.М., Татришвили Н.Ф. О возрасте Цалкинского лавового комплекса. ДАН СССР, т.IX, №1, 1948.

14. Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Севанской впадины. Бюлл. МОИП, отд. геология, т.XXXV, 1956.

15. Паффенгольц К.Н. Сейсмотектоника Армении и прилежащих частей Малого Кавказа. Изд. АН Арм. ССР, 1947.

16. Саркисян О.А. Геологическое строение и история тектонического развития Севано-Ширакского синклинория (Малый Кавказ). Автореф. докт. д. Ереван, 1973.

17. Харазян Э.Х. Стратиграфическое положение долеритовых лав Лорийского плато в разрезе вулканического комплекса Джавахкского хребта. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, №5, 1966.

18. Харазян Э.Х. К новейшей тектонике северо-западной части Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, т.XXIV, №5, 1971.

19. Харазян Э.Х., Амарян В.М. и др. Геологическое доизучение м-ба 1:50000 на территории Зангезурского геолого-экономического района (листы J-38-33-А,Б,В,Г; J-45-А,Б). Фонды УГ Арм. ССР, 1985.

20. Харазян Э.Х., Геворкян И.С. Геологическая карта СССР, М1:50000, республика Армения (листы К-139-Г;140-В,Г; J-38-7-Б;8-А). Объяснительная записка. Фонды «Армгеология», 1990.

21. Խարազյան Է.Խ. Հայաստանի Հանրապետության երկրաբանական քարտեզներ: Մ: 1:1000000, 1:2500000, Հայերկրաբանության ֆոնդեր, 2003:

22. Խարազյան Է.Խ. Հայաստանի Հանրապետության երկրաբանական քարտեզ: «Տիգրան Մեծ» հրատ., Երևան, 2005.

Глава 2. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ВУЛКАНИЗМ РЕГИОНОВ АРМЕНИИ

2.1. ГЕОЛОГИЯ КАЙНОЗОЯ И ЧЕТВЕРТИЧНЫЙ ВУЛКАНИЗМ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ АРМЕНИИ

2.1.1. Палеоген

Эоцен. ***Нижний эоцен, маралсарская свита.*** Нижнеэоценовые отложения развиты на Амасийском хребте в мульдовой части синклинали (севернее с.Дашкерпи), а также вдоль северных крыльев антиклинали в районе с.с.Крашен, Мец-Сариар, Кармракар, Овуни, где они прослеживаются узкой полосой, залегая трансгрессивно на фаунистически охарактеризованных карбонатных отложениях кампана-маастрихта.

Эти отложения представлены известняками, песчанистыми известняками, реже конгломератами, общей мощностью около 150м. А.Т. Вегуни и А.Е. Птугян (1967) к северо-западу от с.Дашкерпи приводят следующий разрез:

1. Конгломерат серого, местами бурого цвета, цемент плотный, крупнозернистый. Гальки не очень хорошей окатанности диаметром до 5-6 см, сложены известняками, песчаниками и вулканогенными породами – 5 м.

2. Песчаник известковистый, крупнозернистый, плотный, серого цвета – 2 м.

3. Чередующийся слой мелко- и среднезернистых плотных туфопесчаников желтовато-серого цвета – 3, 5 м.

4. Известняк крупнозернистый, слабопесчанистый, серого цвета – 0.5 м.

5. Чередующиеся слои (толщиной 5-20 см) известняков и мелкозернистых известковистых песчаников серого цвета – 5 м.

6. Песчаник известковистый, крупнозернистый, рассланцованный, серого цвета, содержит представителей крупных фораминифер: *N.globules Leym (A) cf. planulatus Low.*

7. Известняк мелкозернистый, плотный слабопесчанистый, *тонкослоистый, сильно трещиноватый темно-серого черноватого* цвета. Встречаются нуммулиты, из которых удалось определить:

Nummulites ef bolcensis Mun. Et Chalm, N.planutalus Lam., N.Burdigalensis de la Harpe – 2 м.

8. Известняк массивный, мелкозернистый, серого цвета – 6 м.

На северном крыле Крашен-Мец-Сариарской антиклинали А.Т. Вегуни и А.Е. Птухян приводят другой разрез:

1. Известняк песчанистый, крупнозернистый, брекчиевидный, бурого цвета. Встречаются рыбные остатки – 12 м.

2. Известняк мелкозернистый, массивный, серого цвета – 1 м.

3. Рассланцованные песчанистые известняки и мелкозернистые, мелкооскольчатые глинистые известняки темно-серого цвета – 15 м.

Известняки большей частью имеют органогенно-обломочную структуру. Порода состоит из обильных криптокристаллических частиц кальцита, покрытых непрозрачными глинистыми частицами.

Рассматриваемые отложения в возрастном отношении и по стратиграфическому положению аналогичны выделенным вдоль бортов Севано-Ширакского синклинория фаунистически охарактеризованным нижнеэоценовым отложениям, подстилающим туфоосадочные образования среднего эоцена.

Отметим, что О.А. Саркисян (1966) выделяет здесь «лусахпюрскую свиту» нижнеэоценового возраста фактически за счет объема туфоосадочных образований среднего эоцена, что не согласуется с региональными данными по Севано-Ширакскому синклинорию, в котором подошва среднего эоцена проводится по туфоосадочным слоям, залегающим выше карбонатных образований.

Относимые нами к нижнему эоцену отложения выделены из объема карбонатных образований, ранее относимых к верхнему сенону, и вполне коррелируются с фаунистически датированными отложениями, развитыми как в районе СВ Дашкерпи и Маралсар, так и в других регионах.

Средний эоцен. Среднеэоценовые отложения имеют широкое развитие на Амасийском, Базумском и Ширакском хребтах, слагая в основном синклинальные прогибы. Небольшие их выходы зафиксированы на северо-западном крыле Ениельской антиклинали и на северных подножьях вулкана Езнасар из-под неоген-четвертичных лав.

Среднеэоценовые отложения подсечены на глубине скважинами в пределах Ширакской котловины.

Богатый материал по стратиграфии и литолого-петрографическому составу среднеэоценовых образований содержится в работах К.Н. Паффенгольца, А.Габриеляна, А.Т. Асланяна, О.А. Саркисяна, А.Т. Вегуни и А.Е. Птухяна, С.М. Григорян.

Исследователи при попытке расчленения среднего эоцена предлагают выделять в его составе несколько свит, из коих нами, как наиболее обоснованные и хорошо выраженные в природе, приняты только две – ширакская и памбакская.

Ширакская свита сложена в основном осадочными и туфоосадочными породами.

Классические ее разрезы наблюдаются на Ширакском хребте. Ниже приводятся некоторые из этих разрезов, составленные в свое время А.Т. Вегуни и А.Е. Птухяном (1967). В 1.5 км к северо-западу от с.Овуни на южном склоне Ширакского хребта снизу вверх обнажаются:

1.Туфопесчаники, мелко- и среднезернистые слабоглинистые, мелкооскольчатые, тонкослоистые с прослоями туффита. Общий цвет пачки голубовато-серый – 3 м.

2.Туфопесчаник среднезернистый, тонкослоистый, рыхлый, серого цвета – 6 м.

3.Пачка чередующихся слоев мелко- и среднезернистых, мелкооскольчатых слоистых туфопесчаников и глинистых мелкозернистых туфопесчаников серого цвета – 21 м.

4.Туфобрекчии грязно-серого цвета, цемент туфопесчанистый, крупнозернистый, рыхлый, обломки средней окатанности, диаметром 6-7 мм, состоят из вулканогенных и туфоосадочных пород – 3 м.

5.Пачка чередующихся слоев мелко- и среднезернистых, местами рыхлых туфопесчаников, общий цвет пачки зеленовато-серый – 36 м.

6.Туфопесчаники крупнозернистые, плотные, зеленовато-серого цвета – 55 м.

7.Туфопесчаник от мелкозернистого до крупнозернистого, плотный, слабо известковистый, грязно-серого цвета – 35 м.

8.Песчаник известковистый, тонкослоистый, мелкозернистый, плотный, мелкооскольчатый, серого цвета – 1.5 м.

9.Пачка ритмично чередующихся тонких слоев плотных, мелкозернистых туфопесчаников зеленовато-серого цвета и мелкообломочных туфобрекчий.

10.Туфопесчаник грубозернистый, рыхлый, светло-зеленоватого цвета – 35 м. Песчаники в основном состоят из полевых шпатов и кварца – 0.9 м.

11.Ритмично чередующиеся слои мелкозернистых плотных известковистых туфопесчаников, глинистых туфопесчаников и прослоев мелкогалечных туфобрекчий – 30 м.

12.Силловая залежь габбро-порфиритов – 80 м.

13.Чередующиеся слои туфов светло-серого цвета и туфобрекчий зеленоватого цвета – 25 м.

14.Покров андезитовых порфиритов – 10 м.

15.Чередующиеся слои мергелеподобных известняков с раковистым изломом красноватого и серого цветов, известковистых туфопесчаников и туфобрекчий – 45 м.

16.Брекчия со слоями известняков и известковистых песчаников, цемент брекчий песчанистый, крупнозернистый, плотный. Обломки средней окатанности диаметром от 2 до 5 см представлены вулканогенными и осадочными породами. В цементе брекчий содержатся в достаточном количестве нуммулиты: *N. Laevigatus Brug. (B), N.uraniensis Neim (B). N.gallensis Neim (A,B), N.atacicus Leum (A,B) – 35 m.*

17.Туфопесчаник известковистый, тонкослоистый, мелкозернистый, зеленовато-серого цвета – 5 м.

18.Пачка чередующихся слоев мелкозернистых плотных туфопесчаников зеленовато-серого цвета, сильно трещиноватых средне- и крупнозернистых туфопесчаников и прослоев фельзитовых туфов желтовато-серого цвета – 5 м.

19.Туфопесчаник светло-зеленоватого цвета с прослойками туффита и фельзитового туфа. Туфопесчаник от мелкозернистого до среднезернистого, плотный, выделяется слоями толщиной в 5-6 см. Отдельные слои содержат обугленные остатки морской фауны – 45 м.

20.Пачка чередующихся слоев мелко- и среднезернистых плотных слоистых туфопесчаников, туффитов и туфобрекчий светло-зеленоватого цвета – 125 м.

21.Туфопесчаник слабоглинистый, мелкозернистый, тонкослоистый, плотный, светло-зеленоватого цвета. Поверхность породы выветрелая, крупнооскольчатая – 25 м.

22.Туфопесчаник слабоизвестковистый, слоистый, среднезернистый, плотный – 37 м.

23.Известняк туфогенный, среднезернистый, плотный, черноватого цвета – 0.5 м.

24.Туфопесчаник слоистый, мелкозернистый, плотный со слоями туфов и туффитов. Цвет светло-зеленоватый – 57 м.

25.Туфопесчаник среднезернистый, но очень плотный, слабоизвестковистый светло-коричневого цвета, обогащенный гидроокислами железа – 15 м.

26.Известковистый среднезернистый плотный туфопесчаник серого цвета, выделяется слоями 10-15 см толщиною – 2-7 м.

27.Чередующиеся слои рыхлых средне- и крупнозернистых туфопесчаников желтовато-серого цвета, плотных песчанистых известняков серого цвета и мелкозернистых, слабоглинистых, мелкооскольчатых песчаников светло-серого цвета. Отдельные слои песчанистых известняков и туфопесчаников содержат мелкие нуммулиты среди которых определены: *Natacicus Leum (A), N.gallensis Heim (A.) N.burdigalensis de la Harpe* – 20 м.

28.Туфопесчаник известковистый, плотный от мелкозернистого до крупнозернистого, зеленоватого цвета, выделяется слоями 3-25 см толщиною – 40 м.

29.Туфоалевролит плотный с раковистым изломом светло-зеленого цвета – 35 м.

30.Туфобрекчия, цемент туфопесчанистый, грубозернистый, плотный, обломки – угловатые, диаметром до 1.5 см, представлены в основном вулканогенными породами – 15 м.

31.Пачка чередующихся слоев (толщиною 10-15 см) туфов зеленоватого цвета – 50 м.

32.Чередующиеся слои плотных мелкозернистых туфогенных известняков серого цвета и туффитов зеленоватого цвета – 80 м.

33.Туфопесчаник мелкозернистый, плотный, слоистый, грязно-зеленоватого цвета – 30 м.

34.Туфоалевролит мелкозернистый, слоистый, зеленоватого цвета – 15 м.

35.Туфопесчаник слоистый, мелкозернистый, светло-серого цвета – 35 м.

Другой полный разрез ширакской свиты обнажается в 1.5 км севернее с.Мец-Сариар, на северном крыле антиклинали.

1.Пачка темно-серых туфопесчаников со слоями туфоалевролитов, тонкослоистых, сильно трещиноватых, мелкооскольчатых – 10 м.

2.Туфопесчаник грязно-зеленоватого цвета, мелкозернистый, мелкооскольчатый, обогащенный глинистым материалом, – 15 м.

3.Туфопесчаник среднезернистый, на выветрелой поверхности, рассланцованный, зеленовато-серого цвета – 6 м.

4.Чередующиеся слои серых мелкозернистых туфопесчаников и туфоалевролитов – 4 м.

5.Туфопесчаник мелко- и среднезернистый, плотный, светло-серого цвета, имеет толстую (20-30 см) слоистость – 6.5 м.

6.Пачка чередующихся слоев среднезернистых туфопесчаников и известковистых плотных туфопесчаников серого цвета – 22.5 м.

7.Туфобрекчия зеленовато-серого цвета, цемент туфопесчанистый, плотный, обломки плохой сохранности и мелких размеров состоят в основном из вулканических пород – 10 м.

8.Пачка чередующихся слоев зеленовато-серых толстослоистых (20-25 см), плотных туфопесчаников и туфоалевролитов. Туфоалевролит – грязно-серого цвета, тонкослоистый – 11 м.

9. Туфобрекчии грязно-зеленоватого цвета – 28 м.

10.Туфопесчаник среднезернистый, плотный светло-серого цвета – 1.5 м.

11.Туфопесчаник, крупнозернистый, рыхлый, трещиноватый, серовато-зеленого цвета – 1.5 м.

12.Туфопесчаник среднезернистый, плотный, серого цвета – 10 м.

13.Туфопесчаник известковистый, плотный, тонкослоистый, светло-серого цвета – 5 м.

14.Туфопесчаник среднезернистый, рыхлый, сильно трещиноватый, темно-серого цвета с шаровидной отдельностью – 1.5 м.

15.Чередующиеся слои темно-серых мелкозернистых, плотных, тонкослоистых слабоизвестковистых туфопесчаников и серых среднезернистых сильно трещиноватых туфопесчаников – 15 м.

16.Туфобрекчия зеленовато-серого цвета, цемент туфопесчанистый, обломки состоят из вулканогенных пород – 5 м.

17.Пачка плотных среднезернистых, среднеслоистых туфопесчаников светло-серого цвета с прослойками светло-зеленоватых туфоалевролитов – 48 м.

18.Туфобрекчия светло-зеленого цвета – 30 м.

19.Туфопесчаник среднезернистый, плотный, светло-серого цвета – 4 м.

20.Гидротермально измененная обохренная порода бурого цвета – 1 м.

21.Туфопесчаник мелкозернистый, плотный, зеленовато-серого цвета – 10 м.

22.Туфопесчаник слоистый, мелкозернистый, плотный, крупнооскольчатый, светло-серого цвета – 55 м.

23.Покров андезитового порфирита – 5 м.

24.Пачка ритмично чередующихся слоев мелкозернистых туфопесчаников и туфоалевролитов зеленоватого цвета – 60 м.

25.Толстослоистый (15-25 см) известковистый песчаник. Порода обогащена гидроокислами железа. Цвет его на поверхности желтовато-серый, на свежем изломе светло-серый. Отдельные слои содержат плохой сохранности нуммулиты, из которых удалось определить *N.atacicus Leum (A), N.gallensis Heim (A)* – 20 м.

26.Туфопесчаник мелкозернистый, плотный, слоистый, крупнооскольчатый, серого цвета – 30 м.

27.Чередующиеся слои средне- и крупнозернистых плотных крупнооскольчатых туфопесчаников светло-серого цвета. Содержат гидроокислы железа в виде налетов и вкрапленников – 20 м.

28.Туфопесчаники, аналогичные слоям предыдущего пункта, – 7 м.

29.Известняк массивный, мелкозернистый с раковистым изломом – 0.4 м.

30.Туфопесчаник тонкослоистый, известковистый, плотный, крупнооскольчатый, зеленоватого цвета – 5 м.

31.Известняк темно-серого цвета, массивный, мелкозернистый с раковистым изломом – 0.3 м.

32.Туфопесчаник крупнозернистый, тонкослоистый, плотный, серого цвета. Содержит включения гематита – 50 м.

33.Туфобрекчия зеленоватого цвета. Цемент туфопесчанистый, плотный. Обломки состоят из вулканогенных пород – 25 м.

34. Туфопесчаник крупнозернистый, плотный – 6 м.

35. Туфопесчаник мелкозернистый, слоистый, местами окварцованный, плотный, с прослоями зеленовато-серых туфоалевролитов – 60 м.

36.Зеленовато-серый туфопесчаник средне-крупнозернистый, плотный, толстослоистый (10-25 см) – 150 м.

37.Туфопесчаник известковистый, мелкозернистый, плотный, тонкослоистый, зеленоватого цвета – 45 м.

38.Известняк массивный, крупнозернистый, обогащенный туфогенным материалом, толстослоистый (15-20 см) с раковистым изломом. Содержит включения хлорита – 21 м.

39.Туфопесчаник крупнозернистый, рыхлый, серого цвета – 2.5 м.

40.Известняк плотный, крупнозернистый, темно-серого цвета – 3 м.

41.Туфоалевролит мелкозернистый, плотный с раковистым изломом, зеленоватого цвета – 6 м.

42 Известняк, аналогичный пункту 40, – 0.5 м.

43.Песчаник слабоглинистый, мелкозернистый, серого цвета – 10 м.

44.Брекчия, цемент туфопесчанистый, плотный, крупнозернистый, обломки диаметром 2-5 мм состоят из туфопесчаников, туфоалевролитов, известняков. Цвет грязно-зеленоватый, в цементе встречаются весьма плохой сохранности нуммулиты, часто целиком заохренные, из которых удалось определить *N.uroniensis Heim, N.gallensis Heim, Assilina* – 50 м.

45.Туфопесчаник крупнозернистый, рыхлый, зеленовато-серого цвета – 5 м.

46.Покров фельзитоподобного туфа зеленовато-серого цвета – 0,3 м.

47.Ритмичное чередование слоистых, в основном среднезернистых, плотных туфопесчаников зеленоватого цвета, андезитовых порфиритов, др. туфов и тонких прослоев известняков темно-серого цвета – 60 м.

48.Чередующиеся слои мелкозернистых, слоистых (5-7 см), плотных туфопесчаников и туфоалевролитов зеленовато-серого цвета – 120 м.

49.Пласт фельзитового туфа – 0.3 м.

50.Пачка чередующихся слоев, мелко-среднезернистых, плотных туфопесчаников светло-зеленоватого цвета, туфоалевролитов и др.туфов – 70 м.

Общая мощность разреза – 1080 м.

На правобережье р.Ахурян очередной разрез ширакской свиты составлен на северных окраинах с.Азизбеков Амасийского района:

1.Туфопесчаник среднезернистый, очень плотный, крупнооскольчатый, коричневатого цвета со слоями мелкозернистых, тонкослоистых, мелкооскольчатых, плотных туфопесчаников темно-серого цвета – 18 м.

2.Туфоалевролит слабо известковистый, мелкозернистый, крупнооскольчатый, светло-коричневого цвета – 0.8 м.

3.Туфопесчаник грубозернистый, коричневатого цвета, рыхлый, трещиноватый, трещины выполнены гидроокислами железа – 4 м.

4.Туфопесчаник известковистый, среднезернистый, сильно трещиноватый, грязно-зеленоватого цвета – 20 м.

5.Пачка чередующихся слоев туфоалевролитов и слабоглинистых, мелкозернистых, мелкооскольчатых туфопесчаников. Общий цвет пачки зеленовато-серый – 10 м.

6.Туфоалевролит тонкослоистый, плотный с раковистым изломом – 11 м.

7.Туфопесчаник среднезернистый массивный, местами заохренный, на свежем изломе темно-серого цвета – 1.8 м.

8.Туфоалевролит коричневого цвета – 4.5 м.

9. Туфопесчаник крупнозернистый, рыхлый, желтовато-серого цвета – 1 м.

10.Туфоалевролит – 0.5 м.

11.Туфопесчаник среднезернистый, слоистый (3-15 см), трещиноватый, крупнооскольчатый, рыхлый, светло-серого цвета – 2.5 м.

12.Туфоалевролит мелкозернистый, тонкослоистый (5-7 см), с раковистым изломом – 15 м.

13.Пачка чередующихся слоев мелкозернистых плотных туфопесчаников и туфоалевролитов зеленоватого цвета – 10.5 м.

14.Туфоалевролит – 1 м.

15.Ритмично чередующиеся слои светло-зеленоватых среднезернистых, трещиноватых туфопесчаников, мелкозернистых известковистых туфопесчаников и тонких слоев известняков, обогащенных туфогенным материалом – 37 м.

16.Пачка светло-зеленоватых туфопесчаников от мелкозернистых до крупнозернистых, плотных, местами рыхлых, трещиноватых. Трещины выполнены гидроокислами железа, имеют хорошую слоистость (10-25 см). В отдельных слоях отмечаются мелкие вкрапленники зеленого цвета, напоминающие хлоритовое вещество – 110 м.

17.Туфопесчаник мелкозернистый, тонкослоистый, плотный, светло-серого цвета с прослоями известковистых мелкозернистых туфопесчаников более темной окраски – 111 м.

18.Известняк, обогащенный туфовым материалом, крупнозернистый,плотный, толстослоистый (25-30 см), темно-серого цвета – 1 м.

19.Туфопесчаник средне-крупнозернистый, не очень плотный, зеленоватого цвета. Песчинки состоят из зерен полевого шпата и кварца. Встречаются остатки крупных фораминифер очень плохой сохранности – 10 м.

20.Туфобрекчии зеленоватого цвета. Цемент туфопесчанистый, крупнозернистый, обломки – угловатые, диаметром до 1.5 см, состоят в основном из вулканогенных пород – 7.5 м.

21.Туфопесчаник мелкозернистый, плотный, светло-серого цвета – 18 м.

22 Пачка чередующиехся слоев от мелкозернистых до крупнозернистых плотных туфопесчаников и туфоалевролетов зеленоватого цвета – 55 м.

23.Туфопесчаник среднезернистый, окварцованный, зеленоватого цвета – 1.5 м.

24.Туфопесчаник толстослоистый (0.5-2.5 см), среднезернистый, плотный, зеленоватого цвета. Местами порода окварцована – 6 м.

25.Туфопесчаник среднезернистый, окварцованный, светло-серого цвета с шаровидной отдельностью – 7 м.

26.Туфопесчаник, аналогичный пункту 24, – 18 м.

27.Пласт фельзитоподобного туфа желтоватого цвета – 0.5 м.

28.Пачка чередующихся слоев мелкозернистых плотных слоистых туфопесчаников, туфобрекчий и окварцованных пород. Цвет пачки грязно-зеленоватый – 50 м.

29.Чередующиеся слои толстослоистых, плотных мелкозернистых туфоалевролитов серого цвета, среднезернистых, плотных, сильно трещиноватых туфопесчаников, обогащенных гидроокислами железа, а также плотных окварцованных туфопесчаников зеленоватого цвета – 75 м.

30.Ритмично чередующиеся слои туфобрекчий зеленоватого цвета и плотных среднезернистых, местами окварцованных сланцевых туфопесчаников серого цвета – 17 м.

31.Туф фельзитоподобный, зеленоватого цвета – 1.5 м.

Общая мощность разреза – около 620 м.

Как уже отмечено, по данным Э.Х. Харазяна на скв.№4 (Камо), пробуренной на ЮЗ стороне с.Камо Ахурянского района у места пересечения Ширакского канала с шоссейной дорогой, на глубине 365 м под вулканогенной свитой неогена были встречены темно-серые до черного средне-крупнозернистые песчаники средней крепости и с развитой сетью разнонаправленных тонких (до 1 мм) карбонатных прожилок.

Часто наблюдаются маломощные (3-4 см) прослойки гравелистой массы и более редко – лигнитов. С глубиной крепость пород постепенно увеличивается.

Судя по керну, падение слоев достигает 25-30°. Эти породы прослеживаются до глубины 470 м.

По всей мощности этой песчанистой пачки встречена мелкая и крупная фораминиферовая фауна, среди которой С.М. Григорян определены: *Nummulites gallensis Heime (B), Hantkenina aragonensis Nutt, Acarinina Bullbokki (Bolli), Globigerina pseudoeocaenica Subb, Gl. Sp. (n/c), Globigerapsis sp. (n/c), Cibicides sp. (n/c), Pleurostomella (n/c),* позволяющие отнести вмещающие их породы к низам среднего эоцена.

Среднеэоценовый возраст Ширакской свиты хорошо обоснован находками пунктов фауны, содержащих *Nummulites laerigatus Brug., N. globules Leym., N. burdigalensis de la Harpe, N.atacicus Leym., N.ceroniensis Heim., N.irregularis Desh.*

Нами также выявлены многочисленные новые пункты, закартированы горизонты с обильной нуммулитовой фауной.

Богатая фауна указывает на наличие лишь нижней части среднего эоцена.

Памбакская свита характеризуется преимущественно развитием вулканогенных фаций – туфоалевролитов, туфобрекчий, *лавовыми покровами различных андезитобазальтов и лишь изредка* нормально-осадочными образованиями. Пользуется большим распространением особенно в правобережье р.Ахурян, где вверх по разрезу согласно сменяет породы ширакской свиты.

Разрез, описанный нами, начиная от бензоколонки пос. Амасия, снизу вверх представлен в следующем виде:

1. На туфоалевролитах ширакской свиты залегает пачка переслаивающихся потоков лав светло-зеленых мелкозернистых андезитов с туфоалевролитами, аз.пад. 15<27° – 70 м.

2. Светло-салатово-серые известковистые туфоалевролиты – 35 м.

3. Пачка переслаивающихся салатово-серых известковистых туфоалевролитов и мощных потоков лав андезитов – 110 м.

4. Туфоалевролиты зеленовато-серые с тонким «слоем» мощностью 15 см андезитодацитов – 5.5 м.

5. Риодациты темно-серые – 0.7 м.

6. Туфоалевролиты зеленовато-серые – 60 м.

7. Светло-салатово-серые плотные мелко-среднезернистые «среднеслоистые» андезиты, аз.пад. 15< 28° – 115,0 м.

8. Плотные мелкозернистые песчаники, переслаивающиеся с тонкозернистыми известковистыми алевролитами, аз.пад. 360< 30° – 60 м.

9. Мелко-тонкозернистые известковистые алевролиты – 80 м.

10. Темно-серые до черного гиалодациты – 5 м.

11. Зеленовато-светло-серые андезиты, аз.пад. 352< 28° – 10м.

12. Темно-серые до черного известковистые туфоалевролиты – 8 м.

13. Плотные мелкозернистые песочного цвета андезиты, образующие скальные выходы в рельефе, – 10 м.

14. Темно-серые до черного известковистые туфоалевролиты – 15 м.

15. Зеленовато-серые андезитовые порфириты, образующие в рельефе «чингили», – 80 м.

16. Пачка темно-серых известковых туфоалевролитов – 12 м.

17. Серые с порфировыми выделениями плагиоклаза андезиты – 65 м.

18. Пачка грубообломочных черно-серых конгломератов, цемент которых состоит из гравия и грубообломочного, плотно сцементированного продукта выветривания темно-серых андезитов; размеры галек достигают 20 см в поперечнике, сложены андезитами –7 м.

19. Гравелистые песчаники – 45 м.

20. Черные с оскольчатым изломом гиалоандезиты – 120 м.

21. Гидротермально измененные (окварцованные) хрупкие с оскольчатым изломом гиалоандезиты – 100 м.

Далее местность задернована.

Суммарная мощность пород памбакской свиты в приведенном разрезе составляет 1013 м.

Э.Х. Харазяном эоценовые породы в существенно вулканогенных фациях обнаружены на северо-восточной стороне вулканического конуса Езнасар, на пограничной территории Армении с Грузией. Здесь вдоль правого берега речки Бавра у ее истоков протягивается близмеридиональная цепочка (длиной до 0.7 км) невысоких (15-20 м) холмиков, полностью сложенных палеотипными вулканогенными породами. На юге они уходят под среднечетвертичные кварцсодержащие андезиты Езнасара, а на севере – под верхнеплиоценовые долеритовые базальты Ахалкалакского плато.

Все указанные холмики имеют резко асимметричное строение с наиболее крутыми и скалистыми южными склонами и более пологими и спокойными – северными.

Это обусловлено выдержанным северным падением разреза вулканогенной толщи с многочисленными лавовыми потоками среди вулканогенно-обломочного вместилища.

Самый южный холмик цепочки – это уступ, сложенный черными плотными андезитобазальтами с мелкоглыбовой отдельностью. Содержит многочисленные вкрапленники крупного (до 6 мм) призматического плагиоклаза и пироксена. Общее залегание северное под углом 30°.

На северном склоне этого же холмика встречены куски агата, судя по форме кусков, слагающих жилы, толщиной до 4-5 см.

Далее к северу на 100-110 м второй уступ, снова сложенный теми же черными палеотипными андезитобазальтами. И так до самого северного холмика, где на северном подножье указанные палеотипные лавы снова перекрываются кварцсодержащими андезитами Езнасара, переходящими здесь на левый берег речки Бавра.

Полностью упомянутыми палеотипными андезитобазальт-андезитами сложена другая цепь (длинной около 2.5 км) более внушительных возвышенностей северо-западного простирания, служащая водоразделом между р.р.Дзкнаджур и Бавра и включающая в себя высоты 2244.0; 2280.7; 2276.4 и около 2245.0 м. Причем всюду сохраняется выдержанное северное падение 340-350°< 30-32°. Таким образом, можно установить примерную мощность этой лавовой толщи при длине выходов по азимуту падения 2.8 км и углу падения 30°, что составляет около 1 км.

Самый западный выход палеотипных андезитобазальт-андезитов находится в 2 км к З-ЮЗ от вулканического массива Езнасар в 900 м к северу от высоты 2308.4 м.

Округлая изолированная гора, обтекаемая с северо-запада верхнеплиоценовыми долеритами, а с юго-востока кварцсодержащими андезитами Езнасара, расположена между двумя истоками речки Дзкнаджур. Почти вся поверхность этой горы травянистая, хотя обломки лав попадаются очень часто и на всех склонах. Более или менее нормальные коренные выходы в виде плоских мелкоглыбовых выступов наблюдаются только на вершинной площадке. Здесь андезитобазальты очень сильно выветрелые с луковично-скорлуповатой отдельностью. Падение снова северное.

На юго-восточном и южном склонах все чаще попадаются небольшие куски желтоватых алевролитов и песчаников, по-видимому, туфогенного облика. Коренные выходы этих осадочных пород могут быть в основании южных склонов, однако здесь все покрыто почвой либо молодыми лавами Езнасара.

И наконец, последний выход палеотипных эффузивных пород, закартированных еще А.Т.Вегуни (1967), находится на западном конце Ениельского выхода верхнемеловых карбонатных пород. На южном склоне высоты 2306.4 м, примерно в 600 м к СВ от с.Гелли из-под покрова кварцсодержащих андезитов Езнасара об-

нажаются сильно выветрелые желтовато-охристые андезиты с отчетливым порфировым сложением и белыми вкрапленниками полевого шпата. Порода легко разрушается, превращаясь в дресву. Здесь же, чуть северо-восточнее встречаются значительно более светло-серые разновидности с многочисленными вкрапленниками плагиоклаза. Отдельность породы мелкоглыбовая, преобладающая трещиноватость близвертикальная. Дальше к северо-востоку, в сторону северного края верхнемеловой карбонатной толщи, у родника эти породы мелкоглыбовые, остроглыбовые, грубоплитчатые (с падением от 320°< 30° до 20°< 32°), яснопорфировые с многочисленными вкрапленниками плагиоклаза и биотита.

С севера андезиты перекрываются кварцсодержащими андезитами Езнасара. Непосредственного контакта андезитов с верхнемеловой карбонатной толщей не наблюдается и трудно судить о характере залегания андезитов – это рвущее тело или лавовый покров?

Переходя к возрасту описываемой палеотипной лавовой толщи окрестностей вулкана Езнасар, следует отметить, что северные выходы, по всей вероятности, могут соответствовать вулканитам памбакской свиты. Подстилающие туфогенные – туфогенно-осадочные образования ширакской свиты здесь скорее всего перекрыты лавами Езнасара. Следы последнего сохранились лишь на западном от Езнасара выходе.

Данные абсолютного возраста по К-Ar методу для черных андезитобазальтов северных выходов показали 41-42 млн.лет, что соответствует среднему эоцену.

Что касается северогелинского выхода, то его отнесение к памбакской свите весьма условно. А может быть, это начало эоценового разреза (т.е. ширакская свита), столь близкого к выходам карбонатных пород гогаранской свиты. Вопросы эти остались открытыми.

Верхний олигоцен-нижний миоцен, *бандиванская свита.* Олигоценовые отложения имеют весьма ограниченное распространение и проявляются в виде эрозионных останцев в мульдах небольших синклинальных структур в районе с. Бандиван и к северу от ст.Джаджур (Джаджурское месторождение угля).

Эти отложения выделяются под названием бандиванской свиты и выражены преимущественно в озерно-пресноводных фациях, при наличии отдельных пластов битуминозных сланцев и углей.

Ниже приводятся разрезы этих отложений с привлечением данных горных выработок и скважин, заимствованные у А.Т. Асланяна и Л.А. Рудзянского (1954).

В районе с.Бандиван наблюдается следующий восходящий разрез олигоценовых отложений:

1. Базальные конгломераты мелкообломочные, грязно-желтоватого цвета с окатанными и неокатанными обломками андезитовых туфов, известняков, габбро-диоритов и габбро-порфиритов, сцементированных песчаным материалом – 20 м.

2. Песчаники глинистые, мелкозернистые, плотные, слоистые, желтоватого цвета – 20 м.

3. Глина песчанистая, слоистая, светло-серого, местами желто-серого цвета с тонкими прослойками мергелей – 13 м.

4. Глинистые сланцы серого и светло-бурого цвета с прослойками глины и тонкозернистых известняков – 22 м.

5. Алевролиты мелкозернистые, желто-серого и светло-желтого цветов с красноватым оттенком – 14 м.

6. Битуминозные алевролитовые сланцы темно-серого цвета с прослойками (0.1-0.25 м) алевролита и глинистых сланцев – 16 м.

7. Песчаники крупнозернистые, желтого цвета – 7 м.

8. Битуминозные алевролитовые сланцы серого, темно-серого цветов – 4 м.

9. Песчаники крупнозернистые, желтого цвета – 4 м.

10. Битуминозные, алевролитовые сланцы серого цвета с прослойками (0.1-0.25 м) глины и песчаников – 5 м.

11. Песчаники крупнозернистые, желтого цвета – 10 м.

12. Битуминозные алевролитовые сланцы темно-серого цветов с прослойками (0.05-0.2 м) алевролитов – 7 м.

13. Песчаники среднезернистые, темно-серого и желтого цветов – 8 м.

14. Битуминозные, алевролитовые сланцы темно-серого цвета с прослойками (0.05-0.2 м) глины и алевролитов – 7 м.

15. Алевролиты мелкозернистые, светло-желтого и желто-серого цветов с прослойками (0.05-0.15 м) битуминозных сланцев и мергелей – 82 м.

16. Песчаники желтые среднезернистые – 10 м.

17. Алевролиты мелкозернистые, темно-серого цвета – 13 м.

18. Песчаники среднезернистые, светло-желтого цвета – 5 м.

19. Алевролиты желтые мелкозернистые – 13 м.

20. Песчаники светло-желтые, желто-серые, среднезернистые с прослойкой (0.05-0.1 м) глин и алевролитов – 56 м.

По данным документации штольни, расположенной в ущелье р.Байтар, юго-западнее колхозной конюшни с.Бандиван:

0.00 до 14.7 м – делювиальные отложения, представленные глинами желтого цвета с обломками битуминозных алевролитов и песчаников, размерами от 0.5 до 20 см.

От 14.7 до 23.2 м – битуминозные алевриты серого цвета, сильно трещиноватые, слоистость не наблюдается. В породе наблюдаются остатки растений. При ударе молотком алевриты издают характерный запах битума.

От 23.3 до 23.7 м – битуминозные алевриты серого цвета, сильно трещиноватые.

От 24.3 до 24.9 м – глины песчанистые, желтые, плотные.

От 24.9 до 27.4 м – битуминозные алевриты серого цвета со слабо выраженной слоистостью, при ударе молотком издают характерный запах битума.

От 27.4 до 28.5 м – Песчаники желтого цвета, среднезернистые.

Джаджурские угленосные отложения представлены также в основном алевролитами и глинами и имеют мощность около 100 м. В толще алевролитов залегают, по данным разведочных работ, 6 пластов бурого угля, один пласт горючего сланца, пласты пресноводных ракушечников, песчаников и глинистого известняка.

Алевролиты и глины серого и зеленоватого цветов, тонко- и среднезернистые, углистые, нередко с остатками пресноводной фауны, в том числе и рыб.

Песчаники тонкозернистые, серого и коричнево-серого цвета, тонкослоистые, плитчатые, содержат большое число обуглившихся растительных остатков.

Известняки светло-серого цвета, глинистые, переполнены местами пресноводной фауной.

В основании толщи при разведочных работах были обнаружены гальки из туфогенных пород эоцена и прорывающих эти структуры пластовых залежей габбро-диоритов и габбро-порфиритов. Ниже приводится описание керна скважины №6, вскрывшей эти отложения:

0.00 - 1.00 м – делювиальные отложения.

1.00 - 4.85 м – глины коричневые, плотные, местами жирные.

4.85 - 10.85 м – сажистые угли коричневато-черного цвета, перемятые со смолистыми тельцами и с примесью глины.

10.85 - 12.05 м – глины светло-зеленого цвета, жирные, вязкие.

12.05 - 13.58 м – сажистые угли черного цвета.

13.58 - 22.25 м – глины светло-зеленые, плотные и вязкие.

В штольне №6 наблюдается следующая картина:

0.00 - 4.6 м – глины желтого цвета, плотные, перемятые.

4.6 - 5.3 м – сажистые угли черновато-бурого цвета. У кровли штольни прослой углей выклинивается.

5.3 - 14.3 м – глины зеленовато-серого цвета. Угол падения пластов 40°.

14.3 - 16.75 м – туфы светло-желтого цвета, тонкослоистые, трещиноватые, трещины заполнены глиной желтого цвета.

16.75 - 17.6 м – глинистые сланцы серого цвета, слоистые, линзы и отдельные слои имеют светло-синий, светло-зеленый, кирпично-красный цвета.

17.6 - 17.8 м – туфы светло-желтого цвета переотложенные (?).

17.8 - 20.3 м – глинистые сланцы серого цвета. Угол падения слоев 50°.

20.3 - 22.4 м – глины желтые, плотные с обратным паде-

нием (по сравнению с предыдущими слоями).

22.4 - 22.6 м – бурые угли черновато-серого цвета, мощность углей достигает 2.7 м в подошве левой стенки. В кровле штольни в висячем боку угольного пласта наблюдается прослойка ракушечников мощностью около 0.5 м.

22.6 - 26.6 м – глины светло-коричневого цвета, тонкослоистые, перемятые. В кровле штольни мощность глин уменьшается до 0.2 м.

26.6 - 28.4 м – бурые угли темно-бурого цвета, слоистые, со слабо выраженной слоистостью, легкие. Аз.пад.310°, угол падения 40°. Мощность 1.5 м.

28.4 - 28.8 м – ракушечники желтовато-серого цвета. Угол падения 40°.

28.8 - 29.6 м – глины желтовато-серого цвета.

29.6 - 29.8 м – туфы переотложенные, желтоватого цвета.

29.8 - 40.0 м – глины светло-коричневого цвета, слоистые.

40.0 - 46.0 м – глины светло-коричневые, плотные, слоистые. Угол падения слоев 45°.

46.0 - 46.5 м – Туфы светло-серые, плотные.

46.5 - 47.0 м – глины светло-коричневые, слоистые. Угол падения слоев 45°.

Палеонтологическая характеристика отложений бандиванской свиты вызывает сомнения ввиду плохой сохранности флоры и фауны (мелкие пресноводные гастроподы, остракоды, рыбные останки в виде мельчайших зубов и обломков костей) и не позволяют датировать возраст убедительно.

А.Т. Асланян (1958) из отложений Джаджурского месторождения угля указывает: *Ginnamomum lanceolatum Ung., Planorbis sp., Herpetocypris achurianensis Bub., Bythinia sp., Encipris sp.*

По мнению большинства исследователей, эти отложения являются полными аналогами пород дилижанской свиты и поэтому также относятся к верхнему олигоцену-нижнему миоцену.

2.1.2. Неоген

Миоцен. ***Нижний миоцен – мумухский эффузивно-субвулканический комплекс.*** Впервые на существование в пределах исследованной территории более молодых, чем эоценовые, и более древних, чем миоплиоценовые вулканические породы, указал В.А. Амарян (1954), составивший первую крупномасштабную геологическую карту бассейна верхнего течения р.Ахурян. Это розово-серые яснопорфировые дациты и риодациты (по В.М. Амаряну – андезитопорфириты и их туфобрекчии), выходы которых в виде цепи невысоких холмиков (абс.отм. вершин – 2149,5; 2184.7; 2156.7; 2158.1; 2208.6; 2138.5 м и др.) разбросаны на западной приграничной зоне Амасийского хребта между с.Ибиш, коч.коч. Гюташен, Сыных, Мумух.

Над грунтовой дорогой с.Ибиш – с.Амасия, между высотами 2208.5 м и 2220.9 м желтовато-буроватые, слегка обохренные туфоосадочные породы эоцена вверх по склонам с резким угловым и азимутальным (более 90°) несогласиями перекрываются крупнопорфировыми серыми, буровато-серыми амфибол-плагиоклазовыми лавами, слагающими всю водораздельную зону близмеридионального приграничного горного отрога. Общее падение лавового покрова южное-юго-западное под углами 15-20°. Примерная мощность до 250 м.

Здесь же, на высоте 2220.9 м эти породы охристо-бурые, заметно ошлакованные и отчетливо флюидальные. Флюидальность выражена многократным чередованием скрученных узких (до 2-3 см) параллельных полос более пористого бурого материала с плотными розово-серыми. Некоторые обломки, собранные в кучу у тригон.пункта, отдаленно напоминают вулканические бомбы с заметными следами вязкого скручивания. Не исключено, что эта вершина может быть одним из центров излияния этих порфировых лав.

Далее на СЗ вплоть до долины р.Карахан обнажения означенных крупнопорфировых палеотипных лав остаются за проволочным заграждением государственной границы Республики Армении. В этой части, благодаря высокому рельефу, они как бы служат барьером на пути дальнейшего распространения потока кварцсодержащих андезитов вулкана Воскесар.

На южных склонах Ашоцкского хребта крупнопорфировые лавы мумухского комплекса узкой полосой поднимаются до абсолютных отметок 2600 м., где перекрываются значительно более контрастными вулканитами плиоценовой джаджурской свиты. На южной-юго-восточной стороне выходов мумухские вулканиты перекрываются покровом верхнеплиоценовых долеритовых базальтов, замуровавших их непосредственные контакты с эоценовыми толщами.

В 2 км к востоку от с.Ибиш на западном склоне горы с абсолютной отметкой 2184.7 м эти породы серовато-розоватые с крупными вкрапленниками черного амфибола и белого плагиоклаза. Заметна флюидальность, характерная для значительно более кислых риодацитовых разностей. Хотя отдельность округло-глыбовая, однако большие скальные выходы отсутствуют. Отсюда эти породы с почти незаметными, затерянными на травянистых склонах выходами продолжаются на юг до окрестностей коч.Сыных, где с угловым несогласием располагаются на эоценовых светло-голубовато-серых яснослоистых туфоосадочных породах.

На западном подножье г. с абс. отм. 2208м вверх по склону прослеживаются желтовато-белесоватые гидротермально сильно измененные разности этих пород с многочисленными пустотами полностью выщелоченных амфиболов. В обломках на склоне часто попадаются куски серых-желтовато-серых брекчий (возможно жерловых брекчий), коренные выходы которых не сохранены.

По общему внешнему облику, характеру выходов и преобладающему «пластовому» залеганию этих палеотипных крупнопорфировых пород можно судить об их эффузивно-субвулканическом происхождении.

В шлифах микроструктура пород ярко выраженная порфировая – полифировая с пилотакситовой, кристаллитовой или даже криптокристаллически-гиалитовой основной массой.

Вкрапленники представлены почти полностью опацитизированной базальтической роговой обманкой и плагиоклазом.

Кристаллы бывшей базальтической роговой обманки длиннопризматические, шестоватые, размерами до 2.5-3 мм. Общее количество не превышает 4-4.5%.

Плагиоклазы короткопризматические или изометрически таблитчатые, размерами до 3-3.5 мм. Они отличаются очень прос-

тым сдвойникованием (всего две трети полосы), характерным для наиболее кислых пород, а также чистой, прозрачной поверхностью. Часто они по краям округленные, оплавленные. Общее содержание плагиоклазов 4.5-5%.

Очень редко (шл.15575) на вершине предполагаемого вулканического центра (выс.2220.9 м) плагиоклазовые вкрапленники сильно помутнены, пелитизированы и серицитизированы. Здесь же основная масса сильно перекристаллизована, структура роговикоподобная.

В основной массе развиты иголочки плагиоклаза, кристаллики полностью опацитизированной баз.роговой обманки и желтовато-бурое, светло-бурое или темно-бурое стекло (содержание до 70-75%).

Встречаются отдельные довольно крупные (до 1 мм) длинные призмы стально-серого апатита, редкие изометричные зерна рудного минерала.

Из позднемагматических продуктов очень обильно развиты черепитчатые агрегаты кристобалита, образованного в отдельных интерстициях основной массы и в трещинах плагиоклазов, из вторичных – опацит, серицит, пелитоморфное вещество, очень редко слабо буровато-зеленоватые хлориты.

В некоторых случаях основная масса имеет очень хорошо выраженную флюидально-полосчатую текстуру.

Обращает внимание полное отсутствие в этих породах (как во вкрапленниках, так и в основной массе) пироксенов, столь характерных для всех вулканических пород Армении.

Судя по приведенному краткому петрографическому описанию, состав этих пород может соответствовать дацитам-риодацитам.

Вопрос о возрасте вулканических пород мумухского комплекса не очень определенный. Судя по геологическим данным, они гораздо моложе эоцена и древнее плиоцена. По внешнему облику выглядят гораздо палеотипнее нижне- и среднеплиоценовых вулканитов вышележащей джаджурской свиты.

Учитывая вышесказанное, а также полученные данные, абсолютный возраст по К-Аг методу – 22-23 млн.лет. Считаем применимым для этих пород нижнемиоценовый возраст,тем более, что

вулканиты миоценового возраста ранее были выделены на Варденисском и Зангезурском хребтах (Харазян и др., 1981).

Плиоцен. ***Нижний-средний плиоцен, джаджурская свита.*** Разнообразные вулканогенно-обломочные и вулканические лавовые породы этого возраста с подчиненным развитием осадочно-вулканогенных, отчасти угленосно-сланцевых разностей имеют широкое развитие как на юге исследованного района, так и на северо-западе. Целиком этими образованиями сложены Джаджурский хребет, ложе новейшей Ширакской котловины под четвертичной озерной толщей, отдельные части южных склонов Ширакского и Амасийского хребтов, весь щитовидный палеовулканический массив Ашоцкского хребта и прилегающие к нему участки Верхнеахурянской котловины.

Исходя из общих литолого-фациальных особенностей строения, в составе свиты выделяются, как и прежде (А.Т. Вегуни, 1967) две подсвиты: нижняя туфообломочная и верхняя лавовая. В свою очередь, верхняя подсвита по тому же принципу нами подразделяется на нижнюю пачку офировых гиалоандезитов преимущественно плитчатого сложения и верхнюю лавовую пачку порфировидных амфибол-плагиоклазовых андезит-дацитов.

На Джаджурском и Ширакском хребтах породы этой свиты достаточно детально изучены А.Т. Асланяном и А.Т. Вегуни. На всей площади Джаджурского хребта в пределах представленной геологической карты в основном более полно обнажена лишь верхняя лавовая подсвита, к тому же почти только верхняя ее пачка, представленная порфировыми лавами мощностью до 200-300 м.

Эта лавовая покрышка по западным и южным склонам плавно (под углами 10-20°) спускается вниз по склонам хребта вплоть до уровня Ширакской котловины, уходя под ее четвертичные озерные отложения. Образования нижней туфообломочной подсвиты из-под этой покрышки обнажаются всего лишь на 100-120 м мощности в некоторых наиболее крупных речных долинах, прорезывающих насквозь склоны хребта в районах с.с.Камо, Карнут, Мусаелян.

Разрезы, составленные А.Т. Асланяном и А.Т. Вегуни, охватывают весь видимый разрез свиты.

По данным А.Т. Асланяна (1954), на южном склоне Ширакского хребта, в окрестностях с.Кармракар этот разрез имеет следующую последовательность:

1.Чередование желто-серых глин с пластами (0.8-1.2м) углистых сланцев – 25 м.

2.Туфобрекчии, туфоконгломерато-брекчии андезитов с обломками размерами 3-4 см и глинисто-пепловым цементом – 20 м.

3.Серые андезиты с крупными выделениями полевого шпата – 50 м.

4.Розово-серые андезиты, постепенно переходящие в фиолетово-розовые разности. Отличаются особенно крупнопорфировым сложением с многочисленными вкрапленниками базальтической роговой обманки и плагиоклаза – 30 м.

Из керна скважины, пробуреной в 1.5 км от с.Маисян в средней части оврага Момахорета, А.Т. Асланяном (1958) приводится микрофауна, среди которой С.А. Бубикян определила *Herpidocyrris achurjanensis sp.nov*, встречающийся в других областях Армении в пределах мэотиса.

Более мощный разрез свиты приводится А.Т.Вегуни (1967):

1.У с.Хнкоян Спитакского района (за восточными пределами изучаемой территории) над туфоосадочными образованиями среднего эоцена с угловым и азимутальным несогласием залегает пачка туфобрекчий и пироксеновых андезитов. Обломки, размерами до 10 см, окатаны весьма слабо, цемент темно-серый, плотный – 50 м.

2.Туфопесчаники с прослоями глин. В туфовых разностях в большом количестве встречаются гальки и обломки вулканических пород – андезитов и более древних эоценовых туфогенных отложений. Размер галек до 5 см. Некоторые пласты (мощность до 11 м) с большим количеством обломочного материала превращены в туфоконгломераты – 100 м.

3.Туф, состоящий из обломков неокатанных или слабоокатанных андезитов и дацитов серого цвета. Размер обломков до 30 см, цемент серый, пепловый. В пачке встречаются обломки стволов деревьев диаметром до 10 см. Некоторые из этих стволов сильно пропитаны сернистым веществом и обугленные – 35 м.

4.Туфопесчаники, чередующиеся с туфами и туффитами – 28 м.

5.Андезит темно-серый, плитчатый – 20 м.

6.Андезит серый с редкими крупными фенокристаллами полевого шпата – 120 м.

7.Андезиты розовато-серые. Розовые, кверху переходящие в красновато-розовые разности. Характерно наличие крупных (до 1 см) кристаллов полевого шпата – 70 м.

Нетрудно догадаться, что в этом последнем разрезе присутствуют как нижняя туфообломочная подсвита, мощностью 213 м, так и верхняя лавовая со своими обоими пачками: нижняя – 20 м и верхняя – 190 м.

Нижняя туфообломочная свита. Наиболее полные разрезы нижней туфообломочной свиты в пределах Ширакской котловины вскрыты буровыми скважинами №4 (Камо) и №13 (Ленинакан).

В районе с.Камо Ахурянского района скв.№4 геологосъемочной партии вскрыт следующий разрез туфообломочной подсвиты:

1.На глубине 375 м на фаунистически охарактеризованной среднеэоценовой туфоосадочной толще со значительным (до 25°) угловым несогласием залегают серо-голубоватые мелко-среднезернистые хорошо слоистые песчано-суглинистые образования с маломощными (до 0.5 см) прослойками черного углистого вещества – 39 м.

2.Серовато-желтоватые полимиктовые песчано-гравелистые отложения с идеально окатанными песчинками – 5 м.

3.Пестроцветные (серо-зеленоватые, темно-серые, красновато-буроватые) среднезернистые туфогенные песчаники. Буроватые разновидности наиболее мелкозернисты, соответствуют туфоалевролитам – 43 м.

4.Серо-зеленоватые средне-крупнозернистые рыхлые туфопесчаники с тонкими (1-2 см) карбонатными прожилками – 11 м.

5.Туфобрекчия андезитов с обломками зеленоватых порфировых андезитов и туфовым песчано-алевритистым цементом – 6 м.

6.Темно-серые мелкозернистые андезиты, очень сильно трещиноватые, местами катаклазированные. Вдоль трещинок отложен белый кальций-карбонат. В нижней части покрова породы под-

верглись сильному химическому выветриванию, хлоритизации, ожелезнению – 14 м.

7.Серо-зеленые туфобрекчии. Обломки размерами до 1.5-2 см представлены зеленоватыми андезитобазальтами и андезитами, цемент – базальным туфопесчаником – 19 м.

8.Серые туфобрекчии, авгитобрекчии с обломками величиной 2-5 см, представленные темно-серыми до черного андезитобазальтами и андезитами. На интервалах соответственно 188, 5-190.0 м и 194.5-195.0 м встречены маломощные потоки (быть может, просто очень крупный, 0.5 м, обломок) черных, сильно ноздреватых мелкозернистых андезитобазальтов – 45 м.

9.Серые песчанистые алевролиты слабоволнисто-слоистые, угол падения 5-8°. Наблюдаются маломощные (1-3 см) пропластки желтовато-серых алевропесчаников и песчаников. Содержат обильные остатки разрушенных раковин мелких фораминифер – 5 м.

10.Темно-серая туфобрекчия с маломощными прослойками алевролитов. В последних встречается обильная фауна – тонкие раковины фораминифер размерами до 2 мм, которые быстро разрушаются – 1.5 м.

11.Светло-серо-голубоватая туфобрекчия с песчано-алевролитовым цементом. Обломки (размерами до 1-1.5 см) представлены темно-серыми андезитобазальт-андезитами – 22 м.

12.Туфобрекчия среднеобломочная (6-8 см) с обломками светлых порфировидных дацитов (до 25% всего объема). Отдельные куски слегка окатанные. Цемент песчанистый – 4.5 м.

13.Светло-серые слоистые слабосцементированные туфопесчаники с микроволнистой текстурой. Содержат многочисленные остатки тонких раковин двустворчатых моллюсков. Встречаются также тонкие прослои углистого аргиллита – 4.5 м.

14.Туфобрекчия грубообломочная (до 15 см) с обломками темно-серых (на плоскостях трещиноватости – малиново-розоватых) полосчатых риодацитов. Более редко встречаются светлые порфировидные дациты – 5.5 м.

15.Туфобрекчии с обломками светло-серых, розоватых порфировидных дацитов и темно-серых с розоватыми полосками риодацитов. Размеры обломков до 7-8 см. Цемент песчанистый – 9 м.

16.Светло-серые мелкозернистые вулканомиктовые песчаники с глинистой связующей массой. В нижней части попадаются

отдельные мелкие (1.5-2 см) обломки серо-розоватого порфирового риодацита – 12 м.

17.Светло-серые глинистые алевролиты с редкими линзами более темного мелкозернистого песчаника мощностью до 6-8 см – 2.5 м.

18.Туфобрекчия с обломками (размерами 3-4 см) порфировидных андезитов, дацитов, риодацитов – 3.5 м.

19.Темно-серый порфировидный дацит с вкрапленниками плагиоклаза (размерами до 2.5 см). Основная масса темнозернистая – стекловатая – 13м.

20.Серые среднезернистые слабосцементированные туфопесчаники. На интервале 85.0-87.0м развиты светло-желтоватые комковые глины с незначительной (менее 10%) примесью песчано-гравелистой вулканомиктовой массы – 9 м.

21.Серые слабо трещиноватые дациты с порфировой структурой. По трещинам заметно каолинизированы. Более интенсивной каолинизации подвержены вкрапленники плагиоклаза. В каолинизированных участках поблескивают мелкие кристаллики пирита-магнетита – 19 м.

22.Серые туфобрекчии с обломками размерами до 5-6 см, представленные розово-серыми порфировидными дацитами, риодацитами. Цемент – светлый, туфогенный алевро-песчаной размерности – 6 м.

23.Выше до поверхности развиты четвертичные аллювиально-пролювиальные вулканно-галечные, вулканно-глыбовые, песчано-гравелистые, суглинистые, супесчанистые образования – 54м.

Другой более мощный разрез нижней туфообломочной подсвиты в ложе Ширакской котловины вскрыт скважиной №13 (Ленинакан) на северо-восточной стороне города Ленинакана в 1.2 км от железнодорожного переезда на шоссе Ленинакан-Кировакан. Здесь после 102 м четвертичных отложений скважина вошла в джаджурскую свиту, прошла по ней более 400 м и была остановлена на глубине 530 м.

Последовательность пород снизу вверх следующая:

1. Серые плотные туфобрекчии с обломками амфиболовых андезитов и редких крупных (до 0.5 м) глыб пироксеновых андезитобазальтов – 20 м.

2. Светло-серые, пепельно-серые плотные туфобрекчии с обломками из белесоватых амфиболовых дацитов и голубоватых андезитов. В верхней части туфобрекчии слегка разрыхленные – 20 м.

3. Пепельно-серые туфобрекчии. В верхней части в составе обломков встречен кусок (до 10 см) серпентинизированного дунита – 20 м.

4. Пепельно-серые, слегка зеленоватые плотные туфобрекчии с крупными (до 0.3 м) обломками розовых порфировых андезитов, более редко – кусками зеленоватых порфиритов.

5. Плотные брекчии с обломками зеленоватых базальтовых порфиритов мелового разреза. Из верхней части керн – в виде шлака гравия, песка, редких кусков плотных туфобрекчий размерами до 5-6 см – 10 м.

6. Пепельно-серые плотные туфобрекчии с редкими обугливщимися остатками ископаемой древесины – 10 м.

7. Серые, пепельно-серые плотные туфобрекчии с многочисленными обугливщимися остатками веток деревьев. Среди обломков встречаются зеленоватые основные вулканиты мелового облика – 20 м.

8. Серые, слегка зеленоватые плотные туфобрекчии с обломками различных андезитов – 20 м.

9. Интервал бескернового бурения – 60 м.

10. Серовато-буроватые среднезернистые туфопесчаники с редкими кусками (размерами до 1.5-2 см) белой пемзы – 3 м.

11. Светло-бурые грубозернистые песчаники, туфогравелиты – 10 м.

12. Розовато-сероватые пемзовые песчаники с редкими кусками (размерами до 3 см) белой пемзы. Иногда встречаются тонкие (до 0.2 м) прослои зеленоватых песчаников – 7 м.

13. Красноватые туфобрекчии с многочисленными обломками белой пемзы, размерами до 3-4 см. Цемент туфопесчанистый – 6 м.

14. Однообразные туфобрекчии вохчабердского типа. Внизу темно-серые, затем – серые, кверху постепенно переходящие в зеленоватые разновидности. Обломки представлены различными андезитобазальтами, порфировыми амфибол-плагиоклазовыми ан-

дезитами, белыми пемзами (размерами до 5-6 см). Слоистость в общем не наблюдается – 120 м.

15. Зеленовато-серые слоистые глинистые песчаники с редкими прослоями (до 0.3 м) плотных зеленоватых туфобрекчий. В верхней части (0.5 м) галечники – 9.5 м.

16. Темно-серые грязно-зеленоватые плотные пироксен-плагиоклазовые андезитобазальты – 3.3 м.

17. Желтоватые, слабо зеленоватые туфобрекчии с прослоями туфопесчаников. В обломках встречаются различные зеленовато-серые андезиты и андезитодациты. Как в составе обломков, так и в цементе много белого пемзового материала – 13 м.

18. Желтовато-серые пемзосодержащие песчаники, песчаники и гравелиты с редкими гальками (размерами до 5 см) серых, розово-серых амфибол-плагиоклазовых андезитов – 8.3 м.

19. Желтовато-серые переслаивающиеся пемзосодержащие туфопесчаники, туфогравелиты (мощность отдельных слоев – 0.15-0.2 м) – 20 м.

20. Розово-серые амфибол-плагиоклазовые андезиты – 5.5м.

21. Желтоватые рыхлые песчаники, гравелиты с редким мелкогалечным материалом из различных туфогенов, лав, пемз – 2.2 м.

22. Желтовато-серые плотные песчанистые алевролиты, песчаники. Вдоль трещинок наблюдаются черные дендритовидные налеты марганцевого вещества – 7.1 м.

Выше с базальным конгломератом в основании залегают четвертичные отложения ширакского озерного комплекса.

Совершенно идентичный разрез туфообломочных пород джаджурской свиты был вскрыт также буровой скважиной №14 на северо-западной стороне Ленинакана в 1.5 км от бензоколонки, в сторону с.Амасии. По данным других буровых скважин, более мощные разрезы вулканогенно-обломочных пород (до 700 м) встречены под верхнеплиоцен-четвертичными образованиями других частей ширакской котловины – в районе с.Ахурик (данные глуб. скв. Ахурик –1) и окрестностей с.Мармашен (данные глуб. скв. Ленинакан-35).

Отдельные изолированные небольшие (площадью около 1.5 кв.км) выходы туфообломочных пород джаджурской свиты обнажены на южной стороне с.Магараджук Амасийского района в виде

двух узких параллельных невысоких водоразделов между двумя речками – правыми притоками р.Ахурян. Их рельеф слабо выпуклый, хорошо выделяющийся на общем ровном фоне окружающего пространства.

Судя по небольшим разрозненным плоским коренным выходам, основная масса пород – это довольно кайнотипные плотные туфобрекчии с многочисленными угловатыми обломками (до 10-12 см) черных, редко малиново-бурых, темно-серых окисленных сильнопузыристых андезитобазальтов, более светлых порфировых плагиоклазоввых андезитов и с плотным серым пеплово-песчаным цементом. На наиболее высоких гипсометрических отметках центральной части выходов имеются также небольшие площадные обнажения темно-серых крупнозернистых сахаровидных андезитобазальтов, с мелкоглыбовой отдельностью.

Под микроскопом эти породы отличаются полнокристаллическим сложением, редкими вкрапленниками пироксенов и плагиоклаза и гипидиоморфно-зернистой среднезернистой основной массой, сложенной пироксеном, плагиоклазом и рудным минералом с многочисленными зеленовато-буроватыми пятнами хлоритизации. На севере отчетливо видно, как породы резко несогласно ложатся на среднеэоценовые туфогенные породы ширакской свиты и сами перекрываются четвертичными отложениями ширакского озерного комплекса – покровами достаточно сильно спекшихся туфов ереванского типа.

Образования джаджурской свиты, преимущественно в лавовых фациях, очень широко развиты на восточных склонах Ашоцкского хребта, но наиболее доступны изучению на западной и северной прибрежных карнизах Арпиличской впадины. Нижняя вулканогенно-обломочная подсвита хорошо обнажена на обоих бортах долины нижнего течения р.Дзакнаджур, а также в виде узких полос из-под верхней лавовой подсвиты на днищах ряда наиболее крупных долин в околоводораздельной зоне Ашоцкского хребта.

На середине склона правого борта долины р.Дзкнаджур, напротив четвертичного вулканического конуса Дзкнасар обнажаются желтовато-серые, белесоватые слабосцементированные грубообломочные (размеры обломков от 7-8 до 30-40 см) брекчии. Обломки в основном резко угловатые, представлены различными темными андезитобазальтами, андезитами, андезитодацитами. Цемент – беле-

соватый, кислый риодацитовый, пемзово-пирокластический. Слоистость очень грубая, отсортированность едва заметная, но все же видно В-СВ падение под углом 20-22°. По общему облику напоминают кислые брекчии середины Гегардского разреза и Варденисского хребта (Харазян Э.Х. и др., 1983).

Немного к югу, под высотной отметкой 2235.5 м отчетливо видно, как эти брекчии перекрываются дислоцированным покровом верхнеплиоценовых долеритовых базальтов, круто наклоненных к озеру Арпилич.

На восточной части вершинной зоны вышеуказанной высоты кислые брекчии перекрываются другим лавовым покровом темно-серых плагиоклаз-пироксеновых андезитов, относящихся к нижней пачке верхней подсвиты джаджурской свиты.

Обнажения брекчиевого горизонта вверх по долине на обоих бортах прослеживаются до окрестной с.Оксюз, где с запада перекрываются вышеуказанными плагиоклаз-пироксеновыми лавами и кварцсодержащими андезитами вулкана Ерицлер, а с востока – теми же верхнеплиоценовыми долеритами.

На левом берегу речки примерно в 0.74 км вверх по течению от с. Дзкнагюх на стенах только что вырытой траншеи водопроводной трассы вверх по склону можно рассмотреть часть разреза брекчиевых отложений. На самом низу обнажаются белесоватые серовато-зеленоватые грубообломочные рыхлые туфобрекчии с достаточно хорошей слоистостью, выраженной многократным чередованием более мелкообломочной песчано-гравелистой массы (мощность слоев до 10-15 см) и мелкообломочными туфобрекчиями. Общее падение на юг 180°<32°.

Выше по склону долины над оползневым озером, на абс.высоте около 2150 м обнажаются те же отложения, но более тонкослоистые, мелкообломочные, преимущественно песчано-гравелистые – брекчиевые, толщиной отдельных слоев до 10 см. Залегание здесь уже другое – 230°<250°, т.е. по сравнению с предыдущей точкой наблюдения направление падения резко меняется.

Здесь же в виде террасового уступа (залегает на древнюю эрозионную террасу) на обломочной толще залегает горизонтальный останец покрова верхнеплиоценовых долеритовых базальтов мощностью до 15 м.

За базальтовой террасой снова продолжается крутой, но травянистый склон долины, вершина которого занята очень плотными темными плагиоклаз-пироксеновыми андезитами с округло-глыбовой отдельностью.

По всему видно, что это те же лавы, что непосредственно следуют за брекчиевой пачкой на правом борту долины. Видимая мощность описываемых туфообломочных отложений достигает 120 м. Нужно предполагать, что эти породы еще на 20-30 м продолжаются вверх по склону долины под базальтовой террасой и травянистым склоном.

Отдельные небольшие разрозненные выходы белесоватого обломочного горизонта, как уже было отмечено, обнажены также в верховьях наиболее крупных речных долин, пропиливших склоны Ашоцкского хребта за проволочным заграждением государственной границы Республики Армении.

Верхняя лавовая подсвита джаджурской свиты) широко распространена на Ашоцкском хребте, где их мощность превышает 700 м, а также на джаджурском хребте (мощность до 250 м) и на южных склонах Ширакского хребта (мощность не более 70-80 м).

В разрезах лавовой подсвиты четко выделяются два типа вулканитов: в нижней части (нижняя пачка лавовой подсвиты), преобладают темно-серые плотные пироксен-плагиоклазовые андезитобазальты и андезиты преимущественно плитчатые, тонкоплитчатые, более редко округлоглыбовые. Большая верхняя часть (верхняя пачка лавовой подсвиты главным образом сложена более светлыми розово-сероватыми, серыми, крупнопорфировыми амфибол-плагиоклазовыми андезитами, дацитами, рио-дацитами, редко риолит-обсидианами с глыбовой отдельностью.

Породы нижней лавовой пачки больше всего обнажены на восточных подножьях Ашоцкского хребта из-под более молодых крупнопорфировых лав вдоль западного побережья оз.Арпилич, к северу от оз.Арпилич между долинами р.р.Дзкнаджур и Эллар. В долине р.Дзкнаджур эти лавы непосредственно залегают на нижнюю туфообломочную свиту джаджурской свиты, а сами перекрываются крупнопорфировыми андезитодацитами верхней лавовой пачки, верхнеплиоценовыми долеритовыми базальтами, а также среднечетвертичными амфиболовыми, кварцсодержащими андези-

тами, оливиновыми андезитобазальтами Гукасянского лавового комплекса.

На Ширакском хребте выходы нижней пачки встречаются на водоразделе между с.Кармракар и ж.д. ст.Джаджур (площадь около 1 кв.км, мощность до 50 м). Здесь они непосредственно лежат на туфобрекчиевой подсвите и вместе с ними падают на юг под углом 12-13°. Отдельные мелкие клочки из-под крупнопорфировых лав обнажены на правом борту долины речки Кармракар у ж.д.переезда – темно-серые до черного мелкоплитчатые андезиты, в которых заложен карьер для добычи щебня.

Максимальная мощность наблюдается на севере – до 250 м.

На южном побережье оз.Арпилич к северо-западу от коч. Муслухли эти андезиты серые, грубополосчатые, плитчатые с ЮЗ крутым (35-45°) падением плоскостей. Полосчатость особо хорошо видна на эродированной поверхности, где обусловлена многократным чередованием параллельных выдержанных тонких (5-6 см) полос плотной серой и более пористой светло-розоватой разновидностей.

Своеобразное расположение плитчатости с частой быстрой сменой направления и углов падения плоскостей создают интересные антиклинальные и синклинальные складки течения или становления.

На вершине Арпи-Казанличского неотектонического уступа к северу от с.Эллар Амасийского района на скальных выходах описываемых темных андезитов отдельность лав поверху глыбовая, а в основании – тонкоплитчатая с разнонаправленной или горизонтальной ориентировкой.

Там же, в районе высотной отметки 2602.7 м, на республиканской границе Армении в верхней части карнизов эти породы чрезвычайно плотные, почти стекловатые с крупноглыбовой отдельностью, с острым режущим, раковистым изломом. В низах карнизов отдельность пород тонкоплитчатая, но в поперечном сечении плоскости плитчатость не параллельная, а типа упаковки рыбьих чешуй. Общее падение этих плоскостей север-северо-восточное.

Микроструктура этих пород порфировая с микролитово-гиалопилитовой, интерсертальной пилотакситовой основной массой.

Вкрапленники, обычно составляющие не более 2.5-3% всей основной массы, представлены короткопризматическими светло-зе-

леноватыми пироксенами (размерами до 1.5 мм) и призматическим или таблитчатым плагиоклазом (до 1.3 мм). Очень редко встречаются небольшие (до 0.8 мм) длиннопризматические кристаллы почти нацело опацитизированной базальтической роговой обманки.

Основная масса сложена микролитами плагиоклаза, редкими короткими призмочками пироксенов, зернышками магнетита, погруженных в криптокристаллическую стекловатую массу, чаще всего у наиболее тонкоплитчатых «рассланцованных» разновидностей четко ориентированная, участками флюидальная. В некоторых случаях эта флюидальность своеобразно завихренная, кулисообразно растресканная, «будинированная».

Из акцессорных минералов в основной массе встречаются редкие апатиты (до 0.3 мм).

У выходов Ширакского хребта основная масса плитчатых андезитов слегка окислена – участками с буроватым стеклом.

Яснопорфировые породы верхней лавовой пачки узнаются издалека благодаря своим светлым, серовато-розоватым окраскам и преобладающим крупноглыбовым, валунно-глыбовым отдельностям.

Невооруженным глазом в этих породах легко можно отличить многочисленные вкрапленники белого полевого шпата (размерами до 2-3 мм) и длиннопризматического черного амфибола. Чаще всего наблюдается грубая флюидальность, выраженная чередованием более плотных серых и мелкопористых окисленных розоватых разностей.

Как общая закономерность для всей территории развития лав второй пачки и для Джаджурского и для Ашоцкского хребтов, вверх по разрезам лавовой пачки облик порфировых амфибол-плагиоклазовых лав закономерно изменяется в сторону появления все более кислых разностей: совершенно нефлюидальные средние андезиты с более светлой и кристаллизованной массой постепенно сменяются андезитами, а затем и дацитами с более заметной, а потом и совершенной флюидальностью и большой степенью стекловатости.

Микроструктура этих пород порфировая-полифировая. Вкрапленники, составляющие до 10-12% всей массы пород, представлены плагиоклазом и базальтической роговой обманкой.

Плагиоклазы, крупные (до 4-5 мм), достаточно свежие, хотя иногда резорбированные. Сдвойникование относительно простое, часто встречаются зональные кристаллы.

Базальтическая роговая обманка образует длиннопризматические кристаллы размерами до 7 мм. В основном они свежие, коричнево-бурые, редко – зеленовато-буроватые с сильным плеохроизмом, но в некоторых случаях почти полностью опацитизированы.

Основная масса этих пород микролитово-гиалопилитовая, интерсертальная, кристаллитовая, криптокристаллическая, сложенная мелкими плагиоклазами (как микролитами, так и ксеноморфными зернами), точечками и призмочками опацита, светло-желтоватым, желто-буроватым или темно-буроватым стеклом. Из акцессорных очень много крупных (до 1 мм) стально-серых апатитов. В некоторых интерстициях основной массы и в трещинах плагиоклазов отмечены черепитчатые кристобалиты.

Вверх по разрезу наблюдается закономерная смена характера и состава основной массы. Внизу она более закристаллизованная, равномернозернистая, почти изоморфно-зернистая без следов флюидального сложения, с небольшим количеством светлого стекла.

Вверх по разрезу степень кристалличности уменьшается, содержание стекла увеличивается, появляется флюидальность, в самом конце структура уже криптокристаллическая – гиалиновая без единых микролитов.

К верхней лавовой подсвите джаджурской свиты отнесены риодациты и обсидианы района с.Ениель Амасийского района, а также риодациты, встреченные в скв.2 (Сизавет) под четвертичными основными лавами Кечутского комплекса на глубине 54 м.

К северу от с.Ениель, непосредственно за флексурным уступом долеритовых базальтов между двумя составляющими речки Ениелджур отмечено на площади около 0.1 га большое развитие черных, красно-черных обсидианов и буровато-сероватых флюидальных риодацитов.

Коренные выходы этих пород лучше всего обнажаются в овраге левого составляющего Ениелджура выше водопада.

Здесь пластообразное тело сильно брекчированых обсидианов общей мощностью до 10 м обнажается на обоих бортах речки; сверху обсидиан-риолитовый пласт перекрыт желтовато-бурыми

суглинисто-суперсчанистыми образованиями древней коры выветривания, а последние, в свою очередь, покровом верхнеплиоценовых долеритовых базальтов с отчетливой зоной обжигания под покровом. На севере выходов обсидиан-риолитовый пласт упирается в коренные выходы верхнемеловой карбонатной толщи.

Поверхность пласта за пределами развития долеритового покрова, в общем, слабобугристая, усеянная осыпью мелких обломков своих же пород. В окружающем пространстве она очень четко выделяется своим более темным цветом.

В разрезе бортов оврага очень хорошо наблюдается строение пласта. Большей частью пласт сложен черно-бурыми полосчатыми разностями обсидианов и частично риодацитов с сильно гидратизированной рыхлой текстурой, оставляющей впечатление обломочной массы. Размеры самых крупных монолитов в этой, кажущейся хаотически агломератоподобной массе не превышает 0.5-0.6 м, преобладают обломки размерами 0.05-0.3 м.

Полосчатость обсидианов обусловлена многократным чередованием тонких (до 1.5 см) полос черного, коричнево-бурого, черно-бурого и редко ярко-красного цветов. Выдержаны эти полосы на расстоянии до 0.3-0.4 м. Иногда наблюдаются микросбросы с перемещением сброшенных полос на несколько сантиметров, причем монолитность породы нисколько на нарушена. Часто встречаются крупные глыбы обсидиана, очень массивные и монолитные, но с брекчиеподобной текстурой, причем в обломках всегда черные полосчатые разновидности, а роль цемента прекрасно играет тонкополосчатый красно-бурый обсидиан.

В обнажениях правого берега реки непосредственно над водопадом развиты преимущественно черные обсидианы с отчетливой изоклинальной «микроскладчатостью» – флюидальностью.

В 50 м к западу от оврага речки на ровной площадке вершины неотектонического уступа небольшой округлый бугорок (диаметр 11-12 м, отн.высота 1.5-2 м) сложен темно-серыми, чуть розоватыми риодацитами с очень живописной флюидальностью.

Интересно, что именно такие темно-серые розоватые риодациты были встречены на западной стороне с.Сизавет Гукасянского района в скв.№2, на глубине 54 м под четвертичными андезитобазальтами Кечутского комплекса. Здесь они прослежены до глубины 350 м.

Риодациты и обсидианы фактически имеют одинаковый химический состав (таб.1) и отличаются друг от друга лишь некоторыми указанными структурно-текстурными особенностями.

Таблица 1

Химические составы пород нижне-среднеплиоценовой джаджурской свиты

№.№ п.п.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	F_2O_3	FeO	MnO	MgO
1.	56.85	0.81	16.98	4.29	2.08	0.11	4.13
2.	60.90	0.85	17.06	4.44	1.62	0.05	2.20
3.	62.62	0.72	16.35	2.45	2.37	0.07	2.41
4.	62.91	0.66	15.58	2.71	2.37	0.10	2.25
5.	64.30	0.56	16.63	3.09	1.56	0.04	1.76
6.	71.50	0.23	16.01	1.83	0.93	-	0.60
№.№ п.п.	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O	n.n.n.	$\sum$
1.	7.56	4.04	2.24	0.52	0.10	0.79	100.30
2.	5.90	3.89	2.48	0.28	0.10	0.90	100.67
3.	5.64	3.43	2.39	0.20	0.10	1.31	99.86
4.	6.00	3.58	2.39	0.22	0.10	0.63	99.30
5.	4.79	3.27	2.43	0.17	0.10	1.53	100.23
6.	1.87	4.00	3.25	-	-	0.27	100.49

1. Амфиболовый андезит, юго-западные склоны Джаджурского хребта у с.Карнаут Ахурянского района, основание лавового разреза (колл. Э.Х. Харазяна, обр.15717), анал. Е.Григорян; 2. Амфиболовый андезит, южные склоны Джаджурского хребта, между с.с.Карнут и Овит (колл. Э.Х. Харазяна, обр.15621), анал. Е.Григорян; 3. Амфиболовый андезит, восточные склоны Джаджурского хребта, в верховьях речки Камо(колл. Э.Х. Харазяна, обр. 15738), анал. Е.Григорян; 4. Амфиболовые андезиты, южные склоны Джаджурского хребта, 3 км к северы от с. Овит (колл. Э.Х. Харазяна, обр. 15709), анал. Е.Григорян; 5. Амфиболовый андезитодацит, там же, 1 км к северу от с.Овит (колл. Э.Х. Харазяна, обр.15625), анал. Е. Григорян; 6. Риолит, с.Евниел Амасийского района(колл. Э.Х.Харазяна, 1970, обр.700), анал. З.Ш. Гаспарян.

Микроструктура этих пород афировая или очень редко олигофировая. Вкрапленники (всего 1-2 кристалла на каждом шлифе) представлены короткопризматическим (до 0.6 мм) клинопироксеном, ромбическим пироксеном (до 0.4 мм), изометрическим плагиоклазом. Границы последнего с основной массой нечеткие и расплывчатые, как будто процесс кристаллизации еще не завершен.

Структура основной массы риодацита скрытозернистая – криптокристаллическая, а обсидианов – гиалиновая – кристаллито-

вая. В скрещенных николях обсидианы проявляют свою полную аморфность и изотропность, тогда как в основной массе риодацитов слабо просвечиваются многочисленные очень мелкие микролиты плагиоклаза и зернышки пироксенов.

В шлифах все обсидианы, как черные, так и красно-бурые имеют полосчатое строение, которое, однако, исчезает при скрещенных николях. У черных обсидианов полосчатость обусловливается чередованием линейно вытянутых параллельных более толстых (до 2 мм) полос, обогащенных короткопризматическими кристалликами, и более тонких (0.5 мм) – сложенных трихитами с большим развитием рудной пыли.

У красно-бурых обсидианов полосы отличаются друг от друга по цвету (черные, коричнево-бурые, коричневые и др.) и по структурным особенностям (прозрачные, непрозрачные, с кристаллитами или без них).

Часто в общей полосчатой массе встречаются отдельные угловатые обломки (размерами до 2 мм) другого, также полосчатого обсидиана, но с совершенно иной ориентировкой полосчатости. Они наподобие вкрапленных минералов плавно обтекаемые с флюидальной общей основной массой.

Возраст риодацитов и обсидианов района с.Ениель больше всего соответствует среднему плиоцену – 5.5 млн.лет.

Переходя к вопросу джаджурской свиты, нужно отметить, что по мнению почти всех исследователей, изучавших эти образования, она является полным возрастным и литолого-генетическим аналогом других известных неогеновых поливулканогенных свит Антикавказа – вохчабердской, варденисской, бичеганской, годердзской и др., для которых общепринят миоплиоценовый или нижне-среднеплиоценовый возраст. В нашем случае нижний возрастной предел ограничивается мэотисом.

Средний плиоцен, *маисянский горизонт дислоцированных террасовых отложений.* К среднему плиоцену относятся галечники древней террасы, разрозненные выходы – останцы которой сохранены на южном склоне Ширакского хребта, между с.с.Маисян и Джаджур, в выемке железнодорожной полосы. Мощность галечников по данным А.Т. Асланяна (1954) – около 20 м. Здесь галечники отчетливо залегают на слабоэродированной поверхности нижне-среднеплиоценовых андезитов джаджурской сви-

ты и вместе с ними под углами 8-10° наклонены на юг. В полосе Ширканала галечники вместе с подстилающими андезитами погружаются под более молодые озерно-аллювиальные отложения Ширакской котловины и покровы туфов ереванского типа.

Материал террасы, как правило, представлен весьма слабоотсортированным, грубоокатанным и слабосцементированным конгломератом, средние размеры галек которого не превышают 10-12 см, хотя отдельные индивиды достигают 0.5 м. Цемент конгломерата песчано-глинистый, желто-серого цвета, заметно карбонатный. Состояние материала в общем почти хаотическое, но с редкими линзами и карманами гравия и песка.

Обломки представлены, главным образом, различными яснопорфировыми амфибол-плагиоклазовыми андезитами, андезитодацитами, афировыми, плитчатыми гиалоандезитами джаджурской свиты, а также редко более древними интрузивными и эффузивными породами.

Низкая степень окатанности, отсортированности, а также наличие в составе галек очень легко разрушаемых при транспортировке пород – порфиритов, серпентинитов и др., бесспорно свидетельствует об относительной близости источников сноса, расположенных на ближайших склонах Ширакского и Джаджурского хребтов.

По мнению К.Н.Паффенгольца (1948), подземным продолжением вышеуказанных галечников на юге являются галечники, вскрытые рядом буровых скважин под четвертичной толщей Ширакской котловины.

Общепринятый ныне возраст этих галечников нам кажется не совсем обоснованным.

По К.Н. Паффенгольцу (1948), С.П. Баляну (1953), Н.В. Думитрашко (1962), А.А. Габриеляну (1958), Ю.В. Саядяну (1968) и др., эти галечники являются аналогами широко известных на Малом Кавказе покровных галечников (Советашенский, Ахавхнадзорский и др. с высотой террасы 180-220 м и, следовательно, относятся к верхам апшеронского века (гюнц).

А.Т. Асланян (1954) в своих ранних работах (1954) галечники южного склона Ширакского хребта считал древнее верхнеплиоценовых долеритовых базальтов и относил к плиоцену. Однако, в дальнейшем (1958 и др.), под влиянием своих же находок на сильно

размытой поверхности галечного покрова, на плоском водоразделе между с.с.Кармракар и Ширак орудий премустьерского времени, им, как и большинством др.исследователей, эти галечники также были отнесены к апшеронскому веку.

По нашему мнению, наиболее обоснованным является раннее утверждение А.Т. Асланяна о более древнем, додолеритовом плиоценовом возрасте означенных галечников. Во-первых, они лежат непосредственно на относительно слабо эродированной поверхности нижне-среднеплиоценовых андезитов джаджурской свиты и дислоцированы с ними единым планом. Во-вторых, если галечники лежат почти согласно на андезитах джаджурской свиты, то долеритовые базальты заполняют глубоко эродированные поверхности этого бывшего пенеплена, располагаясь на гораздо низкой – более молодой ступени рельефа.

И наконец, в третьих – в составе галечников полностью отсутствуют обломки (причем их присутствие никем не отмечено) верхнеплиоценовых долеритовых базальтов и др. более молодых пород.

Во всяком случае, они древнее верхнего плиоцена.

Верхний плиоцен, *мармарашенская свита.* Еще в начале 1970-х годов при производстве нефтепоисковых работ специализированными организациями Армянского геологического управления на вершине левого борта долины р.Ахурян, на северо-восточной стороне с.Мармарашен была пробурена скважина (Ленинакан –35), которая на интервале глубин около 260-685 м прошла по довольно однообразной озерно-аллювиальной песчано-глинистой толще с микрофаунистическими остатками *Cyprides sarmatica.*

Дальше эта скважина вскрыла также туфообломочную толщу неогена, фаунистически охарактеризованную вулканогенно-осадочную толщу среднего эоцена и была остановлена на глубине 3000 м.

В материалах, обобщающих данные бурения, авторы заключительного отчета по нефтепоисковым работам на территории Армении А.Р.Арутюнян и др. (1977) так и не смогли четко определить стратиграфическую принадлежность этих глинисто-песчанистых отложений; в тексте отчета они изложены как сарматские, а в графическом изображении колонки скважины – как верхнеплиоценовые.

Для окончательного выяснения этого вопроса нами в этом районе была пройдена еще одна структурно-картировочная буровая скважина, но уже под Мармарашеном, на дне долины р.Ахурян, во избежание ненужного повторения хорошо обнаженного на борту долины четвертичного разреза.

Скважина была установлена непосредственно на поверхности покровов верхнеплиоценовых долеритовых базальтов на южной стороне фруктового сада монастыря Мармарашен.

На глубине 72 м после долеритовых покровов была вскрыта вышеупомянутая глинисто-песчанистая толща, которая была прослежена до глубины 420 м.

Ниже разрез приводится снизу вверх:

1. Желтовато-зеленые, зеленовато-серые песчаники, песчанистые глины с редкими гальками из туфогенных пород палеогенового разреза – 33.4 м.

2. Зеленоватые, зеленовато-серые тонкослоистые мелкозернистые, рыхлые песчаники с редкими пропластками гравелитов – 57 м.

3. Переслаивающиеся слои желтовато-серых среднезернистых рыхлых песчаников, зеленоватых глинистых мелкозернистых песчаников. У последних разновидностей на интервале глубин 313-317 м; 322.5-324 м встречаются многочисленные плоские (до 3 см) гальки из различных туфогенных пород эоценового разреза. Здесь же встречаются многочисленные осколки раковин двустворчатых организмов, скорее всего семейства *Mactra* – 50 м.

4. Зеленовато-желтоватые песчанистые глины, желтоватые песчаники с редкими пропластками среднезернистых гравелитов – 28 м.

5. Желтовато-серые среднезернистые песчаники, зеленовато-желтоватые глинистые песчаники с редкими плоскими (1.5-2 см) гальками из туфогенных пород палеогенового разреза – 50 м.

6. Желтовато-зеленоватые однообразные рыхлые песчаники со светлыми небольшими (до 2-4 см) комочками из этого же материала – 31 м.

7. Зеленовато-серые среднезернистые песчаники с редкими гальками из туфогенных пород палеогенового разреза – 13 м.

8. Зеленовато-серые рыхлые песчаники, пески, гравий; керн только в виде шлака – 7 м.

9. Желтовато-серые песчаники, гравелиты (пропластки до 3-4 см), зеленовато-серые глинистые песчаники с редкими плоскими гальками из палеогеновых туффитов. В последних участках встречаются раздробленные створки *Mactra* – 20 м.

10. Светло-зеленоватые-серые песчаники, глинистые песчаники, в верхней части с редкими гальками палеотипных андезитов, туффитов, а также с остатками *Mactra subcaspia Andrussow, Monodachna sjoergen Andrussow* (определение П.М. Асланяна) – 7.5 м.

11. Галечники, темно-серые, желтовато-серые грубозернистые рыхлые песчаники с многочисленными цельными створками раковин *Mactra subcaspia*. В обломках галечников (размерами до 3-4 см) представлены различные андезиты с порфировой микроструктурой и туффиты палеогена, зеленоватые меклозернистые доверхнемеловые габбро – 3.5 м.

12. Темно-серые слегка зеленоватые неслоистые рыхлые песчаники – 4 м.

13. Темно-серые, серые, желтовато-зеленоватые рыхлые глинистые песчаники. После высыхания керна появляется скорлуповатая отдельность – 5 м.

14. Светло-зеленоватые-серые меклозернистые тонкослоистые рыхлые песчаники с редкими пластами темно-серых-черных песков и отдельными плоскими (до 2 см) гальками из эоценовых туфогенных пород – 4 м.

15. Переслаивающиеся слои светло-желтовато-серых тонкослоистых мелкокомковатых глин, тонкозернистых рыхлых глинистых песчаников, грубозернистых песчаников с очень редкими плоскими (до 3 см) гальками из эоценовых туффитов – 6 м.

16. Галечники с обломками порфировых плагиоклазовых андезитов, дацитов и др. мелкозернстых палеотипных вулканитов. В нижней части галечники сцементированы желтовато-серой глинистой массой – 10 м.

17. Переслаивание гравия, рыхлых грубозернистых, слабосцементированных песчаников – 5 м.

18. Желтовато-серые глины, глинистые песчаники с редкими кусками раковин различных двустворчатых. В нижней части встречены редкие плоские гальки зеленовато-синеватых эоценовых туфоалевролитов – 4 м.

19. Желтовато-серые грубозернистые пески, слабосцементированные песчаники – 2.5 м.

20. Желтовато-бурая глина с обломками желтоватых туфогенных пород из эоценовых разрезов – 1.5 м.

Упомянутая фауна известна из верхнего плиоцена Ставрополья и восточного Прикавказья.

Такой возраст в общем полностью соответствует геологическим данным. Эти отложения лежат выше нижнесреднеплиоценовой вулканогенной свиты и непосредственно перекрываются верхнеплиоценовыми долеритами.

Интересно отметить, что несмотря на большую (более 400 м) мощность этих отложений, зафиксированную на скважине Ленинакан-35, на другой глубокой скважине Ахурик-1, расположенной всего в 10 км южнее, эти отложения отсутствуют.

Они отсутствуют также на скважинах Ленинакан-13 и Ленинакан-14, расположенных соответственно на СВ-ом и СЗ подступах этого города.

Здесь четвертичные озерные отложения на глубинах всего 100-120 м непосредственно подстилаются мощной нижне-среднеплиоценовой вулканогенной свитой.

Таким образом, нужно предполагать что верхнеплиоценовая мармарашенская свита озерных, озерно-аллювиальных отложений, по-видимому, прослеживается только в западном направлении – к центру Карсского новейшего прогиба, частью которой является Ширакский прогиб.

Как уже сказано, в долине западного составляющего р.Ениельджур на вершине неотектонического флексурного уступа поток долеритового базальта непосредственно подстилается пачкой темно-серых черных равномернозернистых крупнозернистых грубослоистых вулканомиктовых песков, видимой мощностью до 15 м. Несомненно, что они вместе с долеритами прослеживаются также на юг – под четвертичный разрез Верхнеахурянской котловины, однако на западном и восточном ее краях в скв.Шурабад-5 и Кармраван-1 они отсутствуют.

Эти отложения отсутствуют также на севере Ширакской котловины, где долеритовые базальты залегают на значительно более древние (мел-палеогеновые) породы.

Итак, Ширакский и Верхнеахурянский плиоценовые озерные бассейны не были связаны друг с другом и поэтому имели резко отличную историю развития.

Верхний плиоцен, *Лори-ахурянский лавовый комплекс* - долеритовые базальты (нижние и верхние), междолеритовые андезитобазальты. В пределах исследованной территории эти лавы занимают значительную площадь (более 130 кв.км). Лавовое поле в общем плане строго приурочено к современной гидросети – к долине р.Ахурян и ее притоков Карахан, Мумух.

Многократно излившиеся из системы глубинных меридиональных трещин (ныне полностью погребенных под четвертичным вулканическим сооружением Кечутского хребта) лавовые покровы долеритовых базальтов широким фронтом текли вниз по рельефу местности, залили обширные пространства хорошо выработанных, почти пенепленизированных поверхностей Ахалкалакского-Гукасянского плато (Э.Х. Харазян, 1970, 1973 и др.).

В дальнейшем своем движении вниз по наклонному рельефу лавы полностью залили существовавшие в то время речные долины, во многих местах заливообразно заходя также в долины наиболее крупных боковых притоков. Таким образом, достаточно обширные (до 15-20 км) лавовые поля в верховьях рек вниз по течению переходят в узкие (1-2.5 км) и длинные лавовые языки, прослеживающиеся на очень больших расстояниях (более нескольких десятков километров). В частности, т.н. Амасийский долеритовый поток, по данным буровых работ, прослеживается по всей длине р.Ахурян до пределов Араратской котловины (А.Т. Асланян, 1958; В.М. Амарян, 1954 и др.).

Первоначальная ровная поверхность долеритовых базальтов сильно нарушена новейшими – постплиоценовыми тектоническими движениями.

Главная масса покровов, забронировавших всю центральную часть Верхнеахурянской впадины и Амасийский отрезок палеодолины р.Ахурян, впоследствии опускались и ныне местами покрыты мощным чехлом четвертичных озерно-аллювиальных и флювиогляциально-пролювиальных отложений. Менее мощные, краевые части покровов, залегающие на относительно высоком рельефе краев котловины и нижних склонов эрозионно-тектонических вы-

ступов, оказались приподнятыми и ныне под различными углами наклонены в сторону центральных частей котловины.

В приграничных полосах соседних опущенных и поднятых блоков цельность долеритовых покровов сильно нарушена: образовались различные тектонические уступы, флексуры, надразломные асимметричные антиклинальные складки и др., крутыми склонами обращенные в сторону опущенных участков.

Амплитуда небольших смещений в этих участках достигает 150-180 м (Арпи-Казанчинский уступ). Углы наклона дислоцированных долеритов колеблются в пределах 20-50°, в некоторых местах (с.с.Геллу, Ениель) покровы имеют вертикальное залегание.

Наибольшие мощности базальтовых покровов наблюдаются в ущелье Р.Ахурян – до 200 м.

В пределах Гукасянского плато в районе с.Кармраван, по данным скв.№1, эта мощность не превышает 135 м, на восточном побережье оз.Арпилич, по данным скв.№5-Шурабад, – 90 м.

Долеритовые покровы залегают на различных породах различных комплексов – от меловых осадочно-вулканогенных до нижне-среднеплиоценовых вулканогенных, и, в свою очередь, перекрываются нижними плитчатыми двупироксеновыми андезитобазальт-андезитами Кечутского вулканического комплекса. Это очень хорошо видно на юго-западном склоне невысокого холмика, на левом берегу р.Гукасянджур, напротив с.Кармраван. Такое же соотношение между двумя этими вулканитами наблюдается также на скв.№1-Кармраван, где верхние 28.6 м представлены двупироксеновыми андезитами, которые подстилаются долеритами.

В пределах Гукасянского плато долериты перекрываются также кварцсодержащими андезитами вулканов Ерицлер, Дзкнасар, Капуткот, Воскисар, а в Ширакской котловине – нижнечетвертичным озерным, озерно-речным комплексом и покровами среднечетвертичных туфов.

В разрезе ущелья р.Ахурян, выше пос.Амасия выделяются нижние долериты, состоящие из 19-ти отдельных потоков, общей мощностью 130-135 м, междолеритового мощного (до 50 м) потока плитчатых андезитобазальтов и 4-х потоков верхних долеритов, мощностью до 20 м.

Все потоки имеют своеобразное полосчатое строение с очень четкими поверхностями охлаждения – верхним относительно

ровным, морщинистым канатным, волнистым и нижним слабо шероховатым, слегка раздробленным, ошлакованным, полностью повторяющим неровности нижележащего потока. В основании потока долеритового базальта порода относительно темная, темно-серая-черная мелкопористая с частыми трубчатыми пустотами (округлыми, трубковидными близвертикальными кишками-полостями сильнопузыристой лавы внутри более или менее массивного беспорового).

В средней части потока порода серая, синеватая, массивная беспоровая, хорошо раскристаллизованная с крупноглыбовой отдельностью. В верхней части преобладают очень сильно пористые, пузыристые базальты темно-серого до черного цвета с многочисленными микропещерками и вертикальными газовыми камерами с интереснейшими лавовыми сталактитами (Харазан, 1971).

У большинства потоков долеритовых базальтов развиты подлавовые пещеры, своеобразные «воздушные подушки», образовавшиеся в результате вздутия все еще вязкой массы потока при скапливании под ним газов и паров.

Преобладающая отдельность в базальтах глыбовая, очень редко столбчатая.

Во многих местах разреза нижних долеритовых базальтов и очень незначительно в низах верхних долеритов породы окрашены в темно-грязно-зеленоватые и зеленовато-бурые цвета. В свежих изломах к этим окраскам прибавляются также зеленовато-синеватые оттенки.

Это обусловлено интенсивными вторичными изменениями, как следствием химического выветривания базальтов – главным образом хлоритизацией и карбонатизацией, реже цеолитизацией, лимонитизацией первоначальной свежей серой, темно-серой породы.

В самом низу разреза р.Ахурян изменены целые потоки, а в других местах – только отдельные, изолированные друг от друга всевозможные округлые извилистые участки, беспорядочно разбросанные в массе свежей породы срединной массивной зоны потоков. Частично измененные потоки издали хорошо заметны благодаря своей пятнистой или очковой поверхности. Переходы между измененными и свежими участками достаточно четки и происходят на расстоянии не более 1-3 см.

В отличие от пустот свежих частей потоков поры и пузыри измененных разновидностей полностью или частично заполнены радиально-лучистыми или почковидными образованиями зеленоватых хлоритов, сидерита, лимонита, белых, светло-розовых кальций - карбонатов. В керне скв.№1 Кармраван из глубины 100-105 м в крупных пустотах встречаются совершенные друзовые агрегаты прозрачных крупных (до 3-4 см) кристаллов кальцита.

Для измененных долеритовых базальтов характерна шаровидная, луковично-скорлуповатая отдельность.

Такие вторичные изменения долеритовых базальтов очень постоянны и характерны для всех типичных долеритов Антикавказа и всего средиземноморского пояса.

Механизм такого изменения более подробно раскрыт Э.Х. Харазяном (1974). Это химическое выветривание под влиянием углекислоты.

Ниже приводится восходящий разрез долеритовой лавовой толщи, составленный на левом борту ущелья р.Ахурян, в 2-х км выше пос.Амасия. Здесь оба борта ущелья имеют четко выраженное трехступенчатое строение. Нижняя, наиболее мощная (до 130 м) ступень, полностью сложена нижними долеритовыми базальтами. Вторая ступень (высота – 25 м) соответствует междолеритовому потоку андезитобазальта, а третья (высота 30 м) – верхним долеритовым базальтом.

1. Из-под русловых отложений реки на выс.7-8 м обнажается верхняя часть потока интенсивно измененных темно-зеленых долеритов. На выветрелой поверхности отдельность округло-шаровидная луковично-скорлуповатая. В свежем изломе порода очень крепкая, зеленовато-синеватая. Все поры и пузыри заполнены радиально-лучистыми карбонатами и грязно-зеленоватым хлоритовым веществом – 4 м.

2,3. Два мощных потока интенсивно измененных долеритовых базальтов. Снаружи имеют очень характерные для древних песчаников формы отдельности. Верхние наиболее крупные пустоты заполнены вторичными минералами частично. Мощности соответственно – 12 м и 14 м.

4.Темно-серые, слегка розоватые долеритовые базальты с неправильно-глыбовой отдельностью. В верхней сильно пузыристой зоне встречаются очень крупные пузыри – микропещерки, раз-

мерами до 60х15 см. В нижней части центрального массивного горизонта потока встречаются небольшие (до 10 см) округлые пятна измененных разностей – 3.5 м.

5. Серые, темно-серые долеритовые базальты, очень похожие на породы предыдущего потока. В верхней сильно пузыристой зоне наряду с микропещерками довольно часто встречаются и вертикальные камеры высотой 25-35 см и диаметром – 10-13 см. Стенки камер покрыты тонкой (до 1.5 мм) черной корочкой вторичного оплавления. В некоторых камерах свисают базальтовые сталактиты длиной до 2.5 см. Днища камер ровные или выпуклые с разбухшими и растресканными поверхностями – 4 м.

6. Серые, темно-серые слабо розоватые долериты с более крупными (длина – 5-6 см, диаметр основания – 1.5-2 см) лавовыми сталактитами. На дне микропещерок под сталактитами черная корка вторичного оплавления имеет ровную линейнообразную поверхность, как бы нивелирующую первичный неровный рельеф дна – 3.5 м.

7. Серые, слабо розоватые долериты. Поверхность потока слегка ошлакована. В нижней части массивного горизонта встречены несколько трубчатых пустот с наклоненными на юг (вниз по долине) головками, указывающими направление течения лавового потока – 4.5 м.

8, 9. Два потока темно-серых плотных долеритовых базальтовых с глыбовой отдельностью с острыми угловатыми краями – 6 м и 3 м.

10. Темно-серые крупнозернистые долериты с глыбовой отдельностью. В центральной массивной части поверхность потока пятнистая с небольшими (до 13-15 см) округлыми пятнами измененных пород – 7 м.

11. Темно-серые долериты, похожие на породу предыдущего потока. Измененные участки сравнительно редки – 8.5 м.

12. Темно-серые-черные мелкозернистые базальты. Порода очень плотная с глыбовой отдельностью. Края глыб острые угловатые – до 8 м.

13, 14, 15. Три потока светло-серых крупнозернистых долеритов. Полностью свежие с глыбовой отдельностью. Мощности соответственно 4м, 2м, 3м.

16. Поток темно-серых сильно пузыристых базальтов, похожих на породу 10-го потока – 1.5 м.

17. Темно-серые плотные глыбовые долериты – 3 м.

18. Темно-серые сильно пузыристые долеритовые базальты, аналогичные таковым 16-го потока. Очень хорошо выражена верхняя канатная поверхность – канатики высотой до 4-5 см и шириной 3-3.5 см дугообразно натянуты в южную сторону – 2 м.

19. Мощный поток светло-серых крупнозернистых долеритовых базальтов, завершающий нижнюю пачку долеритовой толщи. Порода очень плотная с крупноглыбовой отдельностью, с почти полураковистым изломом с острыми режущими краями скола. Поток издали очень хорошо выделяется на обоих бортах ущелья. Мощность на линии разреза равна около 12 м, но к северу сильно увеличивается до 35 м.

20. Междолеритовый андезитобазальтовый поток – 24 м.

Далее склоны ущелья высотой до 6-7 м задернованы, затем обнажаются верхние долериты.

21. Светло-серые, слабобуроватые базальты. Обнажается лишь верхняя пузыристая часть потока с совершенной канатной поверхностью – 2 м.

22. Светло-серые долеритовые базальты с глыбовой отдельностью – 5 м.

23. Серые, темно-серые сильно пузыристые базальты. В верхней части развиты микропещерки размерами 40-45 см х 25-30 см. В некоторых из них замечены мелкие сталактитовидные лавовые капли – 3 м.

24. Темно-серые-черные плотные базальты. В отличие от всех остальных потоков этого разреза имеют столбчатую отдельность. Столбы пятигранные, диаметром до 1 м. По простиранию иногда появляется столбчатая отдельность – 7 м.

25. Светло-серые средне-крупнозернистые долеритовые базальты, обнажающиеся в 12-13 м от бровки ущелья. Отдельность округло-глыбовая – 6.5 м. Завершают разрез лавовой толщи.

Характерной чертой всех долеритовых базальтов (нижних и верхних) является их порфировое сложение, почти всегда обусловленное присутствием в порфировых выделений вкрапленников оливина. Более редко встречается плагиоклаз.

Оливин представлен крупными и мелкими зернами ромбовидной, призматической и округло-изометричной форм. Размеры зерен достигают 4 мм, но обычно преобладают вкрапленники размерами 0.8-1.5 мм. Содержание оливина в нижних и верхних долеритах почти одинаковое и постоянное, в среднем 5-7% объема породы. В редких случаях (четвертый поток Ахурянского разреза) содержание оливина достигает 10-12%. Углы оптических осей изменяются в пределах от (-) $2v=82^{\circ}$ до (+) $2v=82^{\circ}$ для нижних долеритов и (-) $2v=80^{\circ}$ до (+) $2v=84^{\circ}$ – для верхних.

Химический состав оливина, выведенный на диаграмме У. А. Дира и др. (1965), колеблется в пределах, соответственно, форстерит-гиалосидерита (31% Fe_2SiO_4) и форстерит (2% Fe_2SiO_4) – гиалосидерита (34% Fe_2SiO_4).

В большинстве случаев зерна оливина сильно потресканы. По краям и трещинам минерала часто развиваются различные вторичные минералы – черный непрозрачный магнетит, коричнево-бурые иддингсит и железистые гидроокислы – лимонит, гетит.

Обычно окислительные процессы оливина развиваются от периферии к центру минерала, но часто встречается и обратная картина – от центра к периферии.

В измененных долеритах зерна оливина сильно разложены, за их счет образовались хлориты и кальций-карбонат, иногда образующие псевдоморфозы по оливину. Обычно хлориты и карбонаты развиваются вслед за продуктами окисления оливина.

Вкрапленники плагиоклаза очень редки и отличаются крупными (до 5-6 мм) размерами. Имеют короткопризматическую, по краям округлую форму, сильно резорбированы и разложены, иногда настолько, что очень трудно на них производить оптические измерения.

Из акцессорных минералов в долеритовых базальтах встречаются магнетит и апатит.

Основная масса долеритовых базальтов характеризуется полнокристаллической долеритовой или пойкилобластовой структурами. Редко встречается и гиалопилитовая структура, характерная только для наиболее маломощных потоков.

В долеритовой основной массе главную роль играют длиннопризматические плагиоклазы, образующие характерный скелет

этой структуры. В угловатых промежутках между плагиоклазами располагаются мелкие зерна пироксена и рудного минерала.

В пойкилоофитовой основной массе идиоморфные призматические плагиоклазы в виде пойкилоофитовых вростков беспорядочно расположены внутри крупных аллотриоморфных зерен клинопироксена.

Под гиалопилитовой структурой основной массы подразумевается структура с обильным черным стеклом, представляющим основной фон. Здесь микролиты представлены исключительно плагиоклазом.

Плагиоклаз основной массы является одним из главных компонентов долеритовых базальтов, составляющих 50-70% всего объема. Образует длиннопризматические, реже лейстовидные зерна размерами 0.6-1.2 мм. Обычно длина кристалла плагиоклаза в 3-4 раза превышает ширину. Сдвойникован по альбитовому и альбит-карлсбадскому законам. Состав колеблется в пределах лабрадора с 51-61% Ап. Какое-либо закономерное изменение состава плагиоклаза по разрезу или по простиранию лавовой толщи и не наблюдается.

Пироксены основной массы долеритовых базальтов представлены только моноклинной разностью. Они бывают двух типов. В лавах с долеритовой основной массой наблюдается авгит в виде мелких (менее 0.4 мм короткопризматических или ксеноморфных светло-зеленовато-бурых зерен, обычно расположенных группами в угловатых промежутках плагиоклазов.

Второй тип клинопироксена, встречающийся в лавах с пойкилоофитовой структурой, образует крупные (до 2 мм и более) ксеноморфные зерна, которые как бы приспосабливаются к пространству между плагиоклазовыми призмами. Они заметно плеохроируют от буро-фиолетового (по Ng) до слабо-розоватого (по Np) цветов. Углы погасания (c=Ng), определенные по спайности, колеблются в пределах 33-51° у нижних долеритов и 34-45° – у верхних. Уголы оптических осей (2v) соответственно изменяются в пределах 46-56° и 52-56°. Судя по всем этим данным, минерал по составу близок к титанавгиту.

Кроме вышеуказанных минералов, в основной массе долеритовых базальтов присутствует незначительное количество щелочного полевого шпата, который в виде ксеноморфных, довольно

мелких зерен заключен в интерстициях между плагиоклазами. Этот минерал в шлифах хорошо виден благодаря своему более низкому (в отношении к бальзаму) рельефу и характерной розоватой дисперсионной окраске.

У измененных долеритов основная масса также очень сильно изменена – хлоритизирована, карбонатизирована, лимонитизирована. Эти вторичные продукты заполняют все поры и трещины породы, а также замещают отдельные участки основной массы (замещают в основном плагиоклазы).

Хлориты образуют червовидные волокнистые агрегаты грязно-зеленоватого цвета, или листочки ярко-зеленоватого и зеленовато-синеватого цветов. Карбонаты светло-розоватые. В шлифах лимониты непрозрачные, хотя видна общая почковидная, натечная структура с радиально-лучистым сложением. По общему химанализу долеритовые базальты соответствуют слабоатлантическому типу базальтов по П. Ритману и щелочному базальту по Х.Куно (Э. Х. Харазян, 1971).

Химические составы этих пород приводятся в таблице 2.

Междолеритовые андезитобазальты – в ущелье р.Ахурян обнажаются на обоих его бортах. Вдоль реки этот поток прослеживается на расстоянии около 2.5 км. Начинаясь в районе коч. Бозкала (на севере), поток продолжается до района с.Бандиван, где на обоих бортах одновременно выклинивается. Наибольшая мощность, наблюдаемая на севере, достигает 40 м.

В разрезе потока наблюдаются отдельные горизонты с различными структурно-текстурными особенностями. Внизу развиты брекчиевидные образования светло-серых плотных, иногда пузыристых шлакоподобных пород. Обломки, размерами до 10 см, редко имеют слабоокатанные формы. Очень часто они цементируются своей же светло-серой лавовой массой. Мощность этого горизонта, наблюдаемая только на севере, – до 10 м.

На линии вышеприведенного послойного разреза долеритовой толщи ущелья р.Ахурян этот брекчиевидный горизонт отсутствует. Здесь нижняя часть потока, мощностью до 8 м, совершенная, столбчатая. Столбы 4-6-гранные, диаметром 0.7-1.8 м. Внутри самих столбов уже совершенная плитчатая отдельность, плоскости которой то горизонтальные (перпендикулярно к столбу), то наклон-

ные под различными углами, вплоть до вертикального положения. Толщина плит от нескольких миллиметров до 3-4 см.

Таблица 2

Химические составы пород Лори-Ахурянского вулканического комплекса

№.№ п.п.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	F_2O_3	FeO	MnO	MgO
1.	50.33	2.02	15.70	5.41	6.37	0.18	5.39
2.	30.68	0.14	18.09	7.22	4.21	0.01	5.13
3.	50.76	1.81	16.77	5.97	5.86	0.16	5.29
4.	51.00	1.14	16.47	5.47	6.74	0.18	5.53
5.	52.76	1.02	16.52	3.65	6.32	0.13	5.20
6.	50.92	1.68	16.75	6.00	6.08	0.17	4.90
7.	51.12	1.82	17.90	5.05	5.05	0.15	5.21
8.	51.55	1.07	14.10	10.08	5.10	0.16	3.12
9.	51.59	1.34	16.86	5.26	5.60	0.10	4.77

№.№ п.п.	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O^-	n.n.n.	$\sum$
1.	9.29	4.00	1.15	-	0.03	-	99.87
2.	8.56	4.40	1.30	-	0.03	0.22	99.99
3.	9.00	3.75	1.32	-	0.13	0.12	100.94
4.	9.14	4.00	1.15	-	0.02	-	100.84
5.	8.89	3.80	1.60	-	-	0.04	99.74
6.	9.00	4.00	1.32	-	0.02	-	100.84
7.	8.93	4.00	1.37	-	0.10	0.15	100.85
8.	8.68	3.90	1.24	-	0.20	0.82	100.06
9.	8.62	4.60	1.40	-	0.19	0.60	100.93

Числовые характеристики по А.И.Заварицкому

1.	10.5	5.2	26.0	58.3	1-нижн.долерит.базальт. с.Амасия (Ю.Г. Гукасян, обр. 35)
2.	11.8	6.4	23.3	58.5	2-нижн.долерит.базальт, ущ.р.Ахурян, у с.Джрадзор (обр.155)
3.	10.2	6.1	24.7	59.0	3-нижн.долерит.базальт у с.Ваграмаберд (Ю.Г. Гукасян, обр.25)
4.	10.4	5.6	25.5	58.5	4-нижн.долерит.базальт, там же (Ю.Г.Гукасян, обр.37)
5.	10.5	5.7	23.6	60.2	5-междолерит.андезитобазальт, выше с.Амасия (обр. 277)
6.	10.7	5.9	24.3	59.1	6-верхн.-долерит.базальт между с.с.Амасия и Ваграмаберд (Ю. Г. Гукасян, обр.29)
7.	11.0	6.5	22.6	59.9	7-верхн.-долерит.базальт, там же (Ю.Г.Гукасян, обр.25)
8.	10.12	4.2	25.4	60.0	8-верхн.-долерит.базальт, с.Шурабад (обр.111)
9.	12.1	5.2	23.1	59.6	9-верхн.-долерит.базальт,с.Цохамарг Амасийского р-на (обр.189)

В средней и верхней части потока отдельности становятся вовсе тонкоплитчатыми с произвольной ориентировкой плоскостей. В результате возникают многочисленные мелкие антиклинальные и синклинальные «складки». Здесь порода слегка розоватые.

На самом верху снова появляются признаки грубой столбчатой отдельности.

В шлифах междолеритовые андезитобазальты имеют более мелкозернистое сложение. Микроструктура афировая или олигофировая с редкими вкрапленниками оливина, пироксенов и очень редко плагиоклаза.

Оливин всегда в виде относительно мелких (менее 0.7 мм) сильно трещиноватых кристаллов. Очень часто почти полностью замещен черным магнетитом или же коричнево-буроватыми железистыми гидроокислами. Химический состав соответствует чистому форстериту.

Пироксены представлены моноклинной разновидностью. В большинстве случаев образуют крупные (до 2 мм) призмы светло-зеленовато-желтоватого цветов. Очень крупные (3.2x1.0 мм) клинопироксены по краям сильно оплавлены, резорбированы. Иногда они настолько изуродованы расплавом, что очень трудно даже определить направление их спайности.

Очень редкие плагиоклазы мелки (менее 0.6 мм), по краям сильно оплавлены. Основная масса породы микродолеритовая, пойкилоофитовая и более редко – микролитовая. Сложена плагиоклазом, клинопироксеном, мелкими зернышками оливина и точечками рудного минерала. В некоторых случаях в основной массе наблюдается темно-бурое стекло. Повсюду попадаются иголочки апатита, заключенные в зернах плагиоклаза.

2.1.3 Четвертичная система

Нижнечетвертичное звено. Четвертичная система в пределах исследованной территории присутствует всеми ее звеньями, однако наиболее представительны нижнечетвертичные образования, представленные как осадочными (озерными, озерно-аллювиальными), так и вулканическими комплексами.

Возникновением этих комплексов фактически было завершено формирование основных крупных форм рельефа, в дальнейшем претерпевших лишь незначительные изменения.

Ширакский озерный комплекс. Отложения Ширакского озерного комплекса, представленные глинами, песчанистыми глинами, диатомитовыми глинами, песками, пемзовыми песками, гравием, мелкообломочными галечниками, хорошо обнажены на обоих склонах долины р.Ахурян – от района с.Капс (на севере) до с.с. Баяндур, Гусанагюх и дальше на юг.

Большая часть озерных отложений древнего Ширакского озера (площадь около 500 кв.км по данным К.Н. Паффенгольца) ныне покрыта плащом средне-верхнечетвертичных лавовых, туфовых и аллювиально-пролювиальных покровов, и все же основная масса нижнечетвертичных озерных отложений находится на западе за рекой Ахурян – в обширном Карсском прогибе, лишь одним из заливов которого является Ширакский прогиб.

Четвертичные отложения Ширакского прогиба детально изучены А.Т. Асланяном (1954, 1958), Ю.В. Саядяном (1967) и др.

По мнению А.Т. Асланяна, четвертичные озерные отложения вверх по Ахуряну простираются до подножий Амасийских гор. Он предполагал, что воды древнего Ширакского озера могли бы заливать также бассейн верхнего течения р.Ахурян, включая даже оз.Арпилич, тем более, что разделявший Ширакскую и Верхнеахурянскую котловины массив г.Сеп поднимался только в четвертичное время.

Ю.В. Саядян (1967), монографически изучавший стратиграфию и палеогеографические условия формирования новейших отложений Ширакской котловины, выделил в их составе три литолого-стратиграфических комплекса.

Нижний комплекс, или анийский горизонт по Ю.В. Саядяну, является начальным для отложений древнего Ширакского озера, представленных грубообломочными вулканогенно-обломочными породами, относящимися к бакинскому ярусу. Эти отложения, по данным Ю.В. Саядяна, сохранены только на крайнем юге, в районах с.с.Анипемза-Лусахпюр, за пределами изученной нами территории. В другом месте своей монографии (1970, стр.64) Ю.В. Саядян предполагает, что в центре Ширакской котловины эти вулканогенные грубообломочные породы фациально переходят в нор-

мально осадочные обломочные галечниковые образования, якобы встреченные в буровых скважинах. На скв.1 (Ахурик) мощность этих отложений оценивается в пределах 150 м.

Второй комплекс четвертичных отложений Ширакской котловины (арапийский горизонт – 1) Ю.В. Саядяном отнесен к бакинскому ярусу – низам хазарского яруса. Это уже нормальные озерные глинисто-алевролитовые отложения с подчиненным количеством более грубообломочного материала. Мощность до 130 м.

Переходы между указанными тремя комплексами, по Ю.В. Саядяну, совершенно согласные.

Собранный нами новый полевой материал по естественным обнажениям четвертичных отложений Ширакского бассейна, данные по вновь пробуренным скважинам в центральной части Ширакской впадины (в пределах Ленинаканского листа и севернее), а также анализ всей имеющейся геолого-геофизической литературы по этому региону позволяют нам несколько по-иному представлять действительный разрез четвертичных рыхлых озерных, озерно-аллювиальных отложений этого региона. Известно, что обнажения подстилающих четвертичную озерную толщу верхнеплиоценовых долеритовых базальтов вниз по Ахуряну прослеживаются до старого разрушенного моста южнее монастыря Мармарашен (под селом Мармарашен). Склоны долины здесь полностью обнажены, и весь разрез четвертичной толщи, вплоть до общеизвестного туфового покрова, перед глазами. Во-первых, мощности уже не те, что получены по данным глубокой скважины Ленинакан-65, пробуренной здесь же у с.Мармарашен, по скважине 125 м – не более 70-80 м. Считаем логичным поверить, конечно, непосредственным наблюдениям, тем более, что при бурении этой скважины в начальном цикле керн не отбирался вообще, или же отбирался лишь через каждые 40 м.

Судя по разрезу борта долины (приводится ниже), здесь мы имеем только верхние два комплекса, выделенных Ю.В. Саядяном, – озерный и верхний озерно-аллювиальный (так называемый костеносный) мощностями соответственно – 60 м и 2.5 м.

В скважине №13 (Ленинакан), пробуренной нами на северо-восточной окраине г.Ленинкан в 1.2 км от железнодорожного переезда, мощность всех четвертичных отложений составляет всего 102 м, из которых на подтуфовые осадочные образования приходится 90

м, в том числе на озерные образования – 86 м, на верхние озерно-аллювиальные – 4 м. Примерно такого же порядка данные получены также по другой нашей скважине (№14 – Ленинакан), пробуренной на северо-западных подступах Ленинакана.

Исходя из тех же соображений, о чем было сказано по поводу скв.Ленинакан-65, вызывают определенные сомнения также некоторые данные по глубокой скважине Ахурик-1, в частности приведенное соотношение мощностей озерной толщи и верхнеплиоценовых долеритовых базальтов – соответственно 260 м и 40 м.

Из этого анализа данных мы приходим к двум важным, во многих отношениях, выводам.

1. Мощность четвертичных рыхлых озерных и озерно-аллювиальных отложений в пределах Ленинаканского листа и севернее не превышает 150 м.

2. Разрез этих отложений, во всяком случае в указанной части прогиба, начинается лишь со второго (по Ю.В. Саядяну) комплекса отложений. Образования первого комплекса, по Ю.В. Саядяну, если они даже есть, просто отсутствуют.

Ниже приводятся ряд восходящих разрезов Ширакского озерного комплекса.

Разрез, составленный нами на левом борту долины р.Ахурян, в районе монастыря Мармарашен:

1. На высоте около 15 м от русла реки Ахурян, на долеритовых базальтах залегают желтовато-серые, серые рыхлые песчаники с хорошей (озерной) слоистостью – 15 м.

2. Яснослоистая пачка желтовато-буроватых, зеленоватых озерных глин, песчанистых алевролитов, белесоватых диатомитовых песчанистых глин с многочисленными остатками очень хрупких раковин *Dreissena dilluri Abish* – 45 м.

3. Маломощный слой рыхлых мелкогалечных конгломератов с обломками различных пород, развитых в окружающем пространстве, главным образом меловых, палеогеновых, неогеновых. По-видимому эти конгломераты соответствуют третьему горизонту Ю.В. Саядяна, нами названный азатанским горизонтом – до 2 м.

Выше на размытой поверхности галечников азатанского горизонта залегает туфовый покров.

Разрез по скважине №13 (Ленинакан) – на глубине 102 м на туфопесчаниках нижнего-среднего плиоцена с заметным угловым (до 10-13°) несогласием залегают:

1. Среднеобломочные галечники из туфогенно-вулканогенных пород палеогена и неогена. Отмечен выход самоизливающихся напорных вод – 2.2 м.

2. Желтовато-серые косослоистые песчаники со смесью гравийного материала – 4 м.

3. Зеленовато-серые рыхлые песчаники – 2 м.

4. Желтовато-серые рыхлые глинистые песчаники с *Dreissena delluvi Abich* – 3 м.

5.Зеленовато-серые горизонтально-слоистые песчанистые глины, глинистые песчаники, на интервале 65.5- 78.6 м слоистые грубозернистые песчаники с богатой фауной *Dreissena*. Отдельные маломощные прослои (мощность до 15-20 см) в этом интервале представлены ракушечниками, очень непрочными. Створки раковин тонкие, легко разламываются – 48.5 м.

6. Горизонтально-слоистые серовато-белесоватые песчано-глинистые отложения с большим развитием светлого мелкообломочного пемзового материала – 20 м.

7. Галечники, рыхлые зеленовато-серые грубозернистые песчаники. Весь материал сложен туфогенными породами из эоценовой ширакской свиты, а также различными андезитами джаджурской свиты – 4 м.

Это фактически соответствует азатанскому горизонту или костеносным слоям.

Выше залегают пласт игнимбритовых туфов ереванского типа мощностью 6.5 м, а затем верхнечетвертичные галечники, суглинки, супеси, почва – 6 м.

На вершине правого склона долины р.Ахурян под туфовым покровом к востоку от с.Охчогли Амасийского района хорошо обнажена верхняя часть разреза арапийского горизонта. Здесь вдоль дороги заложен карьер для добычи строительного песка, гравия.

Пески эти отчетливо слоистые, местами косослоистые, на 90% сложены белым светло-желтоватым пемзовым веществом – песками, пеплами, гравием, орешком. Слоистость обусловлена многократным чередованием прослоев с разной величиной обломков. В слоях с наиболее крупной фракцией обильно содержится

фауна *Dreissena*. Эта фауна здесь более толстостенная и поэтому лучше сохранена. Редко здесь встречаются также мелкие гастроподы.

Из посторонних обломков встречаются плоские (озерно-береговые) гальки из зеленоватых туфоалевролитов эоцена, светлых порфировидных андезитов неогена.

Часто встречаются также стебельки обуглившихся растений, превращенных в черную порошкообразную массу.

Тонкозернистые пемзовые песчано-алевритовые прослои отличаются значительно более темной окраской, по-видимому из-за значительного количества смеси глинистого вещества.

Высота стенок карьера до 25-30 м. Эта часть – фактическая мощность пемзовых пирокластов. Ниже по Ахуряну на том же склоне в районе с.Арапи вышеуказанные пемзовые пирокласты отсутствуют, и в разрезе озерного комплекса резко преобладает глинисто-песчанистый терригенный материал.

В районе с.Арапи Ю.В. Саядяном (1967) составлен разрез озерного комплекса (снизу в верх):

1. Глины светло-коричневые, кверху переходящие в оливково-зеленоватые глины с редкими, хорошо окатанными обломками шлаков и туфов (эоценовых), размерами до 6 см – 5м.

2. Светлые, белесоватые диатомитовые глины с тонкими (до 5 см) прослоями темного вулканического пепла – 4 м.

3. Оливково-зеленоватые глины с несколькими прослоями (мощностью до 10 см) вулканического пепла. Содержат фауну *Dreissena*. – 8 м.

4. Светло-коричневые песчанистые глины с тонкими (до 10 см) прослойками темного вулканического пепла – 14 м.

5. Серовато-зеленоватые глины – 5 м.

6. Сероватые песчанистые глины, в верхней части содержат пресноводную фауну – 4 м.

7. Темно-серые вулканические пески с пеплом – 1 м.

8. Сероватые глины, оливково-зеленые глины с пресноводной фауной. В низах содержится примесь песчаного материала – 22 м.

9. Переслаивающиеся галечники, гравелиты, пески, слабосцементированные песчаники, алевриты, слабоцсементированные алевролиты – 30 м.

Выше залегает пласт игнимбритовых туфов мощностью 4м.

Таким образом, мощность арапийского горизонта – 61 м, азатанского (костеносного) горизонта – 30 м.

Ю.В. Саядяном в качестве нижней части разреза азатанского горизонта приводится также колонка опорной скважины Ленинакан-1, согласно которому мощность арапийского горизонта достигает 130 м, здесь же этот горизонт подстилается преимущественно глинистой более 150-метровой толщей, относящейся, по Ю.В. Саядяну, к начальному – анийскому горизонту озерно-речных отложений. Разрез скважины приводится сверху вниз, причем начиная с глубины 95 м, так как выше является полным повторением арапийского разреза.

1. 95-138 м – диатомовые глины с прослоями песков.
2. 138-171 м – глины с пресноводной фауной.
3. 171-260 м – глины с включениями гальки и гравия, с тонкими прослоями глинистых песчаников и валунно-галечного материала.
4. 260-268 м – глины с прослоями глинистых песчаников и песков.
5. 268-285 м – туфовые пески
6. 285-302 м – галька, гравий, валуны, песок.
7. 302-305 м – глинистые песчаники.
8. 305-311 м – глины с включениями гальки и гравия.
9. 311-325 м – глинистые песчаники.

По поводу этого разреза нужно отметить следующее:

а) фациальный состав начала разреза нисколько не свидетельствует об их озерно-аллювиальном происхождении. Скорее всего они такие же озерные отложения, как и верхняя часть разреза – выше интервала 171 м.

б) не исключена возможность того, что нижняя часть разреза (ниже 171 м) соответствует поддолеритовой глинисто-песчанистой мармарашенской свите, вскрытой нашей скважиной №12-Мармарашен.

Однако слишком схематичное описание этого разреза не позволяет нам делать более или менее обоснованные и конкретные выводы.

Самые северные выходы Ширакского озерного комплекса нами зафиксированы на южном подножье Амасийского хребта у

с.Магараджук на абсолютной высоте около 1650 м. Здесь в неглубоком овраге речки обнажаются достаточно хорошо слоистые охристо-буроватые пески, песчанистые глины, мелкообломочные галечники, которые немного ниже по речке покрываются плащом туфов ереванского типа. Мощность этих отложений – до 15-18 м. В южную сторону между туфами и долеритами они прослеживаются до ущелья р.Ахурян и сливаются с основными разрезами озерного комплекса.

Ниже приводятся краткие описания основных литолого-фациальных разновидностей пород арапийского горизонта, составленных Ю.В. Саядяном.

Глины тонкодисперсные – преобладают в нижней и верхней частях разрезов. Плотные, жирные на ощупь, оливково-зеленые, зеленовато-серые, серые, темно-серые. Текстура горизонтально-слоистая, структура чешуйчатая, гелевидная. Обычно содержат большое количество пресноводных ископаемых раковин.

Глины алевролитовые – неслоистые синие скорлуповатые в виде линзовидных пластов (1-2 м) среди других типов. Редко содержат остатки двустворчатых.

Глинистые полосчатые породы связаны постепенными переходами с алевролитовыми глинами. Содержат большое количество пресноводной фауны. Подразделяются на тонкополосчатые (толщина прослоек алевролита и песчаника – несколько миллиметров) и толстополосчатые (несколько сантиметров). Мощность первых до 2-3 м, а вторых – в виде пачек до десятков метров.

Глинистые породы комковатые, в сухом состоянии распадаются на неправильные куски с шершавой поверхностью, а при расколе обнаруживают вертикальную трещиноватость. Цвет от темно-серого до серого, иногда оливково-зеленоватого. Гранулометрически – это тонкоотмученные и алевролитовые глины и глинистые алевролиты. Содржат много фауны.

Диатомовые глины – залегают в средней части разрезов и иногда переслаиваются с различными глинистыми породами. Это рыхлые землистые или слабосцементированные кремнистые породы белого, светло-коричневого или светло-серого цветов, обладающие большой пористостью и малым объемным весом. Иногда содержат небольшие кремнистые конкреции молочно-белого цвета с концентрически-скорлуповатым строением.

В большом количестве содержат остатки диатомовых водорослей, которые можно наблюдать даже невооруженным глазом. Почти не содержат пресноводной фауны.

Мощность диатомовых глин в центральной части прогиба достигает 50 м.

Алевролиты мелкозернистые глинистые, неслоистые – скорлуповатые, плохо дифференцированные некрепкие породы мелкоалевритовой фракции. Слагают части разреза мощностью до 7-8 м.

Алевролиты средне-крупнозернистые глинистые, плитчатые – присутствуют пачками тонкопереслаивающихся глинисто-алевролитовых пород. Имеют ограниченное распространение.

Вулканические пеплы – имеют весьма ограниченное распространение – как рыхлые, так и слегка цементированные среди толщи глинисто-алевролитовых пород. Часто имеют тонкослоистое строение с тонкими (1-2 см) глинистыми прослоями.

Песчано-гравелисто-галечные образования – встречаются среди огромной толщи глинистых пород в виде линз, выклинивающихся полос или мелких гнезд. Мощности до 10 м. Часто эти линзы соединены в определенные горизонты, распространенные на больших площадях, и служат накопителями напорных вод.

По данным Э.В. Саядяна (1967), рассматриваемые глины имеют преимущественно монтмориллонитовый состав с незначительной примесью гидрослюд.

Содержание SiO_2 в диатомовых глинах достигает 66-67%, а карбонатов – 1.7%, окись железа – до 9%. С увеличением карбонатности количество SiO_2 и окиси железа уменьшается.

Из большой коллекции (более 200 обр.) Э.В. Саядяна С.А. Бубикян определена фауна: *Dreissena dilluvi Abich, Advenocypris triangularis (Schweyer), A.dorsodepressa (Schweyer), A.Sohnaeidera sp.n., Limnocythera ex.gr. ornamentata Schweyer, L.remosa Schweyer, L.sp., Candona sp., C.aff angulata, Muller, Gastropada. Редко обнаружена Leptcythera sp., Caspiocypris sp., Cyprideis sp., Bythocypris sp.*

Из этой же коллекции Л.А. Невесской и Л.Б. Ильиных определены: *Dreissena dilluvi Abich, D.rostiformis Desh.*

Из коллекции Е.Н.Паффенгольца (1964) А.Г.Эберзиным и И.В. Даниловским были определены: *Dreissena polymorpha Pallas, D. Dilluvi Abich, D. rostiformis Desh., Hydrobia ulvae Penn., H. vent-*

rosa Hant. H.sieversi Bgt., Volvata pisolinalis boreales Milasch. Melanopsis sp.

Проведен также Н.Г. Заикиной диатомовый анализ в лаборатории МГУ. В образцах из скважины Мармарашен обнаружено всего 32 вида диатомей, причем большая часть в единичных экземплярах. Доминируют *Cyclotella temperei, C.kuetsingana var radiosa, stephanodiseus astrata, S. astraea var. minutulus, s. astraea var. intermedius, Fragilaria brevistriata, Melosiza scabrosa, Cumatopleura elliptica var. hibernica.*

Экологический состав диатомовой флоры указывает на пресноводный характер водоема.

Много планктонных форм, что свидетельствует о достаточной глубине водоема в начале накопления озерного комплекса.

Несколько более подробно остановимся на более детальном описании азатанского горизонта, так как он имеет исключительно важное значение для возрастной характеристики всего Ширакского озерного комплекса и покрывающих их различных лав и туфов.

Грубообломочные, озерно-аллювиальные отложения азатанского горизонта, как отметили ранее, завершают разрез Ширакского озерного комплекса. Они залегают на породы арапийского горизонта с небольшим эрозионным несогласием. С тем же несогласием сами перекрываются покровом игнимбритовых туфов ереванского типа. Это галечники, гравелиты, пески, алевриты и их слабосцементированные разности – глинисто-алевритовые породы, характеризующиеся косослоистым сложением. Максимальная мощность – 35 м.

Наиболее представительный разрез отложений азатанского горизонта обнажается в заброшенных песчаных карьерах "Казачий пост" на окраине Ленинакана, рядом с мясокомбинатом.

По данным Ю. В.Саядяна, здесь снизу вверх обнажаются:

1. Серые среднезернистые пески с маломощными (до 0.15м) прослоями мелкозернистого слабосцементированного глинистого песчаника – 7.5 м.

2. Переслаивание слоистых оливково-зеленоватых темно-серых и серых глинистых алевролитов и темных зеленовато-серых песчано-алевролитовых глин с включениями песчаных линз – 12.5м.

3. Переслаивание слоистых грубозернистых песков с гравийно-галечным материалом, и, в свою очередь, гравийно-галечного материала с разнозернистыми песками и алевритами – 13 м.

Здесь найдены многочисленные остатки и целые скелеты крупных млекопитающих.

4. Погребенная почва до 1 м.

5. Игнимбритовый туф ереванского типа – 3.5 м.

Небольшой разрез этого горизонта нами составлен на ЮВ стороне Ленинакана, на левом берегу речки Джаджур напротив комбината хлебопродуктов.

Здесь на вертикальном карнизе высотой около 10-12 м снизу вверх обнажаются:

1.Зеленовато-серые, буроватые косослоистые пески, гравий с маломощными (несколько сантиметров) пропластками серо-коричневатых глин – 3 м.

2. Погребенная почва буро-сероватого, светло-коричневого цвета – 1 м.

3. Аналогичные первому пункту косослоистые пески, гравий – 2 м.

4. Темно-буроватая погребенная почва – 0.5 м.

5. Рыхлые слабосваренные черные туфы – 0.4 м.

6. Сероватые, слабозеленоватые косослоистые гравий, пески – 1 м.

7. Коричневато-бурая погребенная почва – 1 м.

8. Косослоистые гравий, пески и др., по простиранию они замещаются желтовато-серыми песчано-алевролитовыми продуктами.

9. Оливиновые андезитобазальты аэропортовского покрова – 1.5 м.

Видно, что лава вливалась непосредственно в воду, где в это время отлагались осадки пункта 8.

Краткая характеристика пород азатанского горизонта приводится по данным Ю.В. Саядяна (1967):

Галечники и гравелиты залегают в основном в верхней части разреза в виде самостоятельных слоев и пачек (мощностью до 2-3 м). По простиранию переходят в грубозернистые пески, либо выклиниваются. Часто образуют линзы, карманы.

Гальки, размерами до 5-10 см, в основном хорошо окатаны. Заполнителем служит песчано-глинистый материал. Цементация, в общем, слабая. Косослоистые, наклоны слоев меняются от пологого до умеренно крутого (35°). Содержат многочисленные остатки крупных млекопитающих.

Пески, песчаники со слабой цементизацией распространены в средней и верхней частях разрезов. Образуют часто раздувающиеся и выклинивающиеся невыдержанные пласты, в которых материал отсортирован достаточно хорошо. Часто попадаются линзовидно залегающие пласты песка мощностью до 2.5 м и протяженностью в несколько десятков метров. Отсортировка материала чаще всего неудовлетворительна, в верхах разреза – хорошая. В низах разреза пласты песка мелкозернистые, а наверху – более крупнозернистые с галькой и гравием. Наклоны косых слоев под углами до 30°, ориентированы в юго-западную сторону.

Алевриты и слабосцементированные алевролиты имеют наибольшее распространение в нижней и средней частях разреза азатанского горизонта – обычно в виде маломощных (до 2-5 м), но по хорошо прослеживающихся на сотни метров пластов. Сортировка материала внутри пласта хорошая, местами в нижней части наблюдается косая слоистость, а так преобладает горизонтальная параллельная слоистость.

Глинистые породы распространены в основном в нижней части разреза в виде маломощных (не более 0.5 м), быстро выклинивающихся прослоек. Всегда имеют примесь песчаного и алевритового материала, редко гравия и даже галек. Обычно слоистые зеленовато-серые, оливково-зеленоватые, темно-серые иногда с оскольчатой, комковатой, иногда мелкокавернозной текстурой.

В составе обломков (галек, гравия, песков и т.д.) резко преобладают различные туфогенные и вулканогенные породы эоцена, вулканические образования неогена, и также интрузивные, осадочные и метаморфогенные породы мела, в том числе серпентиниты, амфиболовые сланцы и др. Вся эта масса была снесена с близлежащих Амасийского, Ширакского и Джаджурского хребтов водами Палеоахуряна и его крупных притоков.

В верхней части разреза песчаных карьеров еще со времен Г.Абиха были найдены многочисленные кости крупных млекопитающих, среди которых, по данным Л.А. Авакяна (1959), встречаются

Elephas trongotherii Pohl., Dicerprhinus mereki Yaeg., Eguus stenonis Cocchi Camelus knoblochi Nehr., Cervus sp., Bosprimigenus Boj.

Эта фауна, указанная автором, объединена в Ленинаканский фаунистический комплекс, относящийся к миндельскому времени, сопоставимые с «фауной тираспольского гравия» и отчасти с «хазарской фауной» Поволжья.

В этих же отложениях из сборов Ю.В. Саядяна С.А. Бубикян определены пресноводная фауна: *Hycypris bradyi Sars., Candonella sp., Advenocypris Schneidera sp.n., Limnocythere sp., Cypris sp., Dreissena sp., Gastropoda sp.*, кости рыб.

Из пластов песков окрестностей с.Вардашен (северная часть котловины) Н.И. Акрановский (1956) описал *Valvata piscinelis Müll., Porgula shadini Akr., Potamophyrgus sieversi Bttg., Radix peregra Müll var. ovata Drap., Pisidium altum akr.*

Приведенная фауна, по мнению А.Т. Асланяна, указывает на принадлежность вмещающих отложений к промежутку времени от апшерона до середины миндель-рисского оледенения, то есть к нижнему плейстоцену.

Обсуждая вопросы возраста озерного комплекса, Ю.В. Саядян сравнивает ленинаканский фаунистический комплекс Л.А. Авакяна не с тираспольским комплексом, а с более молодым нижнехазарским сингильским комплексом.

Учитывая также известный факт нахождения в нижнем горизонте озерной толщи ископаемых остатков большерогого оленя бакинского яруса, срок существования Ширакского озера, по Ю.В. Саядяну, соответствует интервалу времени бакинский ярус-низы хазарского яруса, то есть нижнему-среднечетвертичному времени.

В последние годы Г.У. Мелик-Адамяном (1985) были проведены исследования по изучению ископаемых остатков мелких млекопитающих в плиоплейстоценовых отложениях Армении. В частности, автором в трех пунктах Ширакской котловины (Арпи –1, Арпи-2 и «Казачий пост») из-под туфовых отложений азатанского горизонта собрал остатки многочисленных микромаммалий, среди которых определены: *Prolagurus pannonicus kormos, Pitymys cf. diodecimcostatus Selys-Longchamps* и др., которые по своему эволюционному уровню соответствют тираспольскому фаунистическому комплексу, т.е. к нижнечетвертичному времени.

Хотя этот вопрос нельзя считать исчерпанным, но тенденция несколько удревнения возраста озерного комплекса больше соответствует действительной геологической ситуации.

Кечутский вулканический комплекс. Кечутский хребет – это типичный пример вулканических хребтов – цепи плотно примыкающих друг к другу многочисленных центральных вулканов, возникших на трещинном долеритовом вулкане. Разнообразные продукты извержения этих вулканов в виде мощных пирокластических, лавово-пирокластических и лавовых потоков и покровов, многократно наслаивавшихся друг на друга, образовали современный вулканический Кечутский хребет.

Ранними работами Э. Х. Харазяна (1966, 1968, 1970 и др.), а также данными настоящих геологических съемок и геологического доизучения в Кечутском вулканическом комплексе выделены три литолого-стратиграфических горизонта или пачки:

а) Нижняя лавово-пирокластическая пачка (пеплы, пески, брекчии, агглютинаты, лавовые потоки андезитобазальтового состава.

б) Средняя лавовая пачка двупироксеновых андезитобазальтов и андезитов.

в) Верхняя лавовая пачка крупнопорфировых амфибол-плагиоклазовых андезитов, андезитодацитов.

Лавовая-пирокластическая пачка андезитобазальтового состава развита исключительно на восточных склонах Кечутского хребта, в долинах верховьев р.р.Овдзор, Севаберд; закартирована мощная (до 250 м) пачка многократно (более 25 раз) чередующихся андезитобазальтовых лавовых покровов и их пирокластов – вулканических пеплов, песков, шлаков, шлаковых брекчий, агглютинатов.

Большинство лавовых потоков совершенно однообразно – темно-серые, черные мелкозернистые плотные или пузыристые миндалекаменные андезитобазальты с совершенно пустыми миндалинами. Отдельность лавовых пород глыбовая, часто с острыми краями скола. В верхах разреза встречаются тонкоплитчатые отдельности со всевозможной ориентировкой плоскостей. У наиболее мощных потоков плотных андезитобазальтов на середине встречаются отдельные маломощные (3-4 см) прослойки с многочисленными мелкими (до 1см) шаровидными обособлениями более темной

буроватой породы. Последние обусловливают своеобразное флюидальное-полосчатое строение средних частей потоков. Мощность лавовых потоков колеблется в пределах 3-20 м.

Рыхлый пирокластический материал в основном представлен грубообломочными шлаками, шлаковыми брекчиями черного цвета и красновато-окисленными агглютинатами. Размеры отдельных обломков шлаков достигают 7-10 см. Мощность таких слоев от 0.5 до 40 м.

Количественное соотношение лав и пирокластики вверх по разрезу постепенно изменяется в сторону преобладания лавовой фации. На отдельных интервалах верхней части разреза мощность межлавовой пирокластики не првышает 0.8-1.0 м при мощности лав до 20 м.

Микроструктура андезитобазальтов нижней части разрезов афировая с микролитово-микродолеритовой или гиалопилитовой структурами основной массы. У микролитово-микродолеритовой разностей порода почти полнокристаллическая, мелкозернистая, сложенная микролитами (до 0.3 мм) плагиоклаза – до 50% всего объема и мелкими (менее 0.2 мм), в основном ксеноморфными или короткопризматическими клинопироксенами – до 30%, квадратными зернами магнетита и очень редко сильно окисленными мелкими оливинами.

В гиалопилитовых разностях основная масса сложена лишь микролитами плагиоклаза и черным или коричнево-бурым стеклом – до 60%.

В потоках средней части разрезов появляются редкие вкрапленники светло-зеленоватого короткопризматического клинопироксена размерами до 2 мм.

Из акцессорных минералов отмечены редкие длинные призмочки светло-серого апатита, а из вторичных – зеленовато-буроватые хлориты в виде тонкозернистого агрегата (за счет вулканического стекла).

В шлифах вулканические пески очень однообразные. Они сложены остроугольными частичками сильно ошлакованных пузыристых афировых андезитобазальтов (с микролитами плагиоклаза, зачаточными кристаллами клинопироксена и черным вулканическим стеклом) и очень редко кусками кристаллов зеленоватого авгита.

Общее залегание лавово-пирокластической пачки близгоризонтальное с небольшим (5-6°) уклоном к югу.

В сторону главного водораздела Кечутского хребта, а также вверх по склонам вышеупомянутых речных долин указанная пачка без видимого углового несогласия покрывается мощной лавовой пачкой двупироксеновых андезитобазальт-андезитов.

Лавовая пачка двупироксеновых андезитобазальтов и андезитов. Выходы этих лав слагают постамент западных и южных склонов Кечутского хребта. Вверх по склонам они прослеживаются до абсолютных отметок 2700-2750 м, в некоторых местах прослеживаются выходы также до центрального водораздела (окрестности вулкана Егнасар (3138.2 м). Отдельные покровы-потоки двупироксеновых лав развиты также за пределами Кечутского хребта, на поверхности близлежащих частей Гукасянского плато. Они являются либо крупными и длинными потоками, вытекающими из крупных вулканов вершинной зоны, либо являются продуктами самостоятельных излияний небольших местных вулканов (Мец Сепасар, Димац и др.).

Общая обнаженная площадь этих образований – около 200 кв. км. Во многих местах западных склонов хребта они покрыты более молодыми другими лавами.

Наибольшая мощность двупироксеновой лавовой пачки достигает 600-700 м. Разумеется, такие мощные накопления лавы являются продуктами многократных излияний и состоят из многочисленных отдельных маломощных потоков, однако из-за неудовлетворительной обнаженности склонов выделить которые не всегда становится возможным. Кроме того, если самые нижние более основные андезитобазальтовые потоки друг от друга четко отделяются рядом текстурно-структурных особенностей (цветом, пористостью, зернистостью, отдельностью, линейными границами поверхностей охлаждения), то на самом верху – в андезитах эти отличительные критерии изчезают.

Основными характерными макроскопическими особенностями двупироксеновых лав изученного района являются их общее мелкозернистое сложение с редкими, но хорошо заметными кристаллами зеленых пироксенов и белых плагиоклазов, светлые, преимущественно светло-серые или серые слегка розоватой окраски и очень часто встречающиеся совершенные плитчатые-тонкоплитча-

тые отдельности. Иногда в отдельных местах тонкая плитчатость переходит в типичную «метаморфическую сланцеватость».

Ориентировка плоскостей плитчатости очень изменчивая, на небольшом расстоянии она может изменяться настолько резко, что внутри близгоризонтального или слабонаклонного потоков могут образоваться своеобразные антиклинальные и синклинальные «складки». Размеры последних от нескольких до нескольких десятков метров. Обычно в ядрах крупных таких «складок», созданных своеобразным расположением плитчатости, отдельность пород глыбовая. Механизм образования «плитчатой складчатости» в андезитобазальт-андезитовых лавах Джавахетского нагорья рассмотрен Э.П. Гамкрелидзе (1959) и Э.Х. Харазяном (1970).

При петрографическом изучении всех двупироксеновых лав выяснилось, что андезитобазальты развиты только в основании разрезов и кверху они постепенно переходят в андезиты. Этот переход в районе южных обрывов Карахачского перевального плато происходит на абсолютных высотах 2230-2250 м. В западных обрывах указанного плато эта граница понижается до 2070 м. В верховьях ущелья р.Чахкал переход между типичными андезитобазальтами и андезитами происходит на высотах 2640-2660 м.

Внешне эти разности плитчатых двупироксеновых лав почти не отличаются друг от друга, за исключением нескольких самых нижних потоков андезитобазальтов района Карахачского перевала, особо выделяющихся своими более темными, темно-серыми цветами, а также редкими вкрапленными кристаллами оливина (размерами до 1 мм). Отдельности в этих потоках нормально глыбовые, как и у долеритов.

Все основание южных склонов Кечутского хребта в районе Карахачского перевального плато выше абсолютных отметок 1800-1900м примерно до высоты 2650-2700м сложено двупироксеновыми лавами. В самих верховьях р.Дзорагет на северных карнизах ее ущелья насчитываются до 15-16 потоков двупироксеновых лав, общей мощностью до 250 м. В нижних 5-6 потоках с хорошо выраженным зональным строением, как и у потоков долеритовых базальтов, порода мелкозернистая с редкими мелкими вкрапленниками оливина. Обычно между отдельными соседними потоками встречаются маломощные (до 1.5 м) прослойки окисленных шлаковых образований. Мощность отдельных потоков не превышает 7-8 м.

Верхние потоки ущелья р.Дзорагет более мощные (иногда до 25-30 м) со светло-серой, серой окраской и уже плитчатыми отдельностями, толщиной плит от 0.5 до 15-20 см. Порода скрытозернистая с крупными (до 3-4 мм) выделениями белого плагиоклаза и зеленоватых пироксенов. Еще выше по разрезу южных склонов Кечутского хребта вплоть до полного окончания выходов двупироксеновых лав их отдельности неизменно плитчатые.

В Гукасянском лавовом языке (к западу от пос. Гукасян, вокруг вулкана Димац и вдоль левобережных обрывов р.Гукасянджур, вплоть до слияния последней с р.Ахурян) в отдельных участках встречаются также светло-серые, слаборозоватые глыбовые породы, редко с брекчиевидным строением. Обломки брекчий, размерами до нескольких самтиметров, более темные, их края слабо округленные.

Ниже моста, у р.Гукасянджур, на обочине дороги первого магистрального водовода Казанчи-Ленинакан, из-под брекчиевидных двупироксеновых лав выступают массивные очень плотные лавы светло-серого-синеватого цвета. Последние местами имеют пятнистую поверхность (типа измененных долеритов). Эти пятна являются следами хлоритизации. Ниже по реке степень измененности лав увеличивается и появляется характерная луковично-скорлуповатая отдельность. Наибольшая мощность двупироксеновых лав Гукасянского языка не превышает 25 м.

В верховьях р.Чахкал и на западных склонах г.Гайлакар (3123.2 м) темно-серые плитчатые (5-10 см) или массивные двупироксеновые лавы содержат многочисленные очень мелкие (до 1 см) шаровидные обособления, хорошо выделяющиеся как в выветрелой поверхности, так и в свежем изломе породы. Шарики располагаются отдельно, или же слипаются в небольшие цепочки или ленточки, в общем удлиненные вдоль простирания плитчатости. Иногда встречаются отдельные, сильно обогащенные шариками горизонты *с объемом последних около 50%.*

При выветривании поверхности шариков в некоторой степени окисляются и становятся более розоватыми-розовато-бурыми.

Аналогичные, но более крупные шаровидные выделения были обнаружены также в лавах вершинной части вулкана Егнасар (3138.2 м).

Описываемые лавы характеризуются повсеместным содержанием одновременно моноклинного и ромбического пироксенов,

причем ромбическая разновидность обычно составляет более 90% всех цветных минералов.

Андезитобазальты Гукасянского лавового языка большей частью афировые, с очень редкими мелкими (до 0.5 мм) таблитчатыми кристаллами плагиоклаза. Основная масса этих пород отличается микролитовым сложением. К югу от устья р.Гукасянджур основная масса сильно хлоритизирована и карбонатизирована.

На вершине г.Мец Сепасар андезитобазальты порфировые. Вкрапленники, общее количество которых не превышает 2%, представлены ромбическим и моноклинным пироксенами. Моноклинные разности по краям сильно оплавлены. Основная масса микролитовая, состоящая из густой сети плагиоклазовых призмочек и мелких зерен пироксенов, беспорядочно разбросанных по всей массе. Зернышки оливина встречаются очень редко. Содержится также некоторое количество (до 20%) светло-серого стекла. Отдельные участки основной массы слабо хлоритизированы, в некоторых порах замечены агрегаты кристобалита.

Андезиты почти всегда порфировые. В составе вкрапленников наряду с пироксенами большую роль играют и плагиоклазы, количество которых вверх по разрезу постоянно увеличивается. В этом направлении увеличивается также количество ромбического пироксена, тогда как моноклинные постепенно уменьшаются. Уже в самых нижних частях разреза двупироксеновых андезитов оливины полностью исчезают. На самых верхних частях разрезов редко появляются вкрапленники базальтической роговой обманки.

В андезитах Карахачского перевального плато зафиксировано наибольшее количество вкрапленников – до 11%, в том числе плагиоклаза – около 8%. В составе пироксенов снова резко преобладают ромбические разновидности (до 2.5%).

Плагиоклазы образуют два типа порфировых выделений – призмы и таблицы, причем последние почти всегда сильно оплавлены.

Некоторые пироксены подвержены интенсивным вторичным изменениям – уралитизации. Часто плагиоклазы и пироксены образуют совместные крупные (до 6-7 мм) гломеропорфировые скопления, иногда напоминающие ксенолиты крупнозернистой породы в очень мелкозернистой вмещающей массе.

Основная масса двупироксеновых андезитов района Карахачского перевала микролитовая или интерсертальная. Она состоит только из кристалликов плагиоклаза и темно-бурого – черного стекла (до 60%). Значительно развиты сферолитовые или бесформенные черепитчатые агрегаты кристобалита.

Во вкрапленниках андезитов к западу от с.Гукасян, наряду с другими уже упомянутыми минералами встречается также почти полностью опацитицированная базальтическая роговая обманка в виде крупных (до 2 мм) коротких призм объемом до 1.5%. Здесь встречаются также сильно опацитицированные ромбические пироксены. Основная масса этих пород кристаллитовая, слабополосчатая. Последняя обусловлена чередованием более слабораскристаллизованных темных узких (до 0.7 мм) полос с относительно более раскристаллизованными светлыми разностями.

У самых верхних андезитов верховьев р.Чахкал и на горе Егнасар двупироксеновые андезиты имеют порфировую структуру с вкрапленниками плагиоклаза (до 2%) и пироксенов (до 1.5%).

В основной массе здесь наблюдаются любопытные шаровые обособления. Последние образуют отдельные индивиды (0.2-3 см), или же по нескольку штук слипаясь друг с другом, – более сложные почковидные выделения, цепочки, ленточные агрегаты и др. В общем, цепочки и ленточки параллельны плоскостям плитчатости. Они отличаются от остальной массы лишь более темным цветом стекла. Следует указать, что как вкрапленники, так и отдельные микролиты могут протыкать насквозь эти обособления, что говорит о более позднем отделении шаровых обособлений из расплава, чем кристаллизация наиболее поздней микролитовой фазы плагиоклаза.

Лавовая пачка амфиболовых андезитов, андезитодацитов пользуется очень большим распространением на восточном склоне и центральном водоразделе Кечутского хребта.

Это серые, светло-серые, серовато-розоватые породы имеют ярко выраженное крупнопорфировое сложение. На светлом скрытозернистом фоне выделяются крупные (до 6-7 мм) черные длинные призмы базальтической роговой обманки и белые коротко-призматические или изометричные зерна полевых шпатов. Исходя из характерного повсеместного большого содержания первого из компонентов (местами составляет до 15-17% всего объема

породы), эти андезиты, андезитодациты и дациты нами выделены под названием роговообманковых (Э.Х. Харазан, 1970).

В отличие от остальных вулканитов Кечутского комплекса обнаженность этих лав очень плохая. Всюду на склонах хребта и даже на водоразделе они как бы завалены своими же продуктами выветривания – мощными крупноглыбовыми каменистыми осыпями-чингилями. Из-за этого мы не располагаем хотя бы одним сколько-нибудь полным разрезом лавовой пачки, несмотря на то, что общая мощность, судя по интерпретации отдельных небольших коренных выходов, на водоразделе и склонах хребта превышает 300-400 м.

Расчленение этой огромной лавовой массы на отдельные потоки также очень затруднено из-за отсутствия тех же характерных структурно-текстурных признаков, пригодных для более основных лав нижней части вулканического комплекса.

Наиболее характерными отдельностями амфиболовых лав являются глыбовая и плитчатая-тонкоплитчатая. Последняя в основном наблюдается в районах их центров извержений (вулканы Кечут, Андраник, Гайлакар, Ампасар и др.). Плоскости плитчатости, как правило, строго согласны с поверхностью склонов вулканов, однако во многих случаях, особенно на вершинах вулканов, эти плоскости имеют обратные (в сторону вершины) концентрические падения под углами 15-35°.

В районе вулкана Ампасар эти лавы имеют хорошо выраженное полосчатое строение, обусловленное многократным чередованием полос (толщиной не более 5 см) серых свежих и розоватых, слегка окисленных, пород. Здесь же отмечаются самые крупные кристаллы роговой обманки (до 1 см), причем в свежих полосах они черные, а в окисленных – красно-бурые.

Под микроскопом структура амфиболовых лав полифировая, мегафировая с вкрапленниками базальтической роговой обманки, плагиоклаза и пироксенов.

Базальтическая роговая обманка в шлифах коричнево-бурая или очень редко – зеленоватая. Характерен плеохроизм по схеме: темно-коричнево–бурый (по Ng) – светло-желто–бурый (по Np) для первой разновидности, темно-зеленоватый (по Ng) – светло-зеленовато–бурый (по Np) – для второй.

Таблица 3

Химические составы двупироксеновых андезитобазальтов и андезитов Кечутского вулканического комплекса

№№ п.п.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	F_2O_3	FeO	MnO	MgO
1.	51.00	1.75	18.16	2.71	5.60	0.14	4.00
2.	54.46	0.96	17.44	3.44	5.46	0.13	3.60
3.	56.69	1.05	14.39	5.40	5.71	0.13	4.03
4.	57.92	1.12	17.89	1.00	4.60	0.14	3.64
5.	58.50	0.60	19.50	3.70	2.80	0.15	2.60
№№ п.п.	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O	n.n.n.	∑
1.	8.70	4.00	1.70	-	0.70	0.70	99.16
2.	8.12	4.00	1.80	-	0.12	0.14	100.67
3.	7.29	3.00	1.52	-	0.02	0.06	99.29
4.	6.82	3.96	2.10	0.12	-	-	99.36
5.	6.27	3.92	2.02	-	-	-	100.06

Числовые характеристики по А.Н.Заварицкому

1.	11.8	6.8	19.4	62.00
2.	11.7	6.0	18.5	63.8
3.	8.7	5.3	20.6	65.4
4.	11.9	6.3	13.8	68.0
5.	11.9	7.6	11.1	69.4

Опись анализов.

1. Двупироксеновый андезитобазальт, с.Красар (А.Ш. Матевосян, обр.566), анал. И.Манукян; 2. Двупироксеновый андезитобазальт, Крахачское перевальное плато (Э.Х. Харазян, 1970, обр.323), аналит.Н.А.Иванян; 3. Двупироксеновый андезит, южные склоны Кечутского хребта, на выс.2600м (Э.Х. Харазян, 1970, обр.591а), аналит.З.Ш.Гаспарян; 4. Двупироксеновый андезит, с.Мусаелян Гукасянского р-на, у старых мельниц (А.Ш. Матевосян, обр.666), анал. И.Абгарян; 5. *Двупироксеновый андезит, с. Гукасян* (Э.Х. Харазян, 1970, обр.517), анал.Хим.лаборатория УГ и ОП Арм.ССР.

В большинстве случаев кристаллы роговой обманки по краям опацитизированы. Изредка за их счет образованы мелкие призмочки клинопироксена, хаотически разбросанные по краям крупного кристалла. Наиболее мелкие амфиболы опацитизированы полностью. Оптические характеристики базальтической роговой обманки следующие: (-)2v=70-80°, c=Ng=0-17°.

Вкрапленники плагиоклаза преимущественно длиннопризматические, величиной до 6-7 мм. По составу соответствуют основному андезину – кислому лабрадору. Содержание андезитовой составляющей изменяется в пределах 39-55%. Очень часто плагиоклаз

сильно корродирован. Среднее количество этого минерала в природе около 6-8%.

Таблица 4

Химические составы роговообманковых андезитов, андезитодацитов и дацитов Кечутского вулканического комплекса

№№ п.п.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	F_2O_3	FeO	MnO	MgO
1.	60.47	0.66	17.46	2.44	4.02	0.10	2.60
2.	61.85	0.52	15.32	4.75	1.58	-	2.31
3.	63.36	0.75	15.85	4.02	3.81	0.09	1.22
4.	64.15	0.69	17.21	4.26	1.91	0.11	0.99
5.	65.28	0.66	18.55	0.13	2.73	0.07	1.07
6.	66.23	0.40	17.30	1.33	3.08	0.10	1.53
№№ п.п.	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O	n.n.n.	$\sum$
1.	6.37	4.00	2.20	-	0.52	0.14	100.98
2.	5.52	4.00	2.35	-	1.15	0.90	100.25
3.	4.24	4.00	2.75	0.20	-	-	100.36
4.	3.85	4.00	2.65	-	0.17	0.55	100.54
5.	4.13	4.00	3.20	-	0.06	0.12	100.20
6.	4.16	3.42	2.42	-	-	0.25	99.92

Числовые характеристики по А.Н.Заварицкому

1.	11.5	6.5	11.7	70.3
2.	12.4	4.1	12.2	71.3
3.	12.9	4.2	10.3	72.6
4.	11.7	5.9	7.5	74.9
5.	13.6	5.1	5.8	75.4
6.	10.9	5.0	8.8	75.3

Опись анализов.

1. Роговообманковый андезит у вулк. Л.Спендиарова (Э.Х.Харазян, 1970, обр.265), анал. Н.И. Иванян; 2. Амфиболовый андезит г.Ампасар (А.Т.Микаелян, обр.77), анал. Хим. лаборатория УГ и ОП Арм.ССР; 3. Амфиболовый андезитодацит, г.Андраник (Э.Х. Харазян, 1970, обр.7-9), аналит.З.Щ.Гаспарян; 4. Амфиболовый андезитодацит, верховье р.Овдзор (Э.Х. Харазян, 1970, обр.463), анал.С.Г.Чаталян; 5. Амфиболовый дацит г.Андраник (Э.Х. Харазян, 1970, обр.224), анал. Н.И.Иванян; 6. . Амфиболовый дацит г.Лчасар (Э.Х. Харазян, 1970, обр.571), анал.Хим.лаборатория УГ Арм.ССР

Пироксены в роговообманковых лавах имеют второстепенное значение, их общий объем не превышает 1.5%. Наиболее развита ромбическая разновидность, образующая короткопризматические кристаллы и редкие длинные (до 1.5 мм) призмы с характерной

схемой плеохроизма. Моноклинные пироксены чрезвычайно редки и представлены в виде светло-зеленоватых коротких призм.

Основная масса породы гиалопилитовая, кристаллитовая или, редко, микролитовая. В ее сложении принимают участие микролиты плагиоклаза, короткие призмочки моноклинного пироксена, иголочки ромбического пироксена, погруженные в желто-бурую или темную стекловатую массу.

В редких порах и других мельчайших пустотках отмечены новообразования бесформенных агрегатов кристобалитов.

Данными петрографического изучения и химизма установлено, что, в общем, вверх по разрезу состав роговообманковых лав постепенно изменяется от андезитов к андезитодацитам (табл.4).

Гусанагюхский лавовый покров. К нижнечетвертичному времени с некоторой долей условности относятся также черные порфировые плагиоклаз-пироксеновые андезитобазальты Гусанагюхского покрова, обнажающиеся на южном борту Ширакского прогиба, между с.с.Лусакерт-Бениамин-Гусанагюх. На востоке они перекрываются среднечетвертичными андезитобазальт-андезитовыми покровами вулкана Шараилер, на юге, за пределами изученного района – верхнечетвертичными андезитами Мастара-Мараликского покрова. Имеют хорошо выраженную крупноглыбовую, валунноглыбовую отдельность, во многом обусловленную общую бугристоглыбовую поверхность лавового покрова. Этот холмисто-бугристый рельеф во многих местах (особенно на юге) достаточно хорошо снивелирован вышележащим покровом среднечетвертичных игнимбритовых туфов ереванского типа, из-под которого лишь в виде нунатаков торчат наиболее высокие холмики лавовых пород.

При прослеживании лавового покрова со стороны с.Лусакерт на запад в близмеридиональных траншеях для прокладки трубопровода под маломощным покровом туфов было отмечено большое развитие грубообломочной окисленной шлаковой, шлаковобрекчиевой массы на поверхности черных плагиоклазовых андезитобазальтов. Толщина слоя ошлакованных пород достигает 1-1.5 м. переходы от ошлакованных участков к более массивной лаве совершенно постепенные.

На северной, северо-восточной стороне с.Гусанагюх черные плагиоклаз-пироксеновые андезитобазальты непосредственно залегают на белесоватые светло-серые тонкослоистые пемзовые пески

арапийского горизонта Ширакского озерного комплекса с явными следами закалки в подошве лавового потока.

Здесь же, напротив гаража войсковой части вырыта широкая (до 10 м), длинная (до 50 м) защитная траншея – укрытие, глубиной до 3-3.5 м. На обоих стенках траншеи хорошо видно, как белесоватые пемзовые тонкослоистые пески с эрозионным несогласием перекрываются пластом (мощность – до 2-2.5 м) красновато-оранжевых, в свежем изломе – черно-бурых агломератов, соответствующих, наверное, игнимбритовому туфовому покрову. Последние, в свою очередь, покрываются метровым слоем мелкогалечного (до 3-5 см) рыхлого конгломерата, среди галек которого очень много кусков упомянутых черных порфировых плагиоклазовых андезитобазальтов.

Микроструктура андезитобазальта порфировая с гиалопилитовой основной массой. Вкрапленники представлены крупным (до 3.5 мм) длиннопризматическим плагиоклазом и относительно мелкими (не более 1 мм) светло-зеленовато-бурыми пироксенами.

Кристаллы плагиоклаза сильно резорбированные, растресканные, однако совершенно свежие.

Пироксены представлены почти только моноклинной разновидностью.

Основная масса сложена микролитами плагиоклаза, как будто ориентированными в одну сторону, мелкими ксеноморфными зернами тех же клинопироксенов, квадратными кристаллами рудного минерала, погруженными в темно-бурое-черное стекло. Содержание стекла составляет более 70-75%.

Наиболее вероятный возраст андезитобазальтов Гусанагюхского покрова, по-видимому, больше всего соответствует нижнечетвертичному времени, как и возраст всех остальных подтуфовых лав западных и северо-западных подножий Арагацского нагорья, располагавшихся на ленинаканской озерной толще, в частности андезитобазальтов анипемзинских покровов.

Нижне-среднечетвертичное звено.*Верхнеахурянский озерный комплекс, нерасчлененный* – озерные, озерно-аллювиальные пески, вулканомиктовые пески, песчанистые глины, глинистые песчаники, гравий, мелкообломочные галечники. По многим данным имеют очень большое распространение во всем бассейне верхнего течения р.Ахурян, в пределах Арпиличского, Верхнеахурянского и

Вардахпюрского прогибов, а также на поверхности Ахалкалакского плато.

В Верхнеахурянском прогибе эти образования обнажаются у с.Ениель, на склонах неглубокого оврага восточной составляющей р.Ениелджур. Здесь они представлены многократно переслаивающимися желто-серыми, светло-желтовато–бурыми песчанистыми глинами и мелко-среднезернистыми песками. В верхней части разреза имеются отдельные маломощные (до 6-7 см) прослойки крупнозернистых песков и гравия. Мощность пачки – до 10 м. Совершенно согласно эти образования лежат на верхнеплиоценовых долеритовых базальтах Арпи-Казанчинского неотектонического флексурного уступа и вместе с ними близвертикально (80-85°) падают в сторону Верхнеахурянского прогиба.

Небольшой разрез четвертичных озерно-аллювиальных отложений обнажается на обоих берегах выпрямленного русла-канала р.Ахурян, южнее с.Геллу. Здесь, под 1.5-метровым слоем торфяника обнажаются темно-серые-черные вулканомиктовые пески (может быть, пирокластические продукты андезитовых вулканов Воскисар, Капуткоч, Дакнасар и др.), мощностью до 2 м. У уреза воды среди этой черной яснослоистой массы можно наблюдать несколько маломощных (4-10 см) параллельных прослоев более светлого сероватого песка.

Можно предполагать, что вся впадина заполнена четвертичными отложениями, о чем свидетельствуют также данные бурения (Дасоян, Шагинян, 1960, Месропян, 1959 и т.д.).

В пределах Вартахпюрского прогиба буровыми скважинами установлено наличие четвертичных песчано-глинисто-галечниковых отложений мощностью более 120 м.

Молодые озерно-аллювиальные отложения развиты также на долеритовых плато на территории Грузии между с.с.Калинино, Жданово Богдановского района и вулканическим массивом Езнасар. Представлены они песками, гравием, мелкообломочными галечниками, обнаженными на обочинах шоссе Гукасян-Ахалкалаки и других рытвинах рельефа.

Четвертичные отложения на поверхности ахалкалакских долеритов нередки, причем в некоторых местах они содержат представительную фауну. По данным А. К. Векуа (1959), восточнее г.Ахалкалаки у г.Амиранисмета на поверхности верхних долерито-

вых базальтов развиты озерные грубозернистые песчанистые, песчано-глинистые отложения. Из верхней части разреза этих отложений собраны ископаемые остатки млекопитающих нижнеплейстоценового возраста: *Marmota longipes sp.n., Mammonthens agg., Trogontherii Pohl., Equus aff. Sussenbornensis Wust и др.*

Как видно, эта фауна по видовому составу очень похожа на ленинаканскую, а вмещающая толща, таким образом, является полным возрастным аналогом ширакского озерного комплекса.

Среднечетвертичное звено. ***Ваграмабердский покров игнимбритовых туфов ереванского типа.*** Туфы ереванского (ереван-ленинаканского) типа – это типичные более или менее плотные пирокластические породы, состоящие из обломков вулканического стекла, различных минералов и пород.

Наподобие верхнеплиоценовых долеритовых базальтов туфы образуют обширные горизонтальные покровы, приуроченные к пониженностям рельефа, в т.ч. и речным долинам. В этом отношении площадь развития туфов почти полностью повторяет контуры распространения четвертичного ширакского озерного комплекса. За пределами развития озерных отложений туфы немного поднимаются вверх по нижним склонам Ширакского, Амасийского и Джаджурского хребтов, а также узким лентообразным языком заходят в долину речки Джрадзор – вдоль северного подножья Ширакского хребта.

Данными многочисленных буровых скважин установлено, что туфовые покровы распространены по всей Ширакской впадине не только на бортах ущелья р.Ахурян и вдоль северного подножья Ширакского хребта, но и под верхнечетвертичным-современным аллювиально-пролювиальным чехлом и среднечетвертичными лавовыми покровами Шараилера. Общая обнаженная поверхность туфового покрова (в т.ч. и под более молодыми образованиями) – 280 кв.км. Максимальные мощности наблюдаются вдоль южных подножий Ширакского хребта – до 10-12 м. Именно в этой зоне размещены главные карьеры для промышленной добычи стенового камня.

Средняя мощность пласта не превышает 3-3.5 м.

Классическим разрезом туфового пласта ереванского типа игнимбритовых туфов может быть следующий, составленный на

вершине левого борта ущелья р.Ахурян, в 500 м вверх по реке от плотины Капского водохранилища:

1. На породах основания – долеритовых базальтах, а может быть и эоценовых, плиоценовых различных породах, а также Ширакского озерного комплекса залегают черные туфовые пески – 0.1-0.15 м.

2. Черный плотный туф – 2 м.

3. Красно-бурый плотный туф – 1 м.

4. Кирпично-красный плотный туф – 1.5 м.

Характерной особенностью туфов этого типа вообще является вышеописанное постепенное изменение цвета породы вверх по разрезу пласта: сначала черный, коричнево-бурый, кирпично-красный. Первичным является черный цвет. Красно-бурый и красный разновидности являются лишь в той или иной степени окисленными разновидностями черных туфов.

Этот процесс происходит только в раскаленном состоянии туфового вещества с участием кислорода воздуха.

Самые нижние туфовые пески – это фактически тот же пирокластический материал, но не спекшийся из-за быстрого охлаждения горячей массы туфового облака при извержении на мокрый и холодный грунт или даже в воду.

Степень спекаемости обломочного материала, от которого зависит и механическая прочность туфов, в пространстве изменяется значительно чаще, это, в общем, зависит также от расстояния предполагаемого центра извержений туфовой массы, первоначальной температуры и толщины пирокластических накоплений.

Самые северные выходы туфов зафиксированы в райцентре Амасия. Здесь на левом берегу речки (правого притока р.Ахурян) на площади 600 кв. м. обнажаются черные туфы мощностью до 3 м. Порода довольно «мягкая» (относительно слабоспекшаяся) и при ударе молотком производит глухой звук и выделяет много пыли.

На сплошном черном фоне породы невооруженным глазом можно разглядеть отдельные белые зерна полевого шпата (размерами до 2-3 мм), более крупные (до 3 см) слабоокатанные куски мегрелей, известняков и других пород из окружающих эоценовых толщ.

К югу, в сторону Ширакской котловины настоящие плотноспекшиеся туфы начинаются на правом берегу долины р.Ахурян,

южнее широты с.Магараджук, откуда уже непрерывные туфовые покровы, постепенно расширясь, прослеживаются до окрестностей города Ленинакана, где в восточную и южную сторону уходят под более молодые аллювиально-пролювиальные и лавовые покровы.

В этом направлении мощность туфов постепенно увеличивается до 10-12 м (в районах капских карьеров), затем снова постепенно уменьшается до 3-4 м на самом юге – на лавах Гусангюхского покрова, соответственно меняется также степень спекаемости пирокластического материала от мягкого слабоспекшегося – до очень сильно спекшихся (вдоль широты с.Джрадзор), а затем до умеренно спекшихся туфов. В связи с увеличением степени спекаемости изменяются некоторые внешние признаки пород. Туфы сильно спекшиеся, очень плотные, тяжелые, лавоподобные со столбчатой отдельностью (напротив с.Джрадзор) и раковистым изломом и стеклянным звоном. Наиболее классические столбы 4-5-гранные диаметром 20-30 см и высотой до 1.5-2 м. Обычно такие туфы не годятся в качестве стенового камня.

По данным З.А. Ацагорцяна и О.А. Мартиросяна (1959), К.Г. Ширинян (1961), такие наиболее спекшиеся туфы имеют низкую механическую прочность и непригодны для строительства, поэтому туфовые разработки ведутся только в ореолах распространения туфов средней спекаемости.

Под микроскопом структура породы отчетливо обломочная. Главная масса (более 85%) представлена частичками темно-коричневого (черные туфы), коричнево-бурого, темно-бурого и кирпично-красного (красные туфы).

Частички стекла размерами 0.2-3.0 мм имеют совершенно разнообразные очертания и упаковку.

У наиболее мягких (слабоспекшихся) североамасийских туфов они располагаются свободно и как бы разобщены друг от друга. Никакой пространственной ориентировки в их распределении не наблюдается, и обломочное строение породы видно уже с первого взгляда.

В наиболее спекшихся туфах долины р.Джрадзор стеклянные частички настолько плотно упакованы и сварены в единую массу, что первичное обломочное строение как будто исчезает и порода приобретает облик флюидальной стекловатой лавы. Микроструктура в этом случае – флюидально-полосчатая-волокнистая.

Минеральный состав туфов отличается большим разнообразием и выдержанностью на больших расстояниях.

В составе главных минералов выделяются плагиоклазы, ромбические и моноклинные пироксены, рудные минералы.

Плагиоклаз представлен крупными (до 4 мм) призмами и более мелкими их обломками. Они очень сильно резорбированы, корродированы и содержат многочисленные мелкие включения бурого стекла, типа стеклянных частичек основной массы. Содержание плагиоклаза достигает 6%.

Общее содержание пироксенов незначительное (менее 0.6 %). Однако хорошо видны тонкие плеохроирующие призматические кристаллы гиперстена и светло-зеленоватые короткопризматические или изометричные зерна авгита.

Рудный минерал представлен магнетитом, более редко титаномагнетитом.

Из акцессорных минералов встречаются тонкоигольчатый апатит и очень редко микроскопические (0.04 мм) пластинки биотита, которые находятся во включениях крупных кристаллов плагиоклаза. По химизму туфы этого типа соответствуют андезитам-андезитодацитам (таб. 5). Состав обломков посторонних пород довольно разнообразный и полностью обусловлен местоположением туфового покрова. Это различного ряда эффузивные, экструзивные и осадочные породы мелового, палеогенового, неогенового и нижнечетвертичного возрастов, обнаженные вдоль предполагаемого пути туфового облака. Размеры обломков ксенолитов иногда достигают 10-12 см, но обычно более мелкие (до 3-4 см), в большинстве случаев они залегают согласно напластованию туфового покрова.

Наблюдается определенная связь между степенью спекаемости туфов и количеством обломков посторонних пород. Однако эта связь косвенная; чем выше степень спекаемости, т.е. чем выше была первоначальная температура туфовой массы, тем она отлагалась ближе к центру извержения и тем меньший путь она прошла, поэтому и меньше посторонних обломков захватывала. В сильноспекшихся джрадзорских туфах ксенолиты составляют всего 2-3%, а в мягких туфах района с.Амасия – более 5-6% всего объема.

Вопрос возраста игнимбритовых туфов ереванского типа в пределах Ширакской котловины по нашему мнению решен более или менее однозначно.

В песчаном карьере «Казачий пост» и во многих других местах туфовый покров совершенно согласно лежит на фаунистически охарактеризованных нижне-среднечетвертичных озерно-аллювиальных отложениях азатанского горизонта. На приведенном нами разрезе азатанского горизонта, на берегу речки Джаджур очень хорошо видно, что туфы даже переслаиваются с этими косослоистыми песками. Так что туфы одновозрастны с азатанским горизонтом, т.е. соответствуют низам хазарского яруса (гюргянскому горизонту по Ю.В. Саядяну, 1967) или даже нижнеплейстоценовому времени.

Вопросы генезиса этого типа туфов детально разобраны в работах А.П. Заварицкого (1946, 1947), А.И. Месропяна (1951), А.Т. Асланяна (1956, 1958), К.Г. Ширинян (1957, 1961) и др.

По мнению большинства исследователей (Заварицкий, Асланян, Ширинян), ереванские (еревано-ленинаканские) туфы являются типичными игнимбритовыми образованиями – отложениями богатых газами раскаленных пирокластических потоков, которые двигаются по депрессиям рельефа как жидкое вещество, наподобие селевых потоков. Скорость движения таких масс может достичь 150 м/сек (Fenner, 1920).

Первые порции отложений пирокластических потоков, заполняющих речную долину, непосредственно попадая в воду или же на влажные участки дна долины, сравнительно быстро охлаждаются, не успевают спекаться в плотные туфы и остаются в виде рыхлого туфового песка.

В дальнейшем, уже последующие порции, находившиеся первоначально в полувязком, размягченном состоянии, охлаждаются более медленно и вне зависимости от мощности накоплений образуют в различной степени спекшиеся разности. В наиболее мощных частях покровов, что, понятно, соответствует центральным частям прежних долин, образуются совершенные столбчатые отдельности, характерные обычно для лавовых образований.

Мощность туфового покрова и степень спекаемости пирокластического вещества могут быть обусловленными также удаленностью центра извержения: чем дальше от центра, тем меньше материала и ниже спекаемость.

В качестве центров извержений туфов А.П. Заварицким, А.И. Месропяном и К.Г. Ширинян принимаются системы одно-

временно действующих трещин, расположенных по склонам и периферияам крупных вулканических массивов – Арагаца (Заварицкий, Ширинян) или же находящихся за пределами нынешней территории Армении – на западе (А.Месропян).

По мнению К.Г. Ширинянa (1961), трещины-центры туфов Ширакской котловины могли образоваться на границах котловин и горстовых поднятий в результате вертикальных дифференциальных движений.

По нашему мнению, именно одну такую широтную трещину фиксирует линейный (длина 6 км) узкий (ширина 70-100 м) язык сильноспекшихся столбчатых туфов на северном подножье Ширакского хребта между селениями в долине речки Джрадзор.

Образование большинства туфовых покровов Ширакской котловины могло быть связано и с трещинными центрами на склонах Арагацского нагорья.

Среднечетвертичный Гукасянский лавовый комплекс охватывает разнообразные лавовые потоки и покровы наиболее молодых в этом районе многочисленных вулканических центров, разбросанных на вершинной зоне Кечутского хребта (темные андезитобазальты и андезиты) на бортах верхнеахурянской котловины (кварцсодержащие андезиты), а также оливиновые андезитобазальты вулкана Араикар и амфиболовые андезиты двух лавовых вулканов на восточном склоне Ашоцкского хребта.

На западных склонах Кечутского хребта над амфибол-плагиоклазовыми крупнопорфировыми андезитодацитами залегают покровы андезитобазальтовых и андезитовых лав, отличающихся от уже описанных двупироксеновых андезитобазальтов и андезитов более темной, темно-серой-черной окраской. Кроме того, эти лавы отчетливо связаны с определенными центрами извержений. Это довольно хорошо сохранившиеся шлаковые и шлаково-лавовые вулканы вершинной зоны Кечутсккого хребта – Кечут-1, Кечут-2, Кечут-3, Цахкасар, Севкатар, Л.Спендиарова, Овсепасар, Левонасар.

В районе крупного полигенного вулкана Кечут (г.Легли) темные андезитобазальты и андезиты отчетливо связаны с тремя наиболее молодыми паразитическими шлаковыми центрами, расположенными, соответственно, на западном привершинном склоне, в центральной части главной вершины и юго-восточной части вер-

шинного склона – на водоразделе хребта в сторону вулкана Андраник (г.Ак-чала).

Продукты западного паразитического конуса представлены как лавами, так и эксплозивной пирокластикой. Последние представлены шлаками, вулканическими бомбами, лапиллами, песками и др., распространены только на небольшом пространстве вокруг самого центра. Все эти продукты сильно окислены до кирпично-красного цвета.

Лавы же, многократно излившиеся с западной стороны паразитического вулкана, в этом направлении в виде узкого языка простираются на расстоянии до 7 км, вплоть до района развалин с.Дарагюх. Здесь они заполняют древнюю эрозионную выемку русла небольшого правого притока р.Чахкал. В разрезе этого лавового языка выделяются более 10 отдельных потоков, общей мощностью около 170 м.

В низах разреза выходят несколько потоков серых-темно-серых, слабо-синеватых и иногда черных плотных глыбовых лав (мощность 25-30 м) с очень хорошо заметным полосчатым строением всех потоков, по отдельности знакомых нам из описания долеритовых базальтов.

Вверх по разрезу следующим обнажается мощный (до 40 м) поток серых розоватых плитчатых (толщина плит – 2-10 см) андезитов с исключительно согласной ориентировкой плоскостей.

Выше снова идет ряд потоков темно-серых крупноглыбовых лав с общей мощностью до 60 м.

Разрез заклинивается мощным потоком снова серых–розовато-серых тонкоплитчатых лав с характерной плитчатой «складчатостью». Обычно в ядрах таких складок отдельность породы массивно-глыбовая.

Продукты вершинного конуса Кечут-2 представлены в основном лавами; в самом центре они черные, очень крепкие с острыми режущими краями скола. Иногда встречаются отдельные сильнопористые-пузыристые горизонты. Поры, занимающие иногда более 50% объема, миндалевидно-удлиненные с гладкими стенками.

С вершины Кечут-2 в северную и северо-восточную стороны (на территорию Грузии) отходят другие лавовые языки этих пород.

В юго-восточном паразитическом конусе в основном развит эксплозивный материал, почти полностью окисленный. В западной его части есть также некоторые нагромождения светло-серых плитчатых пород, возможно извергавшихся из этого места.

Лавы отдельных вулканов юго-западной части Кечутского хребта настолько сложно переплетаются друг с другом, что их уже невозможно отделить; они образуют единый довольно обширный покров (площадью около 57 кв.км), бронирующий склоны хребта, вплоть до его подножий. В этой сложной массе наибольшее количество материала несомненно было извержено Цахкасаром и Севкатаром.

Сколько-нибудь значительные разрезы лавовой брони почти нигде не обнажаются, и доступна только слабохолмистая и бугристая ее поверхность. Всюду обнажены темно-серые до черного лавы с нормально глыбовой отдельностью. Плитчатая отдельность встречается очень редко на юго-западных склонах Левонасара.

Ориентировочная мощность лавового покрова около 170 м.

Центры извержения этих лав представлены смешанными шлаково-лавовыми вулканами (Цахкасар, Севкатар, Л.Спендиарова, Кечут-1, Кечут-2) и шлаковыми конусами (Овсепасар, Левонасар, Кечут-3) (таблица 5).

Смешанные шлаково-лавовые вулканы имеют конусовидную форму с глинистыми довольно крутыми (25-30°) склонами и острыми каменистыми вершинами без кратеров.

В строении вулканических построек принимают участие как лавы, так и рыхлый эксплозивный материал в количественном соотношении около 40%:60%. В распределении того или иного материала в том или ином участке вулкана никакой закономерности не наблюдается. Лавы изливались и из-под основания, и из вершинных частей, и, возможно, со склонов сооружений. Шлаковыми, различными бомбовыми, лапиллевыми выбросами покрыты все склоны, а также вершинные зоны. Местами на вершине наблюдаются небольшие карнизы плотно сваренных шлаков, агглютинатов, жерловых брекчий. Обломочный минерал почти полностью окислен.

Тип извержения смешанных шлаково-лавовых вулканов стромболианский: лавовые излияния проходили более бурно, перемежаясь частыми эксплозивными импульсами.

Шлаковые конусы, излившие темные андезитобазальты и андезиты вершинной зоны, небольшие (диаметр основания – 300-500 м, относительные высоты – 25-70 м). Их прослойки сложены шлаками, лапиллами, вулканическими бомбами, песками, пеплом, различными эксплозивными обломками. В околожерловых участках этот материал в основном окислен до кирпично-красного цвета. Следует отметить, что эти конусы бескратерные.

Микроскопическое исследование лавовых пород этой группы показало, что закономерного изменения состава пород по разрезу в общем не наблюдается: разносоставные лавы часто переслаиваются.

Самые нижние черные лавы вулкана Кечут-1, представленные андезитобазальтами, имеют порфировую структуру с вкрапленниками ромбического и моноклинного пироксенов и плагиоклазами. Ромбические пироксены образуют призматические зерна, размерами 0.3-1.2 мм, а клинопироксены значительно более мелкие – менее 0.7 м. Их общее содержание не более 4%.

Плагиоклаз встречается только в виде сильно оплавленных округлых зерен.

Основная масса имеет микролитовую структуру, сложенную микролитами плагиоклаза, мельчайшими зернами пироксенов и магнетитом. Почти во всех порах образованы бесформенные агрегаты кристобалита.

Выше по разрезу количество вкрапленников ромбического пироксена резко уменьшается до 0.5%, пироксеновые зернышки основной массы исчезают, появляется черное вулканическое стекло (до 20%).

Порода мощного тонкоплитчатого потока средней части разреза снова порфировая, но уже только с вкрапленниками клинопироксена 9до 2.5%). Основная масса сложена ксеноморфными зернышками светло-буроватого клинопироксена (около 20-30%) и черным стеклом. В отдельных случаях пироксены уралитизированы, с образованием мелких (до 0.2 мм) сильно плеохроичных листовок уралитовой роговой обманки.

Породы верхней части разреза олигофировые с редкими мелкими (до 0.5 мм) клинопироксенами и плагиоклазом. В основной массе зерна плагиоклаза мелкие, таблитчатые или лейстовид-

ные, клинопироксены – тонкопризматические. Содержится также небольшое (до 15-20%) количество светло-бурого стекла.

На вершине паразитического вулкана Кечут-1 темно-серые до черного цвета лавы имеют порфировую структуру с крупными (до 2 мм) короткими призмами плагиоклаза, клинопироксеном и очень редко оливином. Плагиоклазы по краям округленные, оплавленные, некоторые из них значительно резорбированы, а также отчетливо зональны. Составляют до 2.5%. Более мелкие (менее 0.5 мм) короткопризматические клинопироксены обычно образуют гломеропорфировые скопления. Оливины небольшие (до 0.35 мм), по краям слабо окисленные.

Основная масса этих лав почти полнокристаллически-микролитовая. В ней выделяются две генерации плагиоклаза: тонкоигольчатые (размерами до 0.15 мм) и ксеноморфные очень мягкие зерна. Последние в смеси с такими же пироксенами и магнетитом составляют более 85% объема породы. Местами игольчатые плагиоклазы расположены флюидально.

Большая часть пор и микротрещин этой породы занята агрегатами кристобалита.

В некоторых шлифах встречены отдельные, полностью опацитизированные длиннопризматические зерна, возможно, базальтической роговой обманки. В наружной кайме продуктов опацитизации встречаются мелкие призмочки клинопироксенов.

Сильно пористая черная очень крепкая лава центрального паразитического вулкана Кечут-2 также порфировая. Во вкрапленниках развиты крупные короткопризматические ромбические пироксены и более мелкие клинопироксены. Основная масса состоит из короткопризматических плагиоклазов и ксеноморфных зерен пироксена, погруженных в темно-коричнево-бурое стекло (объем до 70%). Вокруг пор узкими (до 0.05 мм) полосами стекло основной массы имеет яркую темно-бурую окраску – как будто оно палагонитизировано.

Плитчатая лава вулкана Кечут-3 олигофировая с микродолеритовой основной массой. Редкие вкрапленники представлены клинопироксеном (до 1.5%). Встречены также мелкие (до 0.4 мм) призматические оливины. Основная масса сложена тонкими призмочками плагиоклаза, угловатые промежутки которых заполнены мелкими зернышками пироксена

Таблица 5

Химические составы среднечетвертичных андезитобазальтов и андезитов вершинной зоны Кечутского хребта

№.№ n.n.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	F_2O_3	FeO	MnO	MgO
1.	54.76	1.38	11.61	6.64	8.30	0.17	4.32
2.	54.79	1.02	11.62	5.85	8.05	0.14	5.04
3.	54.80	1.41	11.42	7.49	7.99	0.17	4.73
4.	55.32	0.80	18.50	2.21	6.16	0.14	3.78
5.	57.00	0.75	18.87	1.53	5.88	0.14	3.12
6.	58.74	0.76	16.94	2.12	5.03	0.06	3.50
7.	58.95	0.96	16.36	3.30	5.03	0.10	3.40

№.№ n.n.	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O	n.n.n.	∑
1.	7.37	3.50	1.62	0.32	0.04	-	100.05
2.	7.93	3.20	1.50	-	0.05	0.12	99.31
3.	7.17	3.25	1.55	0.29	0.03	-	100.30
4.	6.63	3.66	1.80	-	-	-	99.00
5.	6.50	3.66	1.90	-	0.13	-	99.48
6.	7.00	3.80	2.20	-	0.40	0.16	100.71
	6.30	4.00	2.50	-	-	-	100.90

Числовые характеристики по А.И.Заварицкому

1.	9.6	2.7	26.2	61.5
2.	8.9	3.2	26.9	61.0
3.	9.2	2.8	27.0	61.0
4.	11.0	7.3	16.0	65.7
5.	11.1	7.6	13.4	67.9
6.	11.5	5.6	15.5	67.4
7.	12.1	4.0	18.7	65.2

Опись анализов.

1. Андезитобазальт вулк. Кечут-1 (Э.Х. Харазян, 1970, обр.706), анал.З.Ш.Гаспарян; 2. Андезитобазальт вулк.Сепасар (Э.Х. Харазян, 1970, обр.523), анал.З.Ш.Гаспарян; 3. Андезитобазальт между вулканом Кечут-3 и Андраник (Э.Х. Харазян, 1970, обр.707), анал.З.Ш. Гаспарян; 4. Андезитобазальт вулк. р.Овсепасар (Э.Х. Харазян, 1970, обр.537), анал.Хим.лаб. УГ СМ Арм.ССР; 5. Андезит вулкана Цахкасар (Э.Х. Харазян, 1970, обр.573), анал.Хим.лаб. УГ СМ Арм.ССР; 6. Андезит, поток вулк. Кечут-1, у разв.с.Дарагюх (Э.Х. Харазян, 1970, обр.247), анал. Н.А.Иванян; 7. Андезит, поток вулк. Кечут-2, у разв.с.Дарагюх (Э.Х. Харазян, 1970, обр.230), анал. Н.А.Иванян.

Лавы юго-западной группы вулканов везде порфировые с микродолеритовой, микролитовой и гиалопилитовой структурами основной массы.

В лавах, образующих покровы во вкрапленниках, развиты исключительно пироксены – короткопризматические серебристо-белые ромбические и светло-зеленоватые моноклинные. В основной массе пород выделяются тонкие призмы (0.1-0.4 мм) плагиоклазов, очень мелкие ксеноморфные кристаллы пироксенов и рудного минерала. В гиалопилитовых разностях содержание стекла достигает 50%. Здесь же встречаются мелкие (до 0.2 мм) кристаллы слабоокисленного оливина.

В лавах и шлаках вершин этих вулканов вместе с пироксенами во вкрапленниках встречены также плагиоклазы в виде крупных (до 2 мм), сильно резорбированных оплавленных зерен. Их состав соответствует лабрадору с 57-61% Ап.

Основная масса этих пород гиалопилитовая, сложенная плагиоклазом, пироксенами и темно-бурым-черным стеклом (от 25 до 90%).

Химические составы описываемых пород приводятся в таб.6.

Кварцсодержащие андезиты. Лавами этого типа покрыто более 85 кв.км площади Гукасянского плато, где они локализованы вокруг вулканических центров Воскисар, Езнасар, Ерицлер. Шлаковые постройки этих вулканов располагаются на щитовидных лавовых постаментах, сложенных несколькими отдельными потоками-покровами, некоторые из которых отходят от центра на довольно большие расстояния (7-13 км).

Кварцсодержащими андезитовыми пирокластами сложены также постройки вулканов Капуткого и Дзкнасар, которые лавовый материал не излили.

Макроскопически это серые, розоватые, темно-серые и черные плотные породы, большей частью с массивными, реже мелкопористым сложением. На общем мелкозернистом, почти стекловатом фоне невооруженным глазом видны крупные (до 2-4 мм) белые короткопризматические плагиоклазы и редкие округлые зерна темноцветного минерала. Основным характерным признаком этих лав является повсеместное относительно равномерное содержание крупных (до 5-6 мм) округлооплавленных ксеногенных зерен водянопрозрачного кварца, количество которого достигает 4-5% всего объема. Кроме этого, во многих местах, особенно у южных потоков Воскисара более темные до черного кварцсодержащие лавы обиль-

но содержат ксенолитовые обломки светло-серых других лав. Обломки большей части округлые, наподобие речных галек, реже угловатые, размеры колеблются в пределах от нескольких миллиметров до 15 см. Отдельность лав неправильно-глыбовая, реже плитчатая, последняя развивается в основном в нижних частях потоков.

Наибольшее количество лав извергнуто вулканом Воскисар (до 50 кв.км). Представлены они четырьмя отдельными потоками общей мощностью у подножья вулкана до 80 м. С севера, востока и юга эти потоки простираются недалеко и уже на первых 1-2 км обрывисто заканчиваются, образуя ступенчатые пологие нижние склоны вулкана – каждая ступень соответствует отдельному потоку.

Основная часть лав Воскисара в виде хорошо обособленного языка шириной 2-3 км протекала на западном (первые 3-4 км), а затем и юго-западном направлениях между р.Карахан и его крупным левым притоком, прослеживаясь до государственной границы РА. Сверху этот поток очень хорошо выделяется благодаря своей слабохолмистой поверхности и большему развитию всевозможных каменистых выступов и карнизов. Длина языка достигает 11 км.

Наиболее хорошие обнажения разрезов кварцсодержащих лав Воскисара находятся на северном и восточном подножьях вулкана. Здесь снизу вверх чередуются серые, розовато-серые, темно-серые и черные лавы. По всем остальным характеристикам указанные лавы совершенно однотипны, с крупными ксеногенными кристаллами кварца, вкрапленниками плагиоклаза. Ксенолиты же посторонних пород содержатся только в самом верхнем черном потоке.

Все потоки в общем имеют массивное глыбовое сложение с некоторой пористостью в верхах.

На юге и юго-западе обнажены лишь самые верхние черные ксенолитовые лавы.

Кварцсодержащие лавы вулкана Ерицлер покрывают около 19 кв.км площади. Излившиеся из-под основания западных и юго-западных склонов шлаковой постройки эти лавы в виде мощного (до 90 м) покрова простираются в западном направлении вплоть до северного побережья оз.Арпилич. В виду отсутствия сколько-нибудь полных срезов покрова, количество отдельных потоков в нем не установлено. Однако на слабохолмистой поверхности покровов развиты очень сходные с лавами четвертого потока Воскисара темно-серые до черного андезиты с округлоглыбовой отдельностью.

У западного подножья западного полуконуса разрушенного шлакового сооружения кварцсодержащие андезиты слабо окислены до серо-розоватого цвета с мелкой пористостью. Поры размерами до 5 см удлинены параллельно поверхности покрова. В отличие от воскисарских здешние андезиты лишены ксенолитов посторонних пород, хотя количество зерен кварцев одинаковое.

Лавы Езнасара покрывают около 20 кв.км площади. Представлены они двумя рукавами, берущими начало на юго-восточном и юго-западном подножьях шлаковой постройки вулкана.

Правый рукав, шириной около 2 км, течет в сторону впадины с.Оксюз и в 4 км от вулкана обрывисто заканчивается, образуя карнизы высотой до 10 м. Здесь породы черного цвета с крупноглыбовыми отдельностями и большим содержанием зерен кварца, размеры которых достигают 5 мм, лавовые ксенолиты снова отсутствуют.

Левый рукав потока кварцсодержащих лав Езнасара шириной до 3 км сначала течет на восток (около 5 км), а затем в районе с.Норагюх, огибая восточный край североениельского выхода меловых карбонатных пород, круто поворачивает на запад и далее продолжается по Арпи-Казанличскому уступу (около 3 км). Здесь кварцсодержащие андезиты под углами 25-35° наклонены на юг в сторону Верхнеахурянской котловины.

Наибольшая мощность лав наблюдается на востоке, на правом берегу р.Бавра – около 100 м. Здесь выделяются три отдельных потока, границы между которыми проводятся условно (ввиду неудовлетворительной обнаженности).

В самом низу восточных склонов лавового языка, в районе с.Бавра обнажаются темно-серые слабосиневатые мелкозернистые породы с плотным беспоровым сложением. Отдельности неправильно-глыбовые или грубопластовые. Видимая мощность – около 60м.

Выше идут темно-серые до черного разности с округлоглыбовыми отдельностями. Наблюдаются редкие лавовые ксенолиты размерами до 2-3 см. Видимая мощность 15-20 м.

Разрез покрова Езнасара завершается серыми, светло-серыми плотными лавами, обнажающимися уже у самого вулкана. Здесь на южном борту рукава они слагают карнизы высотой до 20-25 м. Отдельности наверху крупноглыбовые с острыми краями скола, а

внизу – плитчатые, тонкоплитчатые (толщина от 1-2 до 10-15 см). Ориентировка плоскостей плитчатости произвольная и быстро изменяющаяся, часто образует лежачие лавовые «складки», выпуклой стороной обращенные в сторону течения покрова.

Сооружения вулканов, центров извержений кварцсодержащих лав в основном имеют правильные округлые конусовидные формы иногда весьма внушительных размеров. Диаметр основания наиболее крупного из них Капуткоча – 2.5 км, относительная высота – 170 м. Вершина этого вулкана усеченная, с центральным кратером, приоткрытым на северо-восточную сторону. Диаметр кратера 550 м, глубина – 50 м.

Сооружения Капуткоча и Дзкнасара полностью сложены мелкообломочным пирокластическим материалом, отчетливо перикинально слоистым. Каждый из слоев, мощностью 50-90 см, фактически соответствует одному конкретному акту взрывной деятельности вулкана, а таких актов, судя по количеству слоев, обнаженных на песчаных карьерах у северо-восточных подножий горы, было сотни.

Внутри слоя наблюдается достаточно хорошая отсортировка эксплозивного материала от наиболее мелкого пеплово-песчаного (внизу) до крупнозернистого (до 1.5-3 см) гравийного (наверху). Материал черный гиалиновый с редкими кварцами и плагиоклазами.

На склонах кратерной воронки и верхних внешних склонах попадаются свободно лежащие крупные (60-120 см) вулканические бомбы, скрученные или в виде хлебной корки. Редко в кратерных склонах попадаются небольшие скалистые выходы раздробленных черных лав и спекшихся шлаков.

На вулкане Дзкнасар со стороны речки Дзкнаджур обнаружено внутреннее строение вулкана с жерловиной, закупоренной темно-серыми, слабо розоватыми флюидальными кварцсодержащими андезитами. На поверхности сохранившихся восточного и южного склонов Дзкнасара часто встречаются окисленные красно-бурые крученные или лимонообразные бомбы размерами до 35-40 см.

Вулканическое сооружение Ерицлера достаточно сильно разрушено, по-видимому, последними взрывами. Из прежнего конуса (диаметр основания 2 км) с вершинным круговым кратером

(диаметр – 600 м, глубина – 60 м) ныне сохранились только два неполных полукруга – западный (высотой 65 м) и восточный (80 м).

Оба эти останца сложены шлаками, бомбами, лапиллами, песками, пеплами и различными лавовыми обломками. Наиболее крупные обломки и бомбы сильно окислены, а мелкообломочный гравийно-песчано-пепловый материал совершенно свежий – черного цвета.

Вулканы Воскисар и Езнасар имеют усеченные вершины, но как будто бескратерные. Однако у обоих очень хорошо видно, что вершинные кратерные воронки полностью погребены под продуктами последних мощных эксплозий.

В шлифах кварцсодержащие андезиты имеют ясно выраженную порфировую структуру. Вкрапленники представлены плагиоклазом №44-52 и пироксенами. Очень редко встречается базальтическая роговая обманка. Суммарное содержание всех вкрапленных минералов составляет не более 5-6% всего объема.

Основная масса породы микролитовая, гиалопилитовая, интерсертальная, кристаллитовая и гиалиновая. Она сложена плагиоклазом, пироксенами и рудным минералом, погруженными в темно-бурое или черное стекло.

Самый нижний серый поток Воскисара имеет крупнопорфировое сложение с плагиоклазом (размерами до 3х2 мм), пироксенами и базальтической роговой обманкой. Все плагиоклазы по краям округленные, оплавленные.

Пироксены представлены ромбическим и моноклинным разновидностями. Они в основном небольшие – менее 0.5 мм, иногда довольно сильно корродированы. Ромбическая разновидность пироксенов образует тонкие призмы – почти игольчатые кристаллы величиной до 0.3 мм.

Очень редкие вкрапленники базальтической роговой обманки полностью опацитизированы.

Основная масса самого нижнего покрова Воскисара имеет микролитовую структуру с плагиоклазом, редкими пироксенами и желто-бурым стеклом.

В шлифах встречены крупные (до 4 мм) округлые оплавленные зерна кварца, окруженные реакционной каймой из мельчайших клинопироксенов, расположенных перпендикулярно к поверхности кварца.

Во многих порах породы наблюдаются шаровидно-сферолитовые кристобалитовые «солнца», а также темно-бурое хлоритоподобное вещество.

Породы второго покрова Воскисара от уже описанных отличаются лишь наличием в гиалопилитовой основной массе значительного количества (около 10%) мелких (до 0.25 мм) тонких призмочек ромбического пироксена. Последние по краям сильно окислены, чем и, по-видимому, объясняется их розоватая окраска.

Третий и четвертый покровы Воскисара по петрографическим особенностям очень похожи на первый покров.

В шлифах из образцов вулканических бомб из вершины Воскисара вкрапленники представлены только плагиоклазом (до 3-4% всего объема), основная масса гиалиновая, с черным стеклом.

В бомбах и шлаках Капуткоча плагиоклазовые вкрапленники полностью отсутствуют, вместо них более широко развиты ромбические пироксены (до 1.5%), образующие крупные короткие призмы (2x1 мм), иногда окруженные каймой из мелких (0.6 мм) моноклинных пироксенов. Основная масса гиалиновая или интерсертальная, стекло темное до черного.

В лавах Ерицлера и Езнасара зафиксировано наибольшее количество (до 8.5%) и крупные размеры (до 5x1.5 мм) вкрапленников плагиоклаза. Здесь этим минералом сложено также около 35% объема основной массы.

Порода самого верхнего покрова Езнасара характеризуется афировой структурой и гиалопилитово-гиалиновой основной массой. На вершине же вулкана порода снова порфировая с плагиоклазом (до 4.5%) и ромбическим пироксеном (до 1.5%) во вкрапленниках. Химические составы кварцсодержащих андезитов приведены в таблице 6.

К среднечетвертичному времени относятся молодые лавы Ашоцкского хребта (западного побережья оз.Арпилич), оливиновые андезитобазальты вулкана Араикар, амфиболовые, амфибол-плагиоклазовые андезиты вулканов Чинхалы (2733.0 м) и выс. 2329.5 м.

Вулканическая гора Араикар (2205.7 м) находится в 1.5 км к З-СВ от с.Кузакенд. Это округлое в плане, усеченное конусовидное сооружение с диаметром основания около 1 км и относительной вы-

Таблица 6

Химические составы кварцсодержащих андезитов Гукасянского лавового комплекса

№№ п.п.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	F_2O_3	FeO	MnO	MgO
1.	55.44	0.67	19.50	5.16	1.96	0.16	2.49
2.	55.82	0.94	16.27	6.70	1.08	-	4.00
3.	58.20	0.68	16.34	2.30	4.76	0.09	3.50
4.	58.70	0.64	16.05	3.10	3.74	-	3.00
5.	60.20	0.84	16.08	1.81	4.46	-	3.48
6.	61.15	0.68	16.00	2.23	4.50	0.09	2.78
7.	62.34	0.56	16.29	0.76	4.38	0.13	3.38
№№ п.п.	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O	n.n.n.	$\sum$
1.	7.44	3.42	1.86	-	0.67	1.54	99.88
2.	6.80	3.75	1.75	-	0.54	1.78	99.43
3.	6.82	4.40	2.70	-	0.05	0.80	100.64
4.	6.67	3.60	1.90	-	0.22	1.54	99.16
5.	5.47	3.85	2.40	-	0.70	0.60	99.89
6.	5.77	4.60	2.80	-	-	0.13	100.73
	6.09	3.80	2.30	-	0.04	0.72	100.79

Числовые характеристики по А.Н.Заварицкому

1.	10.9	8.5	12.6	68.0
2.	11.3	5.6	16.8	66.3
3.	13.4	4.1	16.4	66.1
4.	11.0	5.6	14.2	69.2
5.	12.0	4.9	13.5	69.6
6.	14.1	3.6	12.7	69.6
7.	11.7	5.1	12.9	70.3

Опись анализов.

1. Кварцсодержащий андезит вулк.Воскисар (Э.Х. Харазян, 1970, обр.554), анал.Хим.лаб. УГ СМ Арм.ССР; 2. Кварцсодержащий андезит, там же (по А.Т. Микаеляну), анал.Хим.лаб. УГ СМ Арм.ССР; 3. Кварцсодержащий андезит вулк.Езнасар (Э.Х. Харазян, 1970, обр.105), анал. С.Г.Чаталян; 4. Кварцсодержащий андезит-шлак вулк.Капуткоч (по А.Т. Микаеляну), анал.Хим.лаб. УГ СМ Арм.ССР; 5. Кварцсодержащий андезит вулк.Воскисар (по А.Т. Микаеляну), анал.Хим.лаб. УГ СМ Арм.ССР; 6. Кварцсодержащий андезит вулк.Воскисар (Э.Х. Харазян, 1970, обр.98), анал. С.Г.Чаталян; 7. Кварцсодержащий андезит вулк.Ерицлер (Э.Х. Харазян, 1970, обр.116), анал. З.Ш.Гаспарян.

сотой 80-90 м. Склоны ступенчатые, сложенные многочисленными маломощными (от 2 до 6-7 м) потоками темно-серо-черного порис-

того андезитобазальта с многочисленными вкрапленниками плагиоклаза. Отдельность глыбовая, в основном с острыми краями скола.

Вершина горы более или менее плоская, слабовыпуклая, каменистая, с многочисленными глыбами и более мелкими обломками пористых-ошлакованных черных андезитобазальтов с плагиоклазами.

Вершинная зона в общем какая-то двуступенчатая, окаймленная концентрическими кольцами – каменными валами, между которыми поверхность горы травянистая. Камни этих валов или сложены людьми, или же являются остатками прежних бортов кратера вулкана на разных стадиях его деятельности.

Внутри центрального кольца тут и там разбросаны крупные остроугольные глыбы, иногда с грубообломочной отдельностью и общим флюидально-полосчатым сложением. Редко встречаются обломки шлаков и плотной лавы с варколитовым строением – многочисленные мелкие (3-5 мм), черные вариолы на более светлом фоне цементирующей лавовой массы.

Настоящий мелкообломочный лапиллевый насыпной материал здесь не встречен, и Араикар можно считать классическим лавовым вулканом.

Лавы Араикара, вытекающие из-под вулканического сооружения, залили небольшое (до 1 кв.км) южное пространство между двумя составляющими речки Чивили, на берегах которой обнажены невысокие (3-4 м) карнизы темно-серого мелкопористого андезитобазальта. Отдельность глыбовая.

Микроструктура этой породы порфировая олигофировая с редкими вкрапленниками плагиоклаза (размеры до 1.5 мм, содержание не более 0.5%), зеленовато-буроватого клинопироксена, оливина. Последний минерал по краям кристаллов и трещинкам значительно окислен.

Основная масса породы микролитов – гиалопилитовая, сложенная плагиоклазом, мелкими ксеноморфными клинопироксенами и темно-бурым стеклом (до 35%).

Два других молодых вулкана на склонах Ашоцкского хребта, изливших амфибол-плагиоклазовые андезиты, занимают вершину Чинхалы (2733.0 м) и небольшую округлую вершину 2329.5 м, расположенную в 3.5 км к ЮЗ от вулкана Араикар.

Оба типично лавовые вулканы, излившиеся амфиболовые, амфибол-плагиоклазовые андезиты. Лавовый покров Чинхали занимает около 15 кв.км площади со средней мощностью до 50-60 м. Это серые, светло-серые яснопорфировые лавы с игольчатыми вкрапленниками базальтической роговой обманки (до 1.52 мм) и короткими призмами белого плагиоклаза (до 3 км). Лавовый язык Чинхалы прослеживается до южных окрестностей оз.Арпилич.

Лавы другого северного вулкана амфиболовых андезитов вытекают из-под северо-западного подножья вулканического сооружения и узким (не более 0.5-0.6 км) потоком сначала текут на север, затем поворачивают на СВ и восток и, разливаясь, упираются в вулканические сооружения Араикара. Мощность этого лавового языка не более 20-25 м.

Лавовый комплекс вулкана Шараилер. Вся южная, юго-восточная часть Ширакской котловины общей площадью до 110 кв. км) бронирована покровами среднечетвертичного вулкана Шараилер (Голгат). Сам вулкан расположен далеко на западе, и сюда достигают краевые части двух наложенных друг на друга лавовых покровов – нижнего базальт-андезитобазальтового и верхнего андезитобазальт-андезитового.

Различием состава обусловлены резко отличные формы обнажения указанных двух покровов. Более основной нижний покров, обнаженный на поверхности Ширакской котловины между Ленинаканом и с.с.Аревик-Айгабац-Азатан, имеет очень спокойную ровную слабоволнистую поверхность. С севера этот покров уходит под верхнечетвертичные современные рыхлые отложения, а с запада, уменьшаясь в мощности до 1-1.5 м, на левом берегу речки Джаджур заканчивается.

Его мощность, по данным скв.Аревик-1, пробуренной ГГЭ в 1989 г в 0.75 км к востоку от с.Аревик на берегу Ширакского канала, не превышает 25 м.

На очень интересном разрезе, описанном при изложении материалов по ленинаканскому озерному комплексу, ясно было показано стратиграфическое положение этого нижнего покрова Шараилера: андезитобазальтовый покров совершенно согласно завершает нижне-среднечетвертичный разрез, где нижняя часть представлена косослоистым песчано-гравийным материалом (со слоями погребенных почв) азатанского горизонта, а верхняя – пластом игнимбри-

товых туфов ереванского типа, переслаивающихся фактически с этим рыхлым обломочным материалом. Причем характер нижней поверхности охлаждения потока – с черной стекловатой коркой мгновенного затвердевания толщиной более 1 см – не оставляет сомнений, что лавы изливались прямо в уже «умирающий» бассейн нижне-среднечетвертичного осадконакопления.

В отличие от вышеописанного поверхность более кислого верхнего покрова Шараилера резко неровная, каменисто-глыбовая, бугристо-холмистая с многочисленными небольшими вздутиями – гигантскими газовыми пузырями, отчасти лопнувшими, со следами отложения вулканокластического шлаково-лапиллевого и бомбового материала, как настоящие небольшие насыпные вулканы, например, высотные отметки 1625.5 – к северу от с.Бениамин, 1648.6 – к северу от с.Саратак, 1648.7 – между с.Овнашен и коч. Вардакар и округлая высота – на северном краю обрыва к ЮЗ от с.Айгабац. Фронт этого покрова высокий (до 100 м), крупной стеной извилисто протягивается между с.с.Овташен, Саратак-Лусакерт-Бениамин на юге района, а затем и Азатан-Айгабац-Карнут-Мусаелян.

Порода нижнего покрова в районе южнее с.Аревик темно-серая, синеватая, мелкопористая. Здесь же между с.с.Аревик-Айгабац в них наблюдаются крупные (до 6-7 мм) вкрапленники плагиоклаза и более мелкие – темноцветного минерала – оливина, пироксенов.

По обеим сторонам шоссе Ереван-Ленинакан, южнее с.Азатан, у моста эти лавы крупноглыбовые темно-серые, какие-то крупнозернистые сахаровидные, по-видимому, полнокристаллические, с вкрапленниками оливина и пироксенов а также блестящими чешуйками в мелких порах.

В карьере глубиной до 7-8 м, заложенном в 2.5-2.8 км к востоку от с.Азатан, обнажена внутренняя часть этого нижнего покрова, где порода уже более светлая – серая, ясносахаровидно-зернистая со светло-зеленоватыми пироксенами. Совершенно аналогичные породы наблюдаются и в других каменных карьерах на СЗ стороне дороги Аревик-Азатан.

В потоках ручья, между речками Джаджур и Тападолах, над искусственным озером, выше рыхлых отложений азатанского горизонта залегает лавовый покров видимой мощностью не более 3-4 м, которым и бронирована поверхность Ширакской котловины под

комплексом сооружений Ленинаканского аэропорта. Порода этого покрова темно-серая, достаточно крупнозернистая с вкрапленными кристаллами пироксенов, плагиоклазов и, по-видимому, оливина. Отдельность крупноглыбовая.

Микроструктура породы нижнего покрова Шараилера порфировая с вкрапленниками плагиоклаза, ромбического и моноклинного пироксенов, оливина.

Плагиоклазы составляют до 4% объема породы, очень крупные – до 5 мм, иногда слабо оплавленные, резорбированные.

Ромбические пироксены отчетливо плеохроичные от буро-зеленоватого до темновато-буроватого цветов, свежие, образуют призматические кристаллы размерами до 2 мм, объем – 2.5%.

Клинопироксены зеленовато-бурые, светло-желтоватые, желтовато-зеленоватые, размерами до 2.5 мм. Их содержание не превышает 1.5%.

Оливины представлены такими же крупными (до 2-2.5 мм) кристаллами, по краям и трещинам слабо окисленными, но в общем чистыми, свежими.

В шлифе №15768 из покрова в районе юго-западного края взлетной полосы аэропорта встречено крупное (до 2.5 мм) сильно оплавленное удлиненное зерно кристаллического кварца, окруженное каймой из мелких призматических кристаллов клинопироксенов, наподобие ксеногенных зерен в кварцсодержащих андезитах вулканов Вехнеахурянской котловины.

Основная масса породы нижнего покрова Шараилера в основном полнокристаллическая, гипидиоморфно-зернистая, иногда почти обыкновенно микродолеритовая с незначительным количеством (до 10-15%) черного непрозрачного стекла. Сложена эта масса плагиоклазом, мелкими ксеноморфными пироксенами, оливином, рудным минералом и, как отметили, небольшим количеством светлого, желтоватого или же черного стекла.

В основной массе породы на скв.Аревик-1 на глубине около 25 м участки аллотриоморфно-зернистой структуры имеют типичные пойкилоофитовые участки.

Порода верхнего покрова Шараилера, в силу большой кислотности и поэтому более стекловатого сложения, имеет более темные-темно-серые, синеватые, иногда черные окраски. Отдельность этих пород глыбовая. Как обычно, поверхность этого верхнего по-

крова сильно ошлакованная, раздробленная, как у потоков типичной глыбовой лавы («*аа*» лавы), каменистая, часто чингилистая, труднопроходимая. Мощность покрова значительно большая – до 100 м.

Как известно, такие мощные потоки могут полностью затвердевать лишь за очень длительное время (несколько месяцев, а то и лет). И за это время газы, выделившиеся из расплава, скапливаясь в верхней части покрова уже затвердевшей корки, образовали небольшие (диаметр до 2-3 десятков метров, а то и 100-150 м) вздутия, часть которых прорвалась и в результате газового взрыва покрылась эксплозивной шлаково-бомбово-лапиллевой массой, превратившись, таким образом, в своеобразные миниатюрные вулканчики – без собственных потоков. Таких вулканчиков на поверхности второго покрова Шараилера насчитывается до 6-ти. Все они, разумеется, бескорневые – питаются только из материнского покрова, и, таким образом, являются паразитическими.

Микроструктура пород этого покрова также порфировая, и со значительно меньшим общим объемом вкрапленников – не более 1.5-2%. В числе вкрапленников те же минералы: оливин, клинопироксены и плагиоклаз (по 2-3 крупных – до 2 мм, зерен в каждом шлифе). Ромбические пироксены здесь не обнаружены.

Характер основной массы здесь совершенно другой. Эта масса значительно более мелкозернистая с микролитовой, или базальтовой структурой основной массы с обязательным присутствием светло-желтого – темно-бурого, коричнево-бурого и черного вулканического стекла (от 10-30% объема).

Минеральная фаза основной массы представлена тонкими призмочками (до 0.15-0.20 мм) плагиоклаза, ксеноморфными квадратно-изометричными кристаллами светло-зеленоватого пироксена, многочисленными мелкими окисленными оливинами.

В некоторых порах отложены пяточные агрегаты кальцийкарбоната.

В шлаках паразитического вулкана, расположенного южнее с.Айгабац, вкрапленники представлены теми же минералами, но оливины почти полностью опацитизированы.

В основной массе наряду с микролитами плагиоклаза (размерами до 0.2 мм) широко развиты зачаточные зерна зеленоватых

пироксенов и рудный минерал, многие из которых скорее всего замещают бывшие оливины.

Стекло – коричнево-бурое, составляет 35% всего объема породы.

Порода бомбы паразитического вулкана, расположенного к северу от с.Бениамина порфировая-олигофировая с вкрапленниками слабо окисленного оливина (размерами менее 1 мм).

Основная масса мелкозернистая, аллотриоморфнозернистая, микролитовая, сложенная теми же постоянными минералами.

Исключительно похожий петрографический состав имеют также изверженные продукты паразитического вулкана, расположенного к северо-востоку от с.Овташен. Но содержание стекла здесь чуть большее – до 45-50%.

Химизм вышеописанных двух главных покровов вулканического комплекса Шараилер отражен в табл.7, где видно, что нижний покров тяготеет к типичному оливиновому андезито-базальту, а верхний – умеренно кислому андезиту, хотя некоторые их анализы все-таки характерны для андезитобазальтов.

Среднечетвертичный возраст лавовых покровов вулкана Шараилер, по нашему мнению, достаточно хорошо обосновывается характером их контактов с нижележащими толщами. В уже упоминавшемся разрезе левого берега р.Джаджур напротив Ленинаканского комбината хлебопродуктов лавы нижнего покрова находятся в непосредственном тесном контакте (без какого-либо перерыва) с азатанским горизонтом косослоистых грубозернистых песков и гравия. Как известно, эти образования датированы как нижнечетвертичные (Л.А. Авакян, 1959, А.К. Агаджанян и Г.У. Меликадамян, 1985), или же, как низы хазарского яруса – среднечевертичные (А.Т. Асланян, 1958, Ю.В. Саядян, 1967).

Чрезмерное омоложение этих покровов до верхнечетвертичного времени, как это показано на некоторых картах, ничем не обосновано.

Верхнечетвертичное звено. К этому времени отнесены моренные, моренно-флювиогляциальные валунно-глыбовые, валунно-галечные образования, пески, суглинки Кечутского хребта и Сарагюхской равнины, а также галечники второй надпойменной террасы р.Ахурян.

Таблица 7

Химические составы четвертичных вулканических пород Ширакской котловины*

№.№ п.п.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	F_2O_3	FeO	MnO	MgO
	Нижнечетвертичные						
1.	56.84	1.10	15.48	4.28	4.12	0.15	2.01
2.	52.26	0.93	18.73	6.15	2.37	0.08	4.40
	Среднечетвертичные						
3.	60.85	0.80	14.07	2.50	2.16	0.01	1.64
4.	61.44	0.75	16.00	1.70	3.60	0.14	1.24
	Нижний покров вулк.Шараилер						
5.	50.22	1.15	18.53	4.63	4.05	0.15	3.60
6.	52.33	1.26	18.53	4.14	4.35	0.15	3.76
7.	52.93	1.20	15.91	3.49	5.56	0.15	4.82
8.	53.31	1.42	17.89	5.13	4.23	0.17	4.02
9.	53.91	1.23	16.55	2.24	5.56	0.16	5.10
10.	53.94	1.32	17.89	4.62	4.69	0.15	2.99
11.	54.53	0.97	18.73	4.19	3.65	0.16	3.50
	Верхний покров вулк.Шараилер						
12.	51.88	1.24	16.59	4.42	4.38	0.19	2.82
13.	52.27	1.17	16.55	5.01	3.88	0.18	4.82
14.	52.47	1.24	16.85	2.79	5.74	0.16	5.87
15.	52.48	1.02	18.53	2.78	5.27	0.07	4.84
16.	52.66	1.01	18.32	8.03	0.63	0.15	3.52
17.	52.68	1.13	16.55	4.03	4.46	0.16	5.45
18.	53.92	1.10	15.99	5.41	2.78	0.17	5.03
19.	54.65	1.16	17.89	6.05	2.49	0.15	2.57
20.	54.97	1.02	17.05	5.02	3.71	0.14	3.25
21.	57.79	0.87	16.13	3.74	3.19	0.12	3.28
22.	58.73	0.90	17.69	3.11	3.42	0.11	3.16

* Все анализы из коллекции Э.Х.Харазяна, аналитик – Е.Григорян

Продолжение таблицы 7

№.№ п.п.	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O	n.n.n.	Σ
	Нижнечетвертичные						
1.	7.68	3.64	2.17	0.36	0.10	1.33	99.06
2.	9.22	3.83	0.55	0.10	0.10	0.55	99.27
	Среднечетвертичные						
3.	4.66	4.88	4.36	0.78	-	3.47	100.18
4.	3.33	4.60	4.24	0.46	0.17	2.98	100.65
	Нижний покров вулк.Шараилер						
5.	9.34	3.64	1.64	0.50	0.10	2.03	99.58
6.	8.36	3.58	1.90	0.40	0.10	1.00	99.86
7.	8.88	3.93	1.77	0.53	0.10	0.16	99.23
8.	7.38	3.68	1.72	0.50	0.10	0.39	99.93
9.	8.28	3.87	1.95	0.42	0.10	0.15	99.32
10.	7.50	3.93	1.72	0.40	0.10	0.20	99.45
11.	7.87	3.54	1.70	0.35	0.10	0.44	99.73
	Верхний покров вулк.Шараилер						
12.	11.16	3.35	1.70	0.60	0.10	0.84	99.07
13.	9.72	3.93	1.62	0.51	0.10	0.38	99.94
14.	8.64	3.64	1.46	0.32	0.10	0.40	99.48
15.	8.74	3.50	1.70	0.10	0.10	0.57	99.70
16.	9.34	3.79	1.62	0.50	0.10	0.30	99.97
17.	9.00	3.54	1.58	0.45	0.10	0.46	99.37
18.	8.76	3.93	1.72	0.50	0.10	0.19	99.40
19.	7.50	3.83	1.95	0.50	0.10	0.67	99.51
20.	8.36	3.68	1.61	0.41	0.10	0.55	99.87
21.	7.32	3.70	2.06	0.35	0.10	1.05	99.50
22.	6.51	3.54	1.87	0.32	0.10	1.03	100.49

1. Андезитобазальт-андезит, с.Лусакерт Анийского р-на, обр.15686; 2. Андезитобазальт между с.с.Овит-Мусаелян Ахурянского р-на, обр.15629; 3. Туф ереванского типа, с.Амасия, обр.757, анал.Хим.лаб.УГ АрмССР; 4. Туф ереванского типа, на шроте между с.с.Азизбеков и Джраздор, обр.755, анал.Хим.лаб.УГ АрмССР; 5. Базальт, нижний покров вулк.Шараилер, у с.Паник Артикского р-на, обр.15666; 6. Андезитобазальт, южнее с.Аревик, обр.15650; 7. Андезитобазальт, южнее скв.Аревик-1, на гл.12м, обр.15542; 8. Андезитобазальт на восточной стороне с.Айгабац, обр.15659; 11. Андезитобазальт на западной стороне с.Айгабац, у памятника, обр.15656; 12. Андезитобазальт у с.Паник верхний покров, обр.15667; 13. Андезитобазальт, 2.5 км к северу от г.Аревкочкар (1811, 6 м), обр.15672; 14. Андезитобазальт между с.с.Бениамин и Азатан, обр. 15705; 15. Андезитобазальт в 1.5 км к востоку от г.Папахан, обр.15634; 16. Андезитобазальт, вулк.Вардакар (1648, 7 м), обр.15663; 17. Андезитобазальт вулк.Бениамин (1625.5 м), обр.15700; 18. Андезитобазальт г.Аревкочкар, обр.15668; 19. Андезитобазальт на южной стороне г.Папахан, обр.15639; 20. Андезитобазальт на южном краю с.Айгабац, верхний карниз, обр.15660; 21. Андезит, вулк.Айгабац, обр.15680; 22. Андезит вулк.Меграшен, обр.15665.

В предгорьях Кечутского хребта, на Сарагюхской равнине развиты мощные покровы валунно-галечных отложений, имеющих, по мнению К.Г.Габриеляна (1950), С.П. Балаяна и Н.В. Думитрашко (1962) и др., флювиогляциальное и пролювиально-флювиогляциальное происхождения. Они залегают в виде огромного конуса выноса, начинающегося от троговой долины верховьев р.Чахкал. В привершинных частях Кечутского хребта, у истоков упомянутой речки троги заканчиваются хорошо сохранившимися карами и цирками с донными моренами и многочисленными моренными озерами.

Склоны всех указанных экзарационных форм очень крутые (45-55°), обрывистые, в основании сплошь покрытые крупноглыбовыми чингилями, а наверху тонко-грубоплитчатым элювием. Окатанность обломков моренно-флювиогляциального материала в карах, цирках и в троговых долинах несовершенная, тогда как в Сарагюхской равнине достаточно хорошая. Мощности этих отложений к северу от с.Казанчи, по данным гидрогеологических буровых скважин (Л.В. Дасояна и В.Х. Шагиняна, 1960), не превышает 30 м. В более удаленных от области сноса районах валунно-галечные образования равнин перемежаются с глинисто-песчанистой массой временных водоемов ближайших котловин.

В петрографическом составе обломков ледниковых и водноледниковых отложений участвуют почти все разновидности пород, развитые на Кечутском хребте.

По мнению Г.К. Габриеляна, возраст оледенения Кечутского хребта – вюрмский – верхнечетвертичный. Это подтверждается и ранними данными Э.Х. Харазяна (1970), согласно которым в сос-таве обломков наряду со всеми другими породами широко встречаются также куски темных среднечетвертичных андезитобазальтов и андезитов вулканов вершинной зоны Кечутского хребта.

Верхнечетвертичные террасовые галечники второй надпойменной террасы долины р.Ахурян непрерывным карнизом высотой 10-15 м обнажаются в основном на левом берегу реки, ниже г.Ленинакан. Отдельные небольшие останцы этой террасы сохранены также на правом берегу, в районе с.Ахурик и ниже.

Достаточно хорошо обработанный материал галечников представлен почти всеми эффузивными, интрузивными и осадоч-

ными породами, развитыми в этом регионе, но больше всего породами неогеновой вулканогенной свиты.

Отсортировка материала в общем очень плохая, цементирующая песчано-суглинистая масса иногда образует отдельные линзы и пропластки. Мощность галечников – до 10-12 м.

Верхнечетвертичные – современные отложения указанной территории представлены валунно-галечными, валунно-глыбовыми образованиями, песками, супесями, суглинками многих конусов выноса Ашоцкского хребта (на западном побережье оз.Арпилич), Кечутского, Базумского и амасийского хребтов (в предгорных частях впадины верхнего течения р.Ахурян, Вардахпюрской и Караханской впадин) и очень широко на предгорной наклонной равнине – переходной зоне от обширной Ширакской равнины к Ширакскому и Джаджурскому хребтам. Эти отложения имеют очень большие (до 50 м) мощности, особенно в предгорной зоне Джаджурского хребта. Мощность их в предгорной южной зоне Ширакского хребта достигает 12-15 м.

В эту возрастную группу включены также различные обвально-оползневые образования, очень широко развитые на обоих бортах долины р.Ахурян, между с.с.Ваграмаберд и Воскеаск и южном склоне Ширакского хребта – на склонах Джаджур-Карашенского распадка. Значительное распространение имеют также склоновые валунно-глыбовые и щебнистые отложения, развитые на склонах хребтов (мощность до 10-15 м).

Современные континентальные отложения – русловые галечники, пески, суглинки, глины, озерно-аллювиальные болотные образования. В центральных частях многих новейших прогибов Верхнеахурянской котловины, а также в некоторых местах широкой поймы р.Ахурян, в окрестностях г.Ленинакана отмечены обширные поля развития торфяников, принадлежащих, согласно Г.А. Захаряну, к низинному топяному подтипу торфяников пойм горных рек. По данным этого же автора, основные фитоценозы, слагающие растительный покров, принадлежат травяной группе – тростниковым, осоково-тростниковым и частично травяно-мховым. Средняя мощность торфяного покрова 2.5-3 м. Возраст торфяников – 12-15 тыс. лет.

2.1.4. Вулканизм

Обоснование возраста вулканических образований. После установления стратиграфического разреза новейших вулканических образований северо-западной части Армянской ССР, решение вопроса их возраста в некоторой степени облегчается.

Как и во всех остальных случаях, основным критерием для определения возраста пород являются палеонтологические данные, а также их стратиграфическое положение и, в последнее время, некоторые геофизические характеристики.

Самые древние образования новейшего вулканического комплекса изученного района – липаритодациты и обсидианы окрестностей с. Ениель, как было указано выше, являются полными аналогами пород вулканов Коюндаг и Инякдаг. Последние, по данным Н. И. Схиртладзе (1958) и др., располагаются в верхней части разреза годердзской вулканогенной свиты, имеющей фаунистически доказанный верхнемиоцен-нижнеплиоценовый (сармат-мэотис-понт) возраст. Так как в нашем районе имеются только самые верхние части этой свиты, то их возраст можно ограничить лишь нижним плиоценом.

О более древнем, чем верхний плиоцен, возрасте ениельских липаритодацитов и обсидианов свидетельствует также факт залегания на их сильно размытой поверхности верхнеплиоцен-нижнечетвертичных (как увидим ниже) долеритовых базальтов.

Среди остальных вулканических продуктов изученной территории наиболее важно определить возраст покровных долеритовых базальтов, являющихся как бы маркирующим для всего вулканического комплекса.

Как известно, долеритовые базальты при движении в стороны от своих центров извержений попадали в различные области осадконакопления окружающих Кечутский хребет небольших котловин и переслаивались там с различными осадочными пластами, часто содержащими ископаемые органические остатки. Наиболее важными среди этих отложений в данном случае являются осадочные пласты, развитые между нижними и верхними долеритовыми базальтами и на поверхности верхних долеритовых базальтов. Больше всего палеонтологического материала получено на территории Грузинской ССР.

В конце 40-х годов Г. М. Заридзе и Н. Ф. Татришвили (1948) в междолеритовых озерных отложениях Цалкинской котловины (разрез № 29) был найден зуб древнего слона, который, по определению Н. Бурчак-Абрамовича, оказался зубом *Elephas planifrons Falk. et Caut*. Позже, сотрудниками Геологического института АН ГрузССР там же был обнаружен зуб древней лошади (по определению Н. Бурчак-Абрамовича *Equus stenonis Cochi*). По мнению В.И. Громова, такая фауна встречается в гюнце, гюнц-минделе (верхний плиоцен), иногда даже в минделе (апшеронский век) Кавказа.

На основании этих находок возраст цалкинских долеритовых базальтов был определен как верхнеплиоцен-нижнечетвертичный (акчагыл-апшерон).

Другая находка фауны принадлежит Л.И. Маруашвили (1951). Этим автором в пачке озерных отложений между нижними долеритовыми базальтами и междолеритовым андезитобазальтовым потоком ущ. р. Карабулах (разрез № 32) найдены «следы человеческой деятельности, выраженные множеством раздробленных костей позвоночных орудиями и осколками обсидиана и кремния, костяными орудиями, кусочками древесного угля и др.» Из найденных здесь костей Н. Бурчак-Абрамовичем определены: *Bison priscus Boj., Equus caballus L., Ovis cf. Ophion Blytt.* и др. Возраст фауны определен как конец палеолита (медленный век).

Если эта фауна находится в коренном залегании, то окружающие лавы (долеритовые базальты и андезитобазальты) должны иметь более молодой, чем верхний палеолит, возраст (Л.И. Маруашвили. 1951). Однако по мнению посетивших это обнажение Н.И. Схиртладзе и др. гелогов Геологического института Грузии, последнее представляет собой скорее всего подлавовую пещеру, впоследствие заселенную людьми (Н.И. Схиртладзе, 1958). Из этого вытекает, что долеритовые базальты и андезитобазальты этого района древнее верхнего палеолита.

Н. Е. Астахов (1951) совершенно правильно указывает, что рр.Храми и Карабулах, прорезывающие толщу стойких долеритовых базальтов и андезитобазальтов и даже гранитоиды Храмского массива на глубину в несколько сотен метров, не могли сформироваться в верхнечетвертичное время. Скорее всего эти лавы имеют нижнеплейстоценовый возраст.

Более точно верхний возрастной предел междолеритовых андезитобазальтов определяется при помощи анализа вулканических пеплов и песков.

По данным Н. И. Схиртладзе (1958), черный андезитобазальтовый песок, аналогичный пескам, констатированным среди андезитобазальтовых покровов, был встречен в корбикулевых глинах ущ. рр. Храми и Алгети. Последний датируется не древнее апшероиского века и не моложе бакинского. Соответственно такой возраст приписывается и андезитобазальтам.

По данным А. К. Векуа (1959), восточнее г. Ахалкалаки, у г. Амиранис-мта, на поверхности верхних долеритовых базальтов развиты озерные отложения. Из верхней части разреза этих отложений ч собраны ископаемые остатки нижеплейстоценовых млекопитающих, среди которых указанным автором определены: *Marmota longpipes sp.n., Mammontheus aff. Trogontherii Pohl., Equus aff. sussenbornensis Wust* и др. Таким образом, возраст основных лав (долеритовых базальтов и междолеритовых андезитобазальтов) новейшего вулканического комплекса Южной Грузии определяется как верхнеплиоцен-нижнеплейстоценовый (акчагыл-апшерон-баку).

Верхний возрастной предел долеритовых базальтов палеонтологическими данными достаточно обоснованно определяется также на территории Армянской ССР.

Долеритовые базальты Амасийского языка на самом юге изученного района (у сс. Ваграмаберд и Мармашен) плавно погружаются под озерные отложения Ширакской котловины. В гравелистых песках окрестностей г.Гюмри найдены ископаемые остатки млекопитающих, среди которых В.В. Богачевым (1937) определены: *Bison priscus latifrons Harl., Elephas armeniacus Falk.* и др. и Л. А. Авакяном (1950) – *Elephas trogontherii Pohl., Equus stenonis Cochi* и др., характерные для минделя и миндель-риса (апшерон-баку).

Возраст долеритовых базальтов Лорийского плато определяется геофизическими данными. Ц. Г. Акопяном (1955) установлена обратная остаточная намагниченность лав Лорийского плато, чем последние становятся синхронными с фаунистически охарактеризованными верхнеплиоцен-нижечетвертичными долеритовыми базальтами Приереванского района (А.А. Габриелян, 1948 и др.).

Таким образом, возраст толщи долеритовых базальтов северо-западной части Армянской ССР определяется как верхнеплиоцен-нижнеплейстоценовый (акчагыл-апшерон).

Несколько затруднена точная датировка остальных эффузивов новейшего вулканического комплекса, которые перекрывают долеритовые базальты; среди них нет осадочных образований, следовательно нет фауны. Однако известно, что двупироксеновые лавы основания кечутской свиты непосредственно залегают на долеритовых базальтах почти согласно, без сколько-нибудь значительных стратиграфических перерывов. Кроме того, еревано-гюмрийские туфы, являющиеся одним из самых поздних членов кечутской свиты на юго-западе изученного района, налегают непосредственно на верхнеозерные отложения Ширакской котловины, иногда переслаиваясь с самыми верхними их горизонтами, имеющими, по данным Ю. В. Саядяна (1968), возраст низов хазарского яруса (низы среднечетвертичного времени).

Самые молодые члены кечутского вулканического комплекса – андезитобазальты и андезиты вулканов вершинной зоны хребта залегают на сильно эродированной поверхности лав кечутской свиты и, в свою очередь, сильно переработаны верхнечетвертичными (Г. К. Габриелян, 1950; С. П. Бальян и Н. В. Думитрашко, 1962 и др.) ледниками. Гальки этих лав широко развиты также в составе флювиогляциальных отложений Сарагюхской равнины.

На основании вышеизложенного возраст лав кечутской свиты и вулканов вершинной зоны Кечутского хребта может определяться в интервале между нижнечетвертичным и верхнечетвертичным временем. Более конкретно для кечутской свиты принимается отрезок времени до низов хазарского яруса (до верхнего предела туфов), т.е. нижне-среднеплейстоценовый возраст, а для наиболее молодых лав вулканов вершинной зоны Кечутского хребта – верхнеплейстоценовый возраст.

Морфогенетические типы вулканических центров. При производстве детальных геологосъемочных работ нами в пределах северо-западной части территории Армянской ССР было обнаружено 16 новых вулканов, два из которых расположены на Гукасянском плато, а все остальные на водораздельной части Кечутского хребта.

Одновременно было установлено, что из 13 ранее обозначенных на картах вулканов этого района фактически существуют только 4 (Езнасар, Ерицлер, Капутког и Воскисар). Остальные указанные «вулканы», располагавшиеся в пределах Амасийской котловины и западной части Лорийского плато, в действительности представляют собой эрозионные или тектонические выступы эоценовых пород (Амасия) или андезитов, андезитодацитов и гиалодацитов Кечутского вулканического комплекса (Лори). Между прочим, все эти «вулканы» считались центрами извержений долеритовых базальтов, так называемых, Амасийского и Дзорагетского лавовых потоков.

При изучении вулканов перед нами встал вопрос их наименований, так как большинство из них были безымянными. Новые названия были даны, основываясь на их форме или какой-нибудь характерной особенности. Наиболее значительные и интересные вулканы наименованы в честь героя национально-освободительного движения Андраника и видных ученых-армян: Л.А. Спендиарова, братьев Овсепа Орбели и Левона Орбели. Кроме того, на армянский язык переведена часть турецких названий, другая часть названий, не имеющих никакого смысла, была просто отброшена.

Для удобства ориентации все вулканы пронумерованы, в общем, с запада на восток и с юга на север.

Классификация центров извержений. Существует несколько схем классификации новейших вулканических центров Малого Кавказа (Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, 1928; К. Г. Ширинян, 1962; К. И. Карапетян, 1963; И. И. Схиртладзе, 1966), но ни одна из этих схем полностью не может быть применима к кечутским вулканам.

Ниже приводится наиболее приемлемая схема, предложенная нами:



Данная систематизация имеет более или менее условный характер, зависящий от разной степени сохранности вулканических построек (особенно лавовых и сложных вулканов), обилия всевозможных переходных типов и др. Факторов. По образному выражению А. Ритмана (1964), «разнообразные вулканических построек столь велико, что едва ли возможно ввести их в систему без насилия над индивидуальными чертами большинства вулканов».

Тем не менее, подобно другим исследователям, ниже мы попытаемся дать общий обзор наиболее характерных типов вулканов изученной территории.

В основу систематизации вулканических центров принимаются следующие три основных признака: 1- продолжительность активной жизни вулканов, 2- форма подводящего канала, 3- характер извержения (эффузивный, эксплозивный или смешанный).

Как и в классификации вулканов Гегамского нагорья (Армянская ССР), предложенной К. И. Карапетяном (1965), совершенно не учтены такие второстепенные факторы, как размер вулканических построек, кратерность, место выхода лав (из-под основания или из вершины). Для сравнения эти сведения приведены в таблице 8.

Таблица 8

Основные характеристики центров извержений

№ п/п	Название вулкана	Высш. отм. вершины	Диаметр основан.	Относит. высота	Состав изверженных продуктов
1	2	3	4	5	6
1.	Капутког*	2220,3	2500	170	Кварцсодерж. андезиты
2.	Воскисар	2168,2	1000	90	Тот же
3.	Сепасар	2083,3	700	85	Двупирокс. андез.-баз.
4.	Димац	2010,0	60-100	10-12	Двупирокс. андезиты
5.	Ерицлер**	2447,4	2000	65-80	Кварцсодерж. андезиты, темные андез.-баз.
6.	Езнасар	2443,3	1500	110-200	Кварцсодерж. андезиты
7.	Левонасар	2911,5	500	30-90	Темные андез.-баз. и андезиты
8.	Овсепасар	2905,0	300-500	25	Тот же
9.	Спендиарова	2975,0	900	25-80	Тот же
10.	Севкатар	2943,9	900	70-140	Тот же
11.	Цахкасар	2777,6	1100	70-125	Тот же
12.	Ампасар	3042,7	700-1500	140	Роговообм. андез.-дац., темные андез.-баз.

Продолжение таблицы 8

1	2	3	4	5	6
13.	Карахач	3034,4	2000	170	Роговообм. андез.-дац.
14.	Гайлакар	3123,2	1500	120	Тот же
15.	Овасар	3068,8	400-600	60-80	Тот же
16.	Парах	2850,0	Руины		Темные андезиты
17.	Егнасар	3138,2	100	140	Двупирокс. андез., темные андез.-баз. и андез.
18.	Лорусар	3070,7	700	70	Роговообм. андез.-дац.
19.	Андраник	3198,2	500-1000	150	Тот же
20.	Кечут	3157,4	2000	160	Роговообм. андез.-дац., темн. андез.-баз. и анд.

*Имеет кратер, приоткрытый на северо-восток; диаметр – 550 м., глубина – 50 м.

**Имеет кратер, приоткрытый на север и на юг; диаметр – 600 м., глубина – 15-60 м.

Долеритовые базальты, залегающие в основании Кечутского вулканического комплекса, в качестве своего центра имели крупный меридионально-вытянутый сложный трещинный вулкан, ныне полностью погребенный под более кислыми образованиями современного сооружения Кечутского хребта. Многократно переливаясь через края трещин, базальтовые лавы, обладающие очень высокой подвижностью, по наклонностям рельефа стремительно протекали вниз, заливали речные долины. Вниз по течению рек долеритовые базальты в виде узких (1,5 – 5 км) лентообразных языков (мощностью до 380 м) прослеживаются на расстоянии иногда более чем 90 км (Дзорагетско-Дебедский, Храмский и др. лавовые языки).

Остальные более кислые лавы, слагающие основное сооружение Кечутского хребта, изливались преимущественно из центральных вулканов, существование которых предполагал еще Г.Абих, однако не исключено трещинное происхождение также самых нижних двупироксеновых андезитобазальтов.

Центральные вулканы возникли в разных частях уже частично закупоренного трещинного вулкана, излившего долеритовые базальты. Расположение вулканов в общем близмеридиональное, несколько осложненное боковыми центрами на склонах хребта. Почти одновременно несколько центральных вулканов возникли также в ослабленных зонах Верхнеахурянской грабен-котловины (Езнасар, Ерицлер, Капутког, Воскисар, Сепасар, Димац). Наряду с эффузивной и эксплозивной деятельностью в конце нижне-среднеплейстоценового вулканического этапа (Э.Х. Харазян, 1969) в северном борту Верхнеахурянской котловины, в Кечутском хребте и на восточных его подножьях имели место типичные экструзивные внедрения черных гиалодацитов.

Среди центров извержений территории выделяются вулканы моногенные и полигенные.

Моногенные вулканы образуются в результате одного единственного, иногда не повторяющегося извержения. По характеру сложения (строения) постройки моногенные вулканы изученного района расчленяются на: а) шлаковые конусы, б) лавовые вулканы и в) смешанные шлаково-лавовые вулканы, г) экструзивные купола.

Шлаковые конусы. Из 17 моногенных вулканов района 8 представлены шлаковыми конусами. Пять из них – Капуткого, Воскисар, Ерицлер, Езнасар и Димац принадлежат к нижне-среднеплейстоценовому этапу вулканизма и являются центрами извержений кварцсодержащих андезитов (первые 4 вулкана) и двупироксеновых андезитов (Димац). Остальные три шлаковых конуса – Левонасар, Овсепасар и Парах извергали темные андезитобазальты и андезиты верхнеплейстоценового этапа.

Вулканические постройки сложены шлаками, лапиллями, песками, пеплами, бомбами, различными эксплозивными обломками, редко небольшими кусками лавы. Обломочный материал в основном довольно сильно окислен, особенно в привершинных и прижерловых частях. Исключение составляет Капутког, все продукты которого совершенно свежие. В большинстве случаев насыпной

материал имеет рыхлое сложение, но на вершинах Левонасара, Овсепасара и восточного полуконуса Ерицлера наблюдаются некоторые участки спекания шлакового материала, агглютинизации или их цементирования небольшими порциями лавы – образование лавобрекчий. На вулкане Парах наблюдается свободное залегание обломочного материала.

Все вулканы, кроме сильно разрушенного Параха, имеют коническую форму, с усеченной (Капутког, Воскисар, Ерицлер) или слабо выпуклой вершиной; последнее зависит от наличия того или иного количества плотного спекшегося материала на вершине.

Размеры шлаковых конусов изменяются в пределах от 150 (Димац) до 2500 м (Капутког), по диаметру основания и от 12 (Димац) до 200 м (Ерицлер) по относительной высоте. Кратерами обладают только Капутког и Ерицлер. В обоих случаях кратеры имеют воронкообразную форму. Размеры кратера Капуткога: диаметр бровки (d) 550 м, глубина (h) 50 м; Ерицлера: d = 600 м, h = 15-60 м. Кратеры приоткрыты, соответственно, на северо-восток и на север и юг. Это обусловлено наклонными взрывами, в результате которых в соответствующих направлениях образовались мощные шлейфообразные накопления лапиллей, песков и пеплов.

На слабо выпуклой вершине Езнасара отчетливо наблюдаются края двух древних кратеров, полностью затопленных рыхлыми продуктами последнего извержения. Кратеры концентрические, диаметром 60 и 120 м.

Образованию шлаковых вулканов в большинстве случаев (за исключением Капуткога и Параха) предшествовали мощные лавовые излияния того же состава. Эти лавы образуют плащеобразные покровы площадью от 1-3 (Овсепасар, Левонасар) до 47 кв. км (Воскисар). Мощность покровов от нескольких десятков до 150 м.

Более позднее по отношению к шлаковой постройке лавовое излияние отмечено только у Ерицлера. Представлено оно потоком темно-серых андезитобазальтов, обнаруженных на дне южной части кратера.

Лавовые вулканы. Вулканами этого типа являются Сепасар, Карахач, Гайлакар, Овасар, Лорусар и Андраник. Общее количество извергнутого ими материала составляет около ¼ части всех новейших вулканических продуктов района. Все вулканы принадлежат к нижне-среднеплейстоценовому этапу вулканизма. Один из

них – Сепасар был центром излияния двупироксеновых андезитобазальтов, а остальные – роговообманковых андезитодацитов.

Лавовые вулканы представлены куполовидными аппаратами, поверхности которых почти полностью покрыты чингилами. Склоны пологие (15-20°) и плавно переходят в поверхности своих же потоков; в этих условиях становится трудным определение действительных размеров или границ вулканических сооружений, отсюда и условность диаметров их оснований и относительных высот. Крутизна некоторых склонов отдельных вулканов (Карахач, Андраник), вследствие ледниковой экзарации, достигает 50°.

Вулканические аппараты бескратерные, иногда с заостренными вершинами. Условные размеры колеблются в пределах 500 м (Овасар) – 2000 м (Карахач) по диаметру основания и 70 м (Овасар, Лорусар) – 170 м (Карахач) по высоте.

Характерными признаками вершинных областей лавовых вулканов являются горизонтальные или слабонаклонные (5-10°) по склонам плитчатые и тонкоплитчатые отдельности. Толщина плит изменяется в пределах 3-20 м. На вершинах Андраника и Овасара наблюдаются также обратные падения плитчатости – в сторону вулкана, вплоть до их вертикального положения.

Наряду с эффузивным материалом, на вершинах Сепасара и Андраника встречается также некоторое количество эксплозивных обломков в виде слабоокисленных шлаков и плотного сложения лавовых бомб.

Деятельность лавовых вулканов носила относительно спокойный характер, с редкими слабыми эксплозиями. В конце эффузивной деятельности у некоторых вулканов имели место лавовые выжимки.

Смешанные шлако-лавовые вулканы. В этом типе мы объединяем вулканы Л.Спендиарова, Севкатар и Цахкасар. Являясь одним из центров наиболее молодых, темных андезитобазальтов и андезитов вершинной зоны Кечутского хребта, эти вулканы принадлежат к позднеплейстоценовому этапу вулканизма.

Сооружения вулканов имеют конусовидную форму с чингилистыми, довольно крутыми (25-30°) склонами и острыми каменистыми вершинами. Все вулканы бескратерные, обнаженность их неудовлетворительная.

В строении вулканических построек принимают участие как лавы, так и рыхлый материал. Количественное их соотношение трудно определить, но на поверхности оно изменяется в пределах 30-50%. В распределении того того или иного материала, в том или ином участке вулкана никакой закономерности не наблюдается. Лавовые породы изливались и из-под основания построек, и из вершинных частей конусов и, возможно, со склонов. Шлаковыми различными бомбовыми, лапиллиевыми выбросами покрыты все склоны, а также отдельные участки вершинных зон вулканов. Местами на вершине наблюдаются небольшие карнизы плотно сваренных шлаков, жерловых брекчий и лавобрекчий. Обломочный материал почти полностью окислен.

Тип извержений смешанных шлаково-лавовых вулканов стромболианский: лавовые излияния проходили более бурно, перемежаясь частыми эксплозивными импульсами.

Экструзивные купола. Под этим типом моногенных вулканов выделяются все выходы гиалодацитов, а, может быть, и выход липаритодацитов и обсидианов.

Прежний купол липаритодацитов и обсидианов ныне сильно разрушен эрозией и сохранились лишь отдельные невысокие вертикальные утесы (корни прежнего купола) и некоторая часть агломератовых потоков.

Гиалодацитовые купола, особенно тела небольших размеров, сохранены довольно хорошо. Типичным примером может быть гиалодацитовый выход, расположенный к западу от с. Ениель.

Характерной особенностью гиалодацитовых куполовидных вулканов является закономерное изменение текстуры пород на разных частях сооружений. В ядре выхода порода черного цвета, очень плотная, с раковистым изломом. В сторону краев массивов порода становится все более светлой и приобретает мелкобрекчиевую отделенность с характерной «шагреневой» поверхностью. На краях экструзивных выходов уже преобладает тонкоплитчатая отдельность более светлых серых–темно-серых пород. Плитчатость имеет пологое залегание, строго параллельное наружной поверхности массива.

Гиалодацитовые купола наиболее крупных размеров в основном сильно эродированы. В результате этого от них остались лишь отдельные утесы массивных разностей (расположенные в центра-

льных частях массивов), со всех сторон окруженные мощными средне-крупноглыбовыми чингилами массивных и плитчатых разностей.

Полигенные вулканы. Из всех вулканических центров района в группу полигенных входят только три – Кечут, Егнасар и Ампасар. Все они являются самыми высокими вершинами Кечутского хребта. Кроме того, они имеют наибольшие относительные высоты (140-160 м). Превышения же над доньями разъедавших их склоны каров и трогов достигают 650 м.

Полигенные вулканы – это, по существу, слоистые или стратовулканы, по классическому определению Г. Штюбеля, образовавшиеся в результате наслаивания друг на друга продуктов многочисленных извержений.

По А. Ритману, «Простейшая форма стратовулкана – коническая гора с вогнутыми наружными склонами, с кратером на вершине, из которого происходит извержение. При дальнейшем росте такой простой стратовулкан превышает свою «морфологическую емкость[x]; образуются радиальные трещины, на которых происходят боковые извержения... Вокруг вышерасположенных трещин вытекают лавовые потоки... Внешние стороны вулкана, таким образом, становятся усеянными рядами паразитических шлаковых конусов... Кратеры полигенных вулканов часто бывают заполненными при позднейших излияниях и выбросах лавы и шлаков, или при образовании выжатых куполов» (Ритман, 1964).

Указанное определение полигенных вулканов и ход их развития полностью соответствуют характеристике наших вулканов, выделенных в этот тип.

Все вулканы бескратерные и имеют отчетливо выраженное двухъярусное строение.

Нижний ярус состоит исключительно из лавовых пород – роговообманковых андезитодацитов (Кечут, Ампасар) и двупироксеновых андезитов (Егнасар), принадлежавших к нижне-среднеплейстоценовому вулканическому этапу. Предполагается, что двупироксеновыми лавами сложены также необнаженные основания лавовых ярусов Кечута и Ампасара. Эти породы повсеместно обна-

[x] Термин, предложенный А. Ритманом, под которым автор понимает склонность определенной вулканической формы к увеличению, без изменения строения.

жаются из-под роговообманковых андезитодацитов на небольших расстояниях от вулканических центров.

По своей форме и характеру слагающих их продуктов лавовые основания полигенных вулканов очень похожи на сооружения уже описанных полигенных лавовых вулканов вершинной зоны хребта.

Верхний ярус полигенных вулканов сложен отдельными шлаковыми или смешанными шлаково-лавовыми конусами темных андезитобазальтов и андезитов позднеплейстоценового вулканического этапа.

Образования верхнего яруса наибольшее развитие имеют на Кечуте, где составляют ¼ часть современного сооружения горы. Представлены они тремя небольшими конусами, расположенными на вершине постройки нижнего яруса и на юго-западном и юго-восточном ее склонах. Размеры этих конусов изменяются в пределах 150-500 м по диаметру основания и 15-120 м по высоте. Юго-западный и вершинный конусы шлаково-лавовые (коэффициент эксплозивности равен 50-60%), а юго-восточный имеет исключительно шлаковое сложение.

На Егнасаре верхний ярус представлен одним небольшим шлаково-лавовым конусом на юго-восточном склоне и тремя маломощными (до 5 м) дайками андезитобазальтовых и андезитовых пород. Дайки обнажаются на восточном привершинном склоне вулкана.

Из верхнего яруса Ампасара сохранился лишь небольшой эрозивный останец склона прежнего вулканического центра, сложенный многократным чередованием маломощных лавовых потоков и того же состава шлаковых прослоек.

В течение всей активной жизни полигенных вулканов, при образовании двух различных ярусов их сооружений соответственно изменялся и характер вулканических извержений. Сначала преобладали спокойные лавовые излияния из центральных кратеров с незначительными слабыми импульсами эксплозий. Так слагался нижний ярус постройки. В дальнейшем, во время образования продуктов второго яруса, стали преобладать более бурные, стромболианские извержения, преимущественно из боковых частей прежних лавовых построек.

В течение длительного времени деятельности – от верхнего плиоцена до позднего плейстоцена включительно – размеры сооружений кечутских вулканов, расположенных на небольших расстояниях друг от друга, сильно увеличились, вследствие чего вулканические постройки срослись в одно целое и образовали современный Кечутский хребет, представляющий собой настоящий пример типичных вулканических хребтов.

2.1.4.1. Петрохимия новейших вулканитов

Для изучения химизма новейших вулканических пород северо-западной части территории Армянской ССР было использовано 80 силикатовых анализов, выполненных в химических лабораториях ИГН АН АрмССР и УГ Совета Министров АрмССР по материалам автора, А.А. Адамян, Ю.Г. Гукасяна, А.Т. Микаеляна и А.Ш. Матевосяна, а также заимствованных из литературных источников. Все анализы и их числовые характеристики по А. Н. Заварицкому сведены в табл. 23, где они разбиты на 8 отдельных групп, соответствующих разным типам пород, и расположены по общему стратиграфическому разрезу. Внутри каждой из групп отдельные анализы приведены в порядке возрастающей кислотности. Для каждой группы пород вычислены средние химические составы, которые также пересчитаны по методу А. Н. Заварицкого. В последней таблице для сравнения приведены средние составы новейших вулканических пород других районов Армянского вулканического нагорья и средние значения по Р. Дэли.

На основании всех приведенных анализов были составлены: сводная петрохимическая диаграмма новейших вулканитов (рис.9), петрохимическая диаграмма средних составов (рис.10) и диаграмма вариационных линий разных типов вулканических серий (рис.11). В последней, наряду с вариационными линиями серий исследованного района, для сравнения приведены также кривая молодых вулканических пород Армении по К.Г. Ширинян (1963) и кривые наиболее характерных естественных ассоциаций (I, II, III, IV, V, VI) по А. Н. Заварицкому и К. Р. Бурри.

Номера векторов на диграммах соответствуют порядковым номерам в соответствующих таблицах.

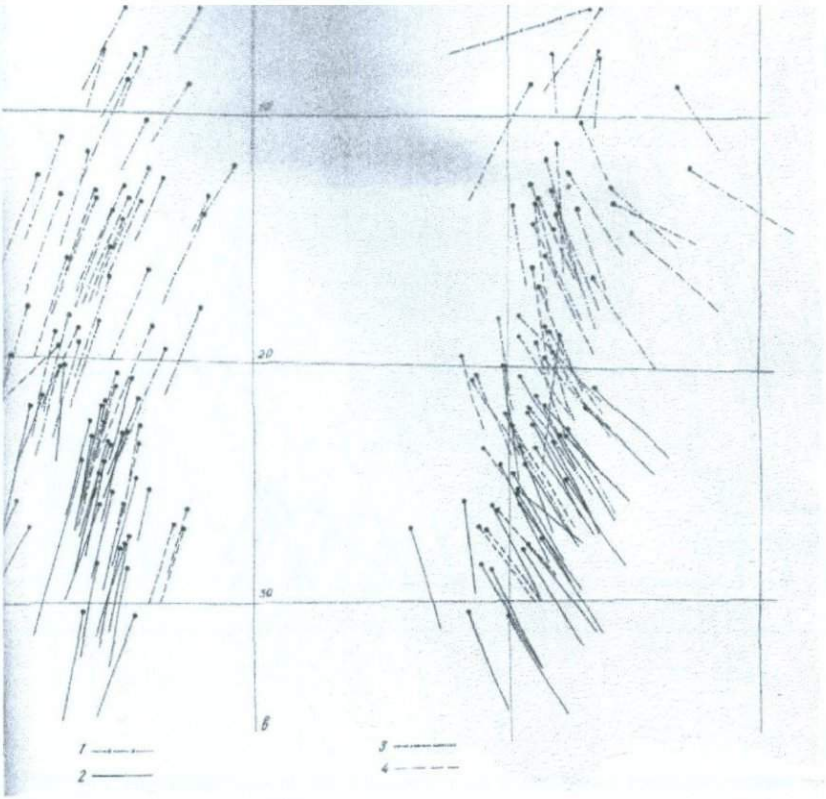

Рис. 9. **Сводная вариационная диаграмма новейших вулканических пород СЗ части территории Армений**

1 – обсидиан; 2 – долеритовые базальты; 3 – серия андезитобазальт-дацит кечутской свиты; 4 – серия андезитобазальт-андезиты вулканов вершинной зоны.

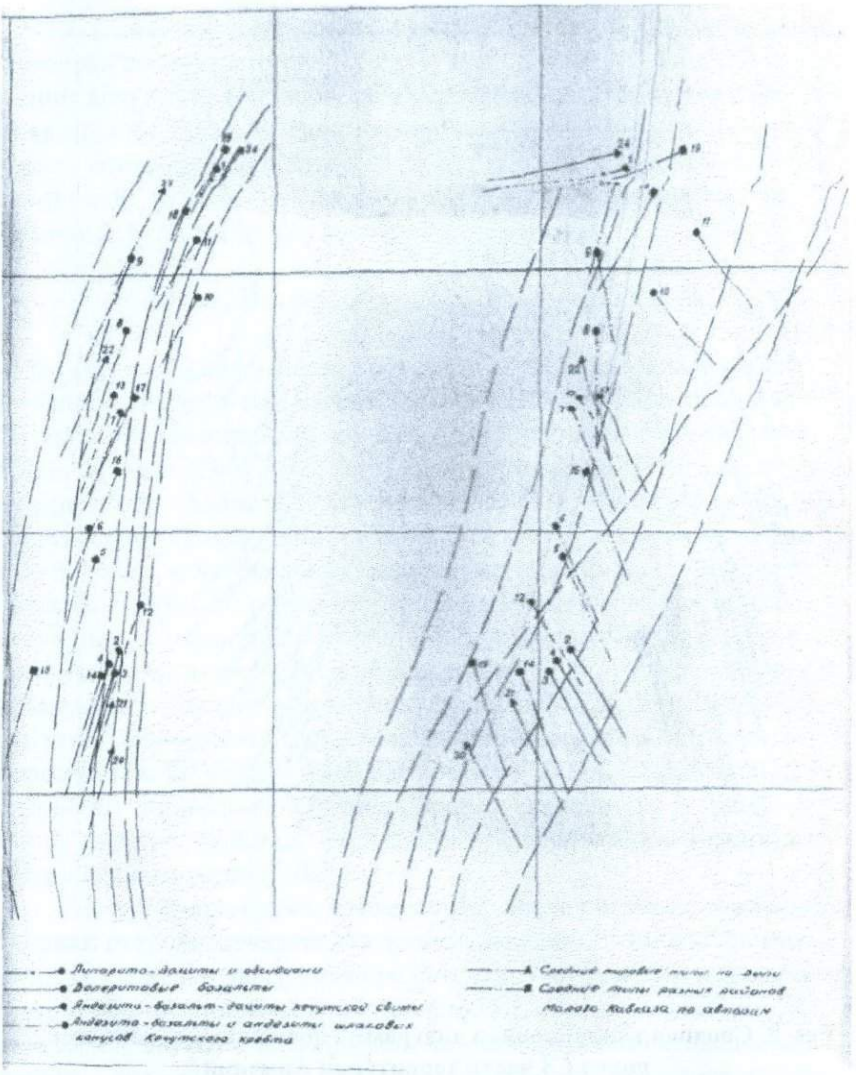

Рис. 10. **Вариационная диаграмма средних составов новейших вулканических образований**

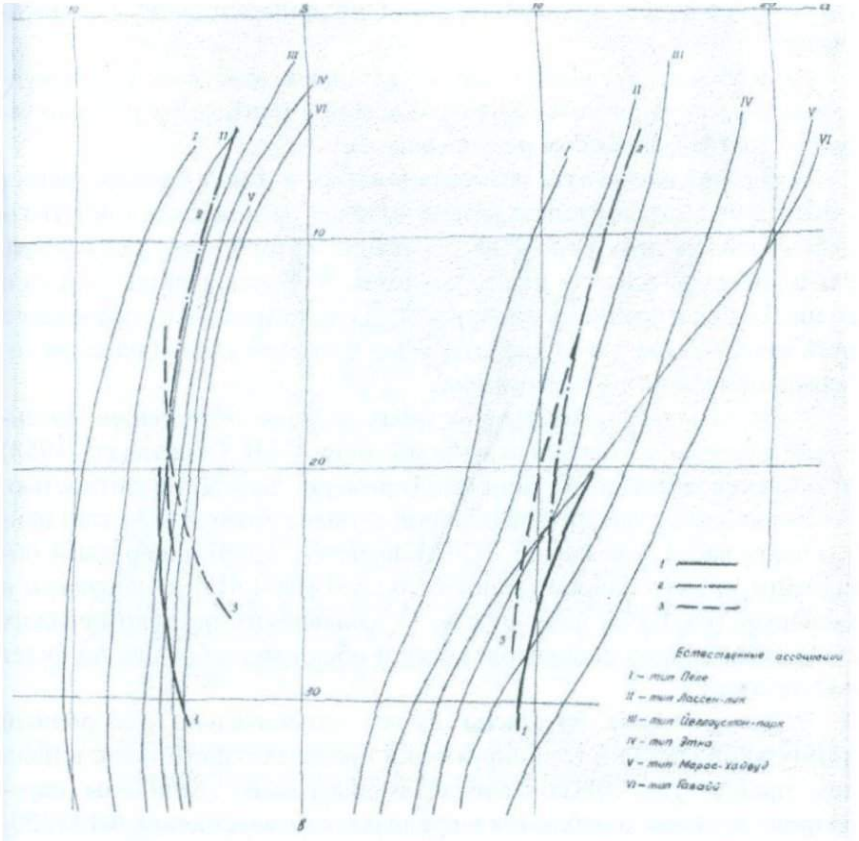

Рис. 11. **Вариационные линии составов новейших вулканических пород СЗ части территории Армении**

1-долеритовые базальты Лори-Ахуряновской толщи, 2-андезитобазальты-дациты кечутской свиты, 3-андезитобазальт-андезиты шлаковых конусов кечутской свиты.

На сводной петрохимической диаграмме четко выделяются два крупных роя векторов, соответствующих долеритовым базальтам (нижний рой) и ряду андезитобазальт-дацитов кечутской свиты (верхний рой). Векторы темных андезитобазальтов и андезитов вулканов вершинной зоны Кечутского хребта находятся в нижней и средней частях роя кечутской серии и отдельно не выделяются.

Выше самых верхних членов кечутской серии на диаграмме располагается вектор, характеризующий липаритодациты и обсидианы.

Особенности состава пород указанных основных групп вулканитов рассматриваются ниже раздельно в порядке их расположения в стратиграфическом разрезе района.

Липарито-дациты и обсидианы, как было сказано ранее, имеют очень ограниченное развитие, и мы располагаем единственным анализом этих пород, на основании которого трудно сделать какие-либо выводы об их петрохимии. Упомянем лишь, что они очень близки к среднему липариту Р. Дэли, отличаясь от последнего чуть меньшей (на 1,4%) кислотностью и относительно большим содержанием магнезия и алюминия.

От сходных нижнеплиоценовых липарит-обсидианов массивов гг.Коюндаг и Инякдаг в южной Грузии (Н.И. Схиртладзе, 1958) отличаются значительно меньшей (примерно на 4%) кислотностью. В отношении же аналогичных пород куполов Гюмуш и Авазан центральной части Армянской ССР (Карапетян, 1968) липариты и обсидианы нашего района имеют большую (на 1,4%) кислотность и меньшую (на 1,3%) щелочность. В дальнейших петрохимических суждениях вопрос липаритодацитов и обсидианов больше не будет обсуждаться.

Долеритовые базальты имеют относительно однородный химический состав и группируются в пределах одного поля, в нижнем правом углу петрохимической диаграммы (величины параметров «а» и «в» колеблются в пределах, соответственно, 8-13 и 20-30).

Наиболее характерными особенностями этих пород являются хорошо выраженные повышенные содержания щелочей, глинозема и пониженные – полевошпатовой извести. Крутизна и длина векторов на плоскости *asb* свидетельствует о несколько повышенной железистости и пониженной магнезиальности, что хорошо наблюдается также на треугольной вариационной диаграмме $Na_2O + K_2O - Fe_2O_3 + FeO - MgO$ (рис.12). В составе щелочей резко преобладает Na_2O (n = 70-90).

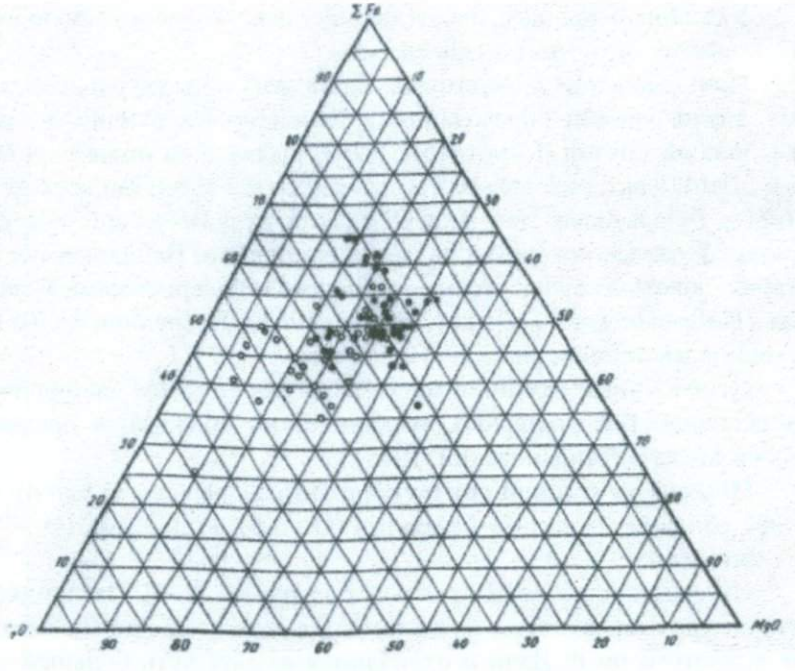

Рис. 12. **Вариационная диаграмма для Na2O+K2O-Fe2O3+FeO-MgO новейших вулканов СЗ части территории Армении**

1 – долеритовые базальты; 2 – андезитобазальты – дациты Кечутской свиты; 3 – андезитобазальты и андезиты вулканов вершинной зоны Кечутского хребта

Несмотря на отмеченную кажущуюся однородность всех долеритовых базальтов лори-ахурянской толщи, наблюдаются некоторые различия между нижней и верхней ее частями. Нижние долеритовые базальты чуть больше щелочные (на 0,6%), на что указала еще А. А. Адамян (1963) и глиноземистые (на 0,7%), чем верхние. Содержание MgO несколько (на 0,7%) больше в верхних долеритовых базальтах, а сумма железа у обоих почти одинаковая. Следует отметить, однако, большую степень окисления FeO в нижних долеритовых базальтах: отношение Fe_2O_3 : FeO равно 0,91, тогда как у

верхних – 0,77. Это может быть объяснено почти полным окислением оливина нижних долеритовых базальтов.

Указанный процесс наблюдается также в верхних долеритовых базальтах, но развит очень слабо.

При сравнении долеритовых базальтов лори-ахурянской толщи с аналогичными образованиями плиоцен-четвертичного комплекса южной Грузии (Схиртладзе, 1958) выявляется полное их сходство. Этим фактором еще раз подтверждается единство всех долеритовых базальтовых лав Ахалкалакской вулканической области, составной частью которой и является наш район. Наблюдаются некоторые довольно существенные различия с долеритовыми базальтами Приереванского района (Адамян, 1963). Последние более (на 2%) основные и менее (на 1,3%) щелочные.

Отмеченнные различия могут быть результатом специфических особенностей отдельных вулканических областей в пределах Малого Кавказа (Милановский, 1965).

Породы кечутской свиты образуют непрерывный ряд от наиболее основных андезито-базальтов (Q = -6) до дацитов (Q = 16) включительно.

На сводной петрохимической диаграмме А. Н. Заварицкого векторы указанных пород располагаются между средними базальтом и дацитом по Р. Дэли и отличаются от них чуть большей щелочностью и глиноземностью. Вверх по разрезу свиты, наряду с постоянным увеличением количества SiO_2, закономерно изменяются содержания остальных породообразующих окислов, что наглядно вырисовывается на вариационных диаграммах Харкера (рис. 13). В этом направлении снижается содержание MgO (на 4%), CaO (на 5 %) и Fe_2O_3 + FeO (около 6%), причем их кривые наиболее резко понижаются после точки SiO_2 = 60%. Неуклонно и равномерно увеличивается содержание суммы щелочей (на 3,5%): почти весь этот прирост приходится на K_2O, тогда как содержание Na_2O остается почти неизменным (величина «n» в ходе окисления состава пород от 80 уменьшается до 63). Не подвергается особым изменениям количество глинозема, хотя в андезитобазальтах и роговообманковых андезитодацитах замечается незначительное (на 1%) увеличение их количества над общим уровнем серии.

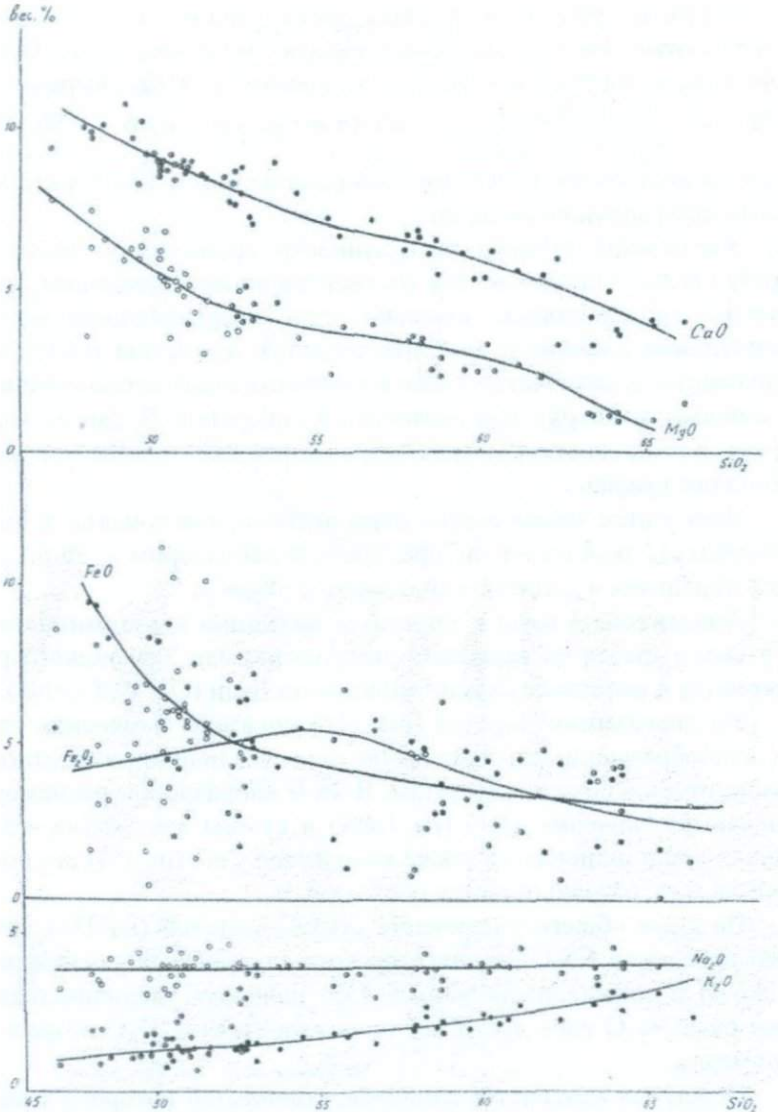

Рис. 13. **Вариационные диаграммы Харкера для долеритовых базальтов Лори-Ахурянской толщи и андезитобазальт – дацитов кечутской свиты**

Вверх по разрезу кечутской свиты увеличивается железистость и соответственно уменьшается магнезиальность пород. Общая железистость пород по В. С. Соболеву (1936), выраженная формулой $\frac{FeO+Fe_2O_3}{FeO+Fe_2O_3+MgO}$, изменяется в пределах 0,66 – 0,80. Наблюдается постоянное увеличение отношения Fe_2O_3 : FeO в сторону кислых дифференциатов серии.

Увеличение степени насыщенности кремнеземом вверх по разрезу свиты сопровождается соответственным изменением минерального состава пород: довольно часто встречающиеся мелкие вкрапленники оливина в андезитобазальтах основания постепенно уменьшаются в количестве и уже в андезитах плотностью исчезают. Из заменяет и кверху все развивается гиперстен. В самом конце разреза, в гиалодацитах иногда встречаются даже отдельные зерна свободного кварца.

Изменяется также состав вкрапленного плагиоклаза: в андезитобазальтах основания он представлен лабрадором с 50-60, а в андезитодацитах и дацитах – андезином с 38-46%.

Андезитобазальты и андезиты вулканов вершинной зоны Кечутского хребта на вариационных диаграммах Заварицкого располагаются в интервале базальт-андезит по Дэли (Q = -9,8 - +6,6).

На диаграммах Харкера (рис. 14) показаны изменения главных водообразующихся окислов по мере увеличения кислотности от андезитобазальтов к андезитам. В этом направлении равномерно понижаются значения MgO (на 1,4%) и суммы железа (на 4,5%). Сначала резко понижается также количество CaO (на 1%), но после точки SiO_2 = 56% оно остается постоянным.

На фоне общего увеличения суммы щелочей (на 1%), интересно поведение Na_2O, количество которого сначала уменьшается (на 0,6%) и только после SiO_2 = 55% начинает увеличиваться; в конце ряда Na_2O едва достигает прежнего уровня. K_2O возрастает равномерно.

Необычно изменяется глинозем, количество которого в андезитобазальтах едва превышает 12%. В ходе покисления состава указанное количество очень резко увеличивается и уже у SiO_2 = 57% достигает 17,5%. Дальнейшее увеличение (до 18,5%) глинозема происходит гораздо медленнее и равномерно.

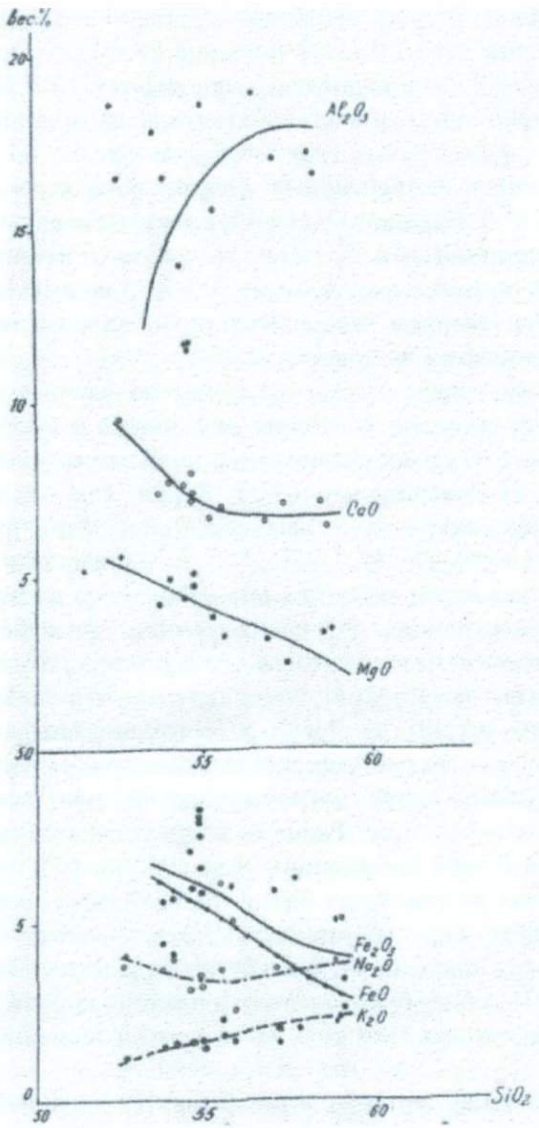

Рис. 14. **Вариационные диаграммы Харкера для андезитобазальтов и андезитов молодых шлаковых конусов.**

Общая железистость андезитобазальтов и андезитов вулканов вершинной зоны в ходе эволюции составов остается почти постоянной и равна около 0,72. Отношение Fe_2O_3 : FeO, равное в андезитобазальтах 0,93, в андезитах уменьшается до 0,79; возможно, это обусловлено интенсивным окислением вкрапленников оливинов, содержащихся только в андезитобазальтах.

От сходных четвертичных андезитобазальтов и андезитов Армении, по К.И. Карапетяну (1969), андезитобазальты и андезиты вулканов вершинной зоны Кечутского хребта отличаются меньшей щелочностью (разница величин «а» - 0,5 – 1) андезитов и резко заниженным содержанием глинозема и чуть большим магнезиально-железистых окислов в андезитобазальтах.

Перейдем теперь к рассмотрению положения вариационых линий средних составов новейших вулканитов в петрохимической диаграмме (рис. 11) и их сравнению с линиями естественных ассоциаций по А. Н. Заварицкому и К. Р. Бурри. Так как состав пород, слагающих лори-ахурянскую лавовую толщу, варьирует только в пределах базальтов (SiO_2 = 47-52%), то вариационная линия их среднего состава имеет относительно небольшую длину. При таком положении, естественно, приведенные ниже суждения о сходстве или принадлежности долеритовых базальтов к тому или иному природному типу ассоциаций, имеет некоторую условность. Вариационная линия средних составов долеритовых базальтов исследованного района, отражая хорошо выраженную повышенную щелочность, в обоих полях потрохимической диаграммы занимает крайне правое положение. Располагаясь субпараллельно к крайне известково-щелочной ассоциации Этны (IV, рис.11), в верхней своей части кривая долеритовых базальтов находится между кривыми Йеллоустонского парка (III) и Этны (IV), а в нижней – под острым углом пересекая последнюю, выходит в пределы щелочного Марос-Хайвуда (V). По общему положению и наклону кривая долеритовых базальтов напоминает нижнюю часть кривой щелочной гавайской серии (VI).

Вариационная линия андезитобазальтов – дацитов кечутской свиты на диаграмме, в отношении долеритовых базальтов, заметно смещена влево, тем самым подчеркивая нормальный известково-щелочной характер слагающих их пород. Подобно кривой молодых вулканических пород Армении (по К. Г. Ширинян, 1963), кривая

кечутской серии в общем диагонально располагается между линиями Лассен-Пика (II) и Йеллоустонского парка; в самой нижней части и частично входит в поле Этны (IV).

Как уже было отмечено, андезитобазальты и андезиты вулкана вершинной зоны Кечутского хребта по многим своим особенностям похожи на породы нижней части кечутской свиты, поэтому их вариационные кривые в указанных интервалах в общем имеют одинаковое расположение (наверху субпараллельно к Лассен-Пику и Йеллоустон-парку, а внизу входит в поле Этны). Ввиду относительно большого (около 2%) содержания суммы железа у андезитобазальтов и андезитов вулканов вершинной зоны, их кривая на диаграмме начинается далеко ниже кривой кечутской серии (разница между величинами «в» около 4), чуть левее середины кривой долеритовых базальтов. Наиболее резкие отличия между указанными двумя группами пород наблюдаются на плоскости *csb* петрохимической диаграммы, где ввиду уже отмеченного резко заниженного содержания глинозема в андезитобазальтах вершинной зоны, их кривая круто наклонена направо, начинаясь с отметки с = 3. К верху она сечет кривые IV-III и плотно подходит к кривой Лассен-Пика (II). Кривая же кечутской серии в проекции *csb* почти все время остается параллельной к Йеллоустон-Парку (III).

Для выявления различий между указанными тремя основными группами вулканитов нами были рассчитаны их сериальные индексы по А. Ритману (1958, 1964), которые отражают зависимости между кремнеземом и суммой щелочей, с одной стороны (σ), и глиноземом и суммой щелочей – с другой (An).

В табл. 25 приведены средние значения этих величин для отдельных типов пород.

По величинам сериальных индексов А. Ритман разделяет три основные ассоциации вулканитов (тихоокеаническая, атлантическая и средиземноморская) на ряд отдельных типов. Кроме того, эти величины указывают на характер главного петрохимического процесса, приведшего к возникновению единой серии вулканических пород. На диаграмме (рис. 15) вариационные линии большинства вулканических серий, образовавшихся в результате кристаллизационной дифференциации, приближаются к горизонтальным параболам, сходящимся в фокусе с Alk=0, SiO_2=43.

Кривая долеритовых базальтов на диаграмме располагается между линиями Йеллоустонского парка (слаботихоокеанический) и Шотландии (слабоатлантический), кривые же пород кечутской свиты и вулканов вершинной зоны Кечутского хребта – между Лассен-Пиком (сильнотихоокеанический) и Йеллоустонским парком. Аналогичное распределение наблюдается также на специальной схеме Ритмана (Ритман, 1964).

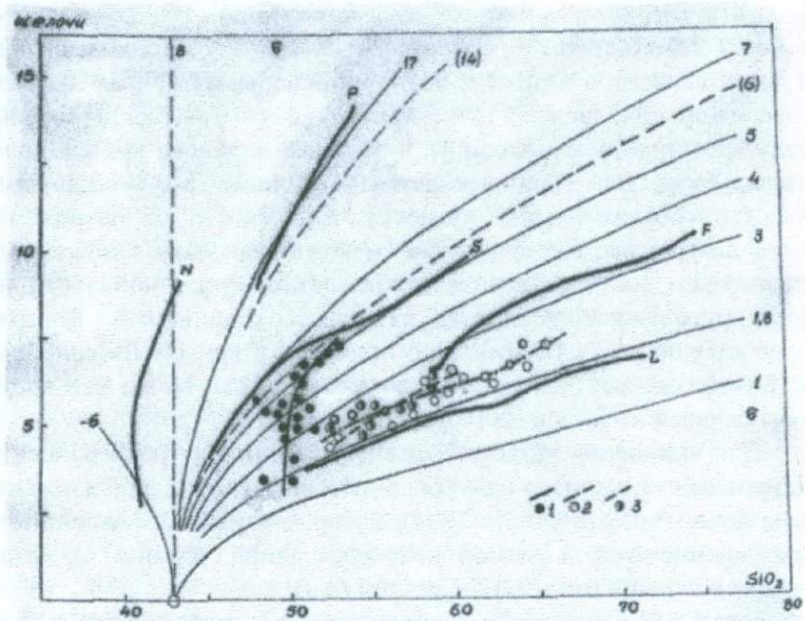

Рис. 15. **Диаграмма А. Ритмана для новейших вулканитов северо-западной части территории Армении**

1 – долеритовые базальты; 2 – андезитобазальт-дациты Кечутской свиты; 3 – андезитобазальты и андезиты шлаковых конусов Кечутского хребта. Естественные ассоциации – L – Лассен-Пик (сильнотихоокеанический; F – горы Сан-Франциско – Йеллоустонский парк (слаботихоокеанический; S – Шотландия (слабоатлантический); N – Вулкан Напак – Уганда (сильноатлантический); P – Сомма – Везувий, извержение 79 г. д. н. э. (сильносредиземноморский).

В общем, близвертикальное положение кривой долеритовых базальтов (рис.15), которая сечет параболические кривые от σ=5 до

σ=1,8, т.е. частичное уменьшение сериального индекса в ходе эволюции, указывает (Ритман, 1958) на определенную роль процессов ассимиляции сиаля на начальных этапах магматической дифференциации переходной щелочной – оливин базальтовой магмы.

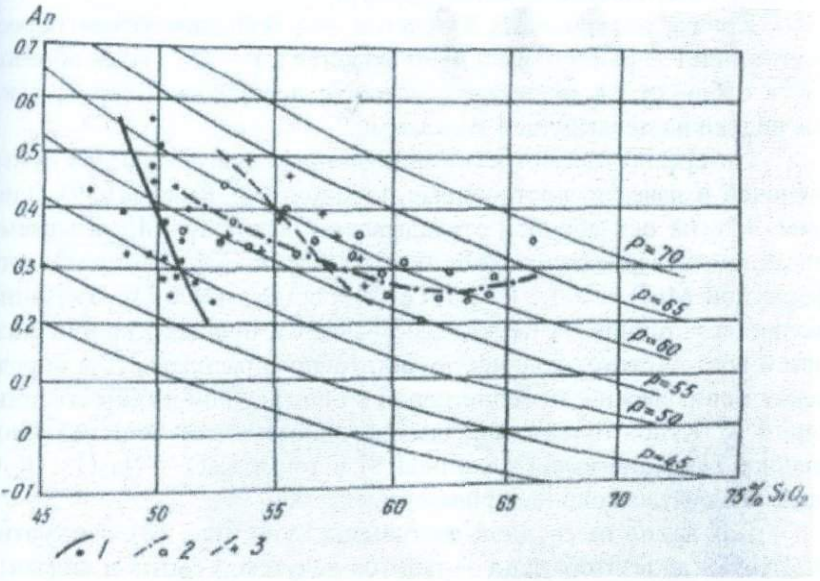

Рис. 16. **Диаграмма А. Ритмана для новейших вулканитов северо-западной части территории Армении**

1 – долеритовые базальты, 2 – андезитобазальты – дациты Кечутской свиты, 3 – андезитобазальты и андезиты вулканов вершинной зоны Кечутского хребта

На другой диаграмме А. Ритмана (рис. 16), где рассматривается связь между SiO2 и величиной An, различаются серии пород с определенным индексом "P" ($P=SiO_2 \cdot (An + 0{,}70)$, причем последний, как и величина σ, является постоянным для данной серии, если только она образовалась в результате гравитационно-кристаллизационной дифференциации. Вариационная кривая кечутской серии располагается между кривыми P = 55-60, следовательно, породы этой серии имеют среднетихоокеанический характер (нормальный известково-щелочной).

Фигуративные точки андезитобазальтов и андезитов вулканов вершинной зоны Кечутского хребта немного неправильно разбросаны между P = 55-65. Но все же построенная по ним вариационная кривая почти параллельна кривой P = 60, т.е. эта серия также имеет среднетихоокеанический характер.

Кривая долеритовых базальтов под большим углом пересекает линии P = 60-50 близко приближается к P = 45. Таким образом, здесь наблюдается такое же положение долеритовой серии, какое мы видели на предыдущей диаграмме.

Интересно рассмотреть вариационные диаграммы для суммы щелочей и извести, построенные по методу Х. Куно (1959). Здесь (рис. 17), на оси абсцисс откладывается величина SI, называемая индексом затвердевания (Solidification index), которая определяется формулой $MgO \cdot 100 : (MgO+Fe_2O_3+FeO+Na_2O+K_2O)$. Указанная величина устойчиво и неуклонно убывает в процессе кристаллизации и соответствует количеству остаточного расплава. Для определения принадлежности серии пород к однозначной из естественных серий Х. Куно: толеитовой, высокоглиноземистой или целочной, главное значение имеет величина SI в точке $CaO = Na_2O + K_2O$, названная известково-щелочным индексом.[x]

Как видно из сводной диаграммы Куно (рис. 18), фигуративные точки андезитобазальт – дацитов кечутской свиты и андезитобазальт – андезитов вулканов вершинной зоны Кечутского хребта располагаются в пределах поля известково-щелочной серии.

Фигуративная точка долеритовых базальтов района располагается в крейнем левом углу поля щелочных серий (SI = 13,3 и CaO = 7,8).

[x] Значения SI и CaO = Na2O + K2O для андезитобазальтов – андезитов вулканов вершинной зоны и долеритовых базальтов лори-ахурянской толщи гипотетические, так как вариационные кривые CaO и Na2O + K2O в пределах имеющихся анализов не пересекаются и нами взяты точки пересечений мысленных продолжений этих кривых.

Рис. 17. **Диаграмма Х. Куно для новейших вулканитов СЗ части территории Армении**

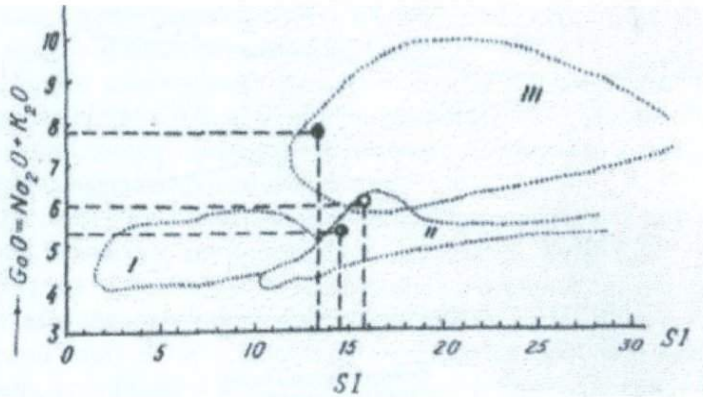

Рис. 18. **Положение новейших вулканитов СЗ части территории Армении на сводной диаграмме Х.Куно.**

I- толеитовая серия, II- известково-щелочная серия, III- щелочная серия. 1 – долеритовые базальты; 2 – андезитобазальты – дациты кечутской свиты; 3 – андезитобазальты и андезиты вулканов вершинной зоны Кечутского хребта

Петрохимическая близость долеритовых базальтов к естественным щелочным типам пород лишний раз доказывается сравнением их химического и нормативно-минералогического составов со средними типами базальтов различных районов мира. Нормативные минеральные составы высчитаны для всех единичных и для средних химических составов по методу американских петрографов CYPW (Четвериков, 1956).

Из приведенной сравнительной таблицы видно, что долеритовые базальты исследованных районов Армянской ССР и всей Ахалкалакской вулканической области очень похожи на щелочные оливиновые базальты плиоценовой провинции Восточного Отаго Новой Зеландиии и каменноугольных отложений Шотландии. Породы в общем недосыщены кремнеземом, содержат большое количество (6-7%) нормативного оливина (примерно столько же было отмечено в шлифах). Один этот факт уже исключает возможность

отнесения долеритовых базальтов к естественным толеитовым сериям.

Количество нормативного ортоклаза в средних долеритовых базальтах изученной территории довольно завышено (O_2 = 8,35%) даже в отношении типичных щелочных серий Гавайских островов и Японии и Кореи.

По Т. Барту (1956), калиевый полевой шпат в базальтах обычно редок и встречается лишь при большем чем 7% количестве нормативного ортоклаза. Как уже было отмечено выше, при микроскопическом исследовании шлифов долеритовых базальтов нами обнаружено некоторое количество (до 1%) свободно выделившегося калиевого полевого шпата. Наличие этого минерала в долеритовых базальтах Ахалкалакской вулканической области подтверждается также данными Д. С. Белянкина и В. П. Петрова (1945) и Н. И. Схиртладзе (1958).

Небезынтересен и факт присутствия лишь незначительного количества нормативного гиперстена (менее 1%) в средних долеритовых базальтах северо-западной части Армянской ССР. При таком положении даже малейшее (на одну десятую единицы) уменьшение содержания кремнезема или увеличение щелочей может привести к образованию нормативного нефелина, характерного для крайних разностей щелочных базальтов (муджиериты, трахибазальты и др.). В действительности, примерно у половины единичных анализов долеритовых базальтов гиперстен отсутствует и на его месте появляется нормативных нефелин в количестве до 7,5%.

Относительно завышенное содержание глинозема в долеритовых базальтах Лорийского плато дает основание А. А. Адамян (1965, 1968, 1969) и др. отнести эти породы к высокоглиноземистым сериям базальтов по Х. Куно. Но нужно отметить, что завышенный глинозем тут же компенсируется также завышенными (в большей степени) щелочами. В результате, состав полученного нормативного плагиоклаза (для образования которого в основном и уходит Al_2O_3) остается характерным для все тех же щелочных серий. Из расчета соотношений нормативных содержаний альбита (Ab) и анортита (An), для различных естественных серий получены следующие результаты состава плагиоклаза: толеитовые и высокоглиноземистые базальты – лабрадор-битовнит с 56-78% An и щелочные базальты – основной андезин с 41-52% An.

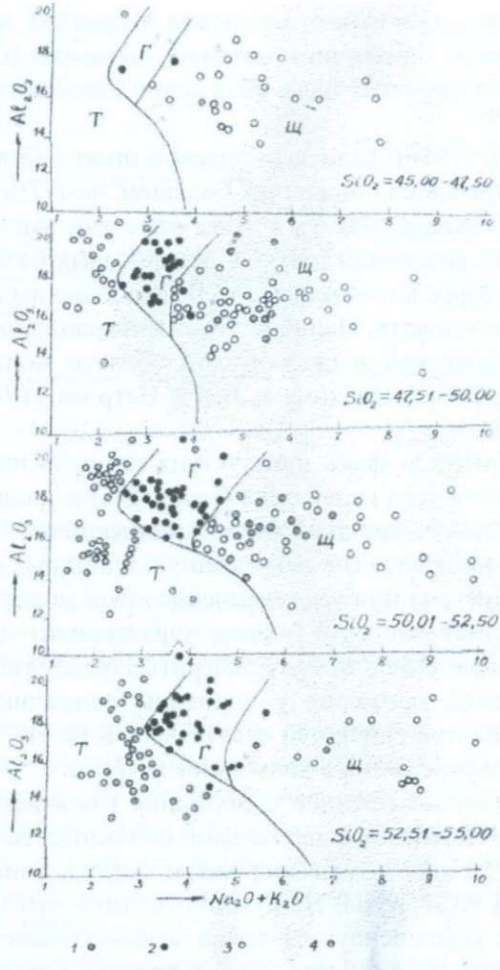

Рис. 19. Сравнительная диаграмма разных типов базальтов

1, 2, 3 – средние толеитовые, высокоглиноземистые и щелочные базальты Японии (Kuno, 1960), 4 – долеритовые базальты северо-западной части Армении.

Средний состав нормативного плагиоклаза долеритовых базальтов исследованных районов соответствует андезину с 44-46% An, т.е. характерен для щелочных базальтов.

Вопрос полностью становится ясным, когда данные наших долеритовых базальтов наносим на диаграмму отношений глинозем – сумма щелочей – кремнезем, составленную Х. Куно (Kuno, 1960) для трех основных типов базальтов Японии, Кореи, Маньчжурии, Сахалина (рис. 19). В этой диаграмме точки долеритовых базальтов полностью находятся в средней части поля щелочных базальтов.

Таким образом, чуть завышенное содержание Al_2O_3 в долеритовых базальтах северо-западной части Армянской ССР при еще более завышенных щелочах не может быть критерием для отнесения этих пород к естественным высокоглиноземистым базальтам.

Суммируя все рассмотренные выше особенности химических составов новейших вулканических образований северо-западной части территории Армянской ССР, можно сделать некоторые определенные выводы.

1. Верхнеплиоценово-четвертичный вулканический комплекс северо-западной части Армянской ССР в общем подразделяется на две петрохимически различные друг от друга серии:

а) серия щелочных базальтов и

б) серия нормальных известково-щелочных других лав.

2. В серию щелочных базальтов входят все покровные долеритовые базальты лавовых плато и ущелий рек. Она является общей для всей Ахалкалакской вулканической области. Петрохимически эти породы очень близки к основным продуктам типичных естественных щелочных ассоциаций многих районов мира.

3. Разнообразные вулканиты кечутской свиты, представленные непрерывным рядом от андезитобазальтов до дацитов, тесно связаны друг с другом. Вверх по разрезу происходит постепенное повышение кислотности и щелочности, понижаются содержания магнезиально-железистых компонентов, повышается общая железистость пород. В петрохимическом отношении все породы группы проявляют большую устойчивость и относятся к естественным нормальным известково-щелочным ассоциациям между известными типами Ласен-Пика и Йеллоустонского Парка.

4. Андезито-базальты и андезиты вулканов вершинной зоны Кечутского хребта геологически четко разграничены от пород ке-

чутской свиты, но в то же время они проявляют большую петрохимическую идентичность с ними. Эти породы также имеют нормальный известково-щелочной характер.

5. Согласно существующим в литературе представлениям, более кислые серии верхнеплиоцен-четвертичных вулканических комплексов Малого Кавказа (андезито-базальт-дацитовая серия по К.Г. Ширинляну, 1967 и андезит-дацитовая формация по К.И. Карапетяну, 1969) образовались за счет первичной магмы долеритовых базальтов(залегающих в низах разрезов). В качестве механизма такого перерождения предлагались процессы магматической дифференциации (Карапетян, 1969) или дифференциации, сопровождающейся определенными процессами ассимиляции и гибридизма боковых пород (Ширинян, 1967).

Полученные нами данные отнюдь не доказывают генетическое родство этих пород, а скорее всего говорят об их связи с разными первичными источниками: долеритовые базальты связаны с первичной щелочной базальтовой магмой, которая не дала своих более кислых дифференциатов. Выделенные более кислые серии пород могут ассоциироваться только с другой первичной магмой, имеющей возможно нормальный известково-щелочной характер.

2.1.4.2. О составе первичных магм, их эволюция и глубина формирования

Не имея специальной задачи углубляться в корни этих дискуссионных вопросов, ниже мы попытаемся лишь на основании полученных геологических, петрографических и петрохимических данных сделать некоторые предположения.

Верхнеплиоценово-четвертичные вулканы исследованной территории стратиграфически четко отделяются (с большим перерывом) от нижезалегающих миоплиоценовых вулканогенных образований годердзской свиты и как бы представляют собой единый вулканический комплекс.

В сложении комплекса принимают участие разнообразные вулканические породы, состав которых колеблется в пределах базальт-дацит. Эволюция составов во времени (вверх по разрезу) имеет

обычное гомодромное направление, причем все разновидности генетически приурочены к меридиональной структуре Транскавказского поперечного поднятия.

Особых стратиграфических перерывов между образованием тех или иных типов пород не наблюдается.

Примерно такая же картина строения верхнеплиоценово-четвертичных вулканических толщ наблюдается и в других участках Ахалкалакской области (Гамкрелидзе, 1954; Милановский, 1956; Схиртладзе, 1958 и др.), а также в Арагацской и Ишхансарской зонах вулканической области центральной части Армянской ССР (Милановский, 1956; Габриелян, 1959, 1960; Ширинян, 1962, 1967; Карапетян, 1969).

Основываясь на этих известных данных, многие исследователи считают, что все члены названного типа верхнеплиоценово-четвертичных комплексов образовались из единой первичной базальтовой магмы, наиболее ювенильными представителями которой являются совершенно однотипные и очень слабо дифференцированные долеритовые или оливиновые базальты оснований разрезов вулканических комплексов. По вопросу о характере эволюции первичного магматического расплава мнения исследователей расходятся – одни считают, что имело место только комплекс процессов магматической дифференциации (Заварицкий, 1944; Великовская, 1953; Схиртладзе, 1963; Карапетян, 1969 и др.), а другие, наряду с этим, указывают также на большую роль ассимиляции и гибридизма боковых пород (Ширинян, 1963, 1967; Милановский, 1965 и др.).

Более подробно рассмотрим выводы Н. И. Схиртладзе, касающиеся новейших вулканитов Ахалкалакской области, непосредственного продолжения нашего района на север.

Отмечая некоторые различия между базальтовыми и андезито-базальтовыми покровами лавовых плато и Кечутского хребта[x]), с одной стороны, и более кислыми вулканическими сериями Абул-Самсарской системы – с другой (очень слабая дифференцированность и заметно повышенная щелочность у первых), Н. И. Схирт-

[x] По данным Н. И. Схиртладзе (1958, 1962), грузинская часть Кечутского хребта в основном сложена покровами молодых базальтов и андезито-базальтов, непосредственно залегающими на верхнеплиоценово-нижнечетвертичных долеритовых базальтах, окружающих лавовое плато.

ладзе указывает, что эти две основные группы пород генетически связаны с разными тектоническими структурами. В этих структурах магматическая дифференциация одного и того же первичного базальтового расплава шла разными путями.

Покровные, более основные вулканические серии, называемые автором «кратогенными» образованиями, характерны для наиболее стабильных субплатформенных зон с «вялостью» тектонических движений и со сравнительно меньшими амплитудами прогибаний и поднятий. В течение позднеорогенной стадии тектонического развития Малого Кавказа в пределах Ахалкалакской области таковыми являлись Аджаро-Триалетская складчатая система и Храмский кристаллический массив (границы Храмского массива Н. И. Схиртладзе проводит по линии западные подножья Кечутского хребта – котловина оз. Паравани). На фронтальных частях этих субплатформенных блоков и расположены трещины излияний долеритовых и других покровных лав. Ввиду малой мощности земной коры под названными блоками (цифра не указывается) первичная базальтовая магма чрезвычайно быстро поднимается по сквозным трещинам глубинных разломов и не успевает дифференцироваться. Некоторая повышенная щелочность обусловлена характером первичной магмы.

В противоположность этому, наиболее кислые породы Абул-Самсара, «орогены» по Н. И. Схиртладзе, связаны с тектоническими структурами орогенного типа, с сильно погруженными складками и глубокими корнями гор. В таких областях та же первичная базальтовая магма, которая происходит, возможно, из верхней мантии, проходит весьма длинный путь до поверхности и образует нормальный дифференцированный ряд от андезитобазальтов до дацитов.

По нашему мнению, все сказанное Н. И. Схиртладзе может быть правильным, если в действительности центры извержений покровных долеритовых лав и пород наиболее кислых серий были бы разными и если мощность земной коры в пределах Ахалкалакского нагорья так сильно изменяется, как полагает Н. И. Схиртладзе[x].

[x] Согласно последним геофизическим данным (Ш. С. Оганесян, 1966), мощность земной коры во всей северной части Армянского нагорья (куда входит и Ахалкалакская вулканическая область) как под хребтами, так и под

Исследования, проведенные нами в районах распространения новейших вулканических толщ северо-западной части Армянской ССР, позволили установить, что в отличие от северного продолжения Кечутского хребта, в армянской ее части, наряду с наддолеритовыми андезитобазальтовыми покровами, широко развиты также более кислые породы – андезиты, андезитодациты и дациты (около 60% объема всех извержений). Центры извержений всех этих пород, а также долеритовых базальтов лавовых плато в общем совпадают. Приурочены они к глубокому меридиональному разлому осевой полосы Транскавказского поперечного поднятия. В современном рельефе этот разлом фиксируется линейным расположением сооружения вулканически-аккумулятивного Кечутского хребта, а также цепью многочисленных центральных вулканов на водоразделе хребта и в верхних частях склонов.

Вместе с тем, как уже было показано, по петрографическим и петрохимическим особенностям покровные долеритовые базальты основания вулканического комплекса резко отличаются от вышезалегающих остальных пород. Долеритовые базальты имеют ярко выраженный щелочный характер, подобно типичным оливин-щелочным базальтам многих районов мира, а более кислые породы остальной части разреза (андезито-базальты, андезиты, андезитодациты и дациты) соответствуют рядам известково-щелочных ассоциаций.

Многократно продолжающееся излияние покровных долеритовых базальтов не сопровождалось сколько-нибудь значительными изменениями петрографического и петрохимического, а также геохимического составов, тогда как у остальных пород хорошо наблюдаются постепенные и направленные изменения указанных характеристик.

Приведенные выше отличительные признаки явно свидетельствуют о том, что кажущийся единый верхнеплиоценово-четвертичный вулканический комплекс исследований территории в корне гетерогенен, а именно – он не может быть продуктом одной первичной магмы. Скорее всего в образовании вулканического комп-

межгорными впадинами почти постоянна и равняется 5-54 км. По данным Н. К. Карапетян (1956), для отдельных пунктов получены следующие значения: г. Гукасян – 53 км, г. Кировакан – 54 км, г. Казах – 50 км, г. Тбилиси – 52 км.

лекса участвовали две первичные магмы. Одна из них – первичная оливин-щелочная базальтовая магма питала трещинные излияния долеритовых базальтов лавовых плато и ущелий рек, а другая – первичная известково-щелочная базальтовая магма – центров извержений кислых серий.

В последнее время все больше исследователей высказываются за существование нескольких первичных магм (Тернер и Ферхуген, 1961; Кузнецов, 1963; Кузнецов, 1964; Шейнманн, 1964 и др.), причем все магмы рассматриваются как продукты плавления твердого тела Земли на разных ее глубинах.

Главным фактором, с которым связано формирование глубинных магматических очагов, по всей вероятности, является постепенное увеличение теплового потока, которое происходит в течение орогенного этапа тектонического развития всего Малого Кавказа и достигает максимума в позднеорогенной стадии (Милановский, 1965, 1966). Наибольшим тепловым потоком, по-видимому, характеризуются зоны поднятий. Возрастанию теплового потока соответствует подъем геоизотерм. При таких условиях местное понижение всестороннего давления приводит к уменьшению температуры плавления кристаллических пород нижних слоев земной коры и верхней мантии, вплоть до их фактической температуры (Гзовский, 1962).

Наиболее благоприятными для уменьшения всестороннего давления являются зоны глубоких тектонических расколов, приуроченных к сводам растущих поднятий (Габриелян, 1959; Милановский, 1965), по которым происходят некоторые их раздвиги (Абул-Самарская, Кечутская, Гегамская и др. зоны).

Взаимодействие двух названных выше факторов – усиление теплового потока и локальные понижения всестороннего давления – могут привести к плавлению кристаллических пород отдельных участков недр земли и образованию локальных магматических очагов на разных глубинах, в зависимости от темпов вздыманий, характера разрывного нарушения и глубины его проницаемости.

В начальном этапе вздымания района Транскавказского поднятия, когда повышенный уровень теплового потока находился

только еще в пределах мантии, на глубинах около 55-60 км[x], за счет плавления кристаллического субстрата (эклогитов или перидотитов) образовалась первичная оливин-щелочная базальтовая магма. По последним экспериментальным данным (Грин, Рингвуд, 1968) на глубинах 35-70 км от поверхности земли могут образоваться именно щелочные базальтовые магмы. Из такой магмы через сквозные трещины глубинного Кечутского разлома на земную поверхность изливались большие массы совершенно однообразных долеритовых базальтов, образующих обширные покровы на окружающих плато.

В дальнейшем, в течение все продолжающегося поднятия региона, геоизотермы поднимались все в выше и выше, создавая очаги вплавления уже в базальтическом слое, а может быть и в низах гранитно-метаморфического слоя земной коры. На эти коровые очаги, при постепенной их миграции вверх по коре, последовательно изливались нормальные известково-щелочные андезитобазальты, андезиты, андезитодациты и дациты. Начальные расплавы этой серии образовались в базальтовом слое и имели состав базальта – андезитобазальта.

Сначала снова преобладали трещинные излияния (наиболее основные покровные андезитобазальты основания), но в дальнейшем, по мере все продолжающегося окисления составов, сквозные трещины частично закупоривались и на них образовались многочисленные центральные вулканы. Каналы извержений этих вулканов представляют собой ответвления из главного (корового) очага, приспосабливающиеся как к полосе главного меридионального разлома, так и к разломным зонам других направлений, развивающихся в верхней части земной коры. В частности, к последним типам структур приурочены вулканы Верхнеахурянской котловины. Здесь разломные зоны оконтуривают котловину с севера и юга.

На ранних этапах плиоцен-четвертичного вулканизма из одних и тех же трещин прозошли поочередные излияния щелочных базальтов мантийного очага и нормальных известково-щелочных андезитобазальтов корового очага, без каких-либо смешений соста-

[x] Мощность земной коры в районе центральной части Ахалкалакского нагорья, по данным Б. К. Балавадзе (1957) и Г. К. Твалтвадзе (1966) достигает 55-56 км, из которых осадочный слой 5-6 км, гранитный 22-24 км и базальтовый слой 27 км.

вов (промежуточные разности отсутствуют). Таким образом, под одними и теми же структурами одновременно существовали два разных очага на различных глубинах.

Аналогичные примеры изветсны также в литературе. Это некоторые центральные вулканы в Каскадных горах США (Williams, 1935, 1942), отдельные трещинные вулканы базальтового региона Восточной Исландии (Гибсон и Уокер) и др.

Во время миграции магматического очага вверх по коре при постепенной смене составов от наиболее основных пород к кислым, наряду с процессами анатексиса и ассимиляции и контаминации боковых пород, значительную роль играли также процессы магматической дифференциации.

В конце нижнего и в начале среднего плейстоцена наблюдались некоторые ослабления тектонических вздымательных движений и даже слабое погружение Ахалкалакской области. При этом понижались геоизотермы, а вместе с ними и магматические очаги. В верхних частях земной коры остались отдельные изолированные остаточные очаги, которые со временем полностью теряли свою связь с материнским очагом и постепенно замирали. Под воздействием сил сжатия (при частичном опускании региона) путем фильтр-прессинга эти уже довольно вязкие остаточные расплавы выдавливались в верхние горизонты земли, образуя своеобразные экструзивные тела.

По геофизическим данным (Габриелян и Татевосян, 1966) под Кечутским хребтом очаги наиболее кислых конечных продуктов находятся на глубинах менее 10 км.

В других местах Малого Кавказа эти глубины установлены К. И. Карапетяном (1963) для Гегамского нагорья – 2-3 км и К. Г. Ширинян (1966) для Арагаца – 0,5-3 км.

По данным Л.А.Ровоща и Г.С.Штейнберга (1964), у большинства камчатских вулканов эти очаги находятся на глубинах 2-7 км.

В среднеплейстоценовое время происходило новое, но уже более слабое вздымание Ахалкалакской области, и весь описанный выше процесс магмообразования снова повторился, но эволюция составов уже едва доходила до андезитов.

2.1.5. Интрузивные породы

Среди интрузивных образований изученной территории наибольшим распространением пользуются разнообразные основные и ультраосновные породы офиолитового комплекса, относящиеся к верхнеконьякскому магматическому циклу.

В пространственном отношении выходы пород этого комплекса являются составной частью обширного Севано-Амасийского офиолитового пояса, который на территории Армении протягивается вдоль северо-восточного побережья оз.Севан в северо-западном направлении. После значительного перерыва между сел. Тохлуджа и Желтой речкой этот пояс прослеживается на запад через южные склоны Базумского и Ширакского хребтов и далее на запад – в Турцию.

На исследованной площади пояс представлен крупным Амасийским массивом, описание которого приводится ниже.

Судя по элементам петротектоники (линейно-плоскостная ориентировка минералов, первичная полосчатость, система трещин отдельностей), Амасийский массив в доступных для наблюдения частях имеет характер крупного межпластового интрузива, падающего в северные румбы под углом 45-50°. Линия контакта с вмещающими породами имеет извилистые очертания, местами на контакте с вмещающими верхнемеловыми известняками образовались приконтактовые кварц-карбонатные породы (приконтактовые листвениты).

Амасийский массив прорывает комплекс пород от турона до нижнего эоцена включительно и представляет собой типичный пример расслоенного интрузива. В нем хорошо выражена псевдостратификация; состоит из ряда сменяющих друг друга снизу вверх «пластов» пород различного петрографического состава.

Богатый материал по геологии и петрографическому описанию Амасийского массива содержится в работах А.Т. Асланяна, К.Н. Паффенгольца, А.Т.Вегуни, С.Б.Абовяна, А.Ш. Матевосяна.

Наиболее крупные выходы ультрабазитов закартированы на Мумуханском хребте, к северу от сел.Дашкерпи.

Описываемый комплекс представлен габбровыми породами, аноперидотитовыми серпентинитами, анопироксеновыми серпентинитами, серпентинитами, перидотитами, пироксенитами и ду-

нитами. Массивы этих пород вытянуты согласно общей структуре района в близширотном направлении.

Преимущественным развитием среди пород Амасийского массива пользуются серпентиниты, в которых наблюдается слабо выраженная полосчатость благодаря ритмической смене полос разной степени серпентинизации. Это плотные зеленовато-серые породы.

Под микроскопом порода почти нацело состоит из призматически-тонколистоватого антигорита, в котором часто наблюдаются выделившиеся в процессе серпентизации пятна-скопления оливина. Размеры этих пятен 0.35-1.5 мм.

В центральной части массива представлены небольшие вытянутые согласно с его простиранием линзы серпентинизированных черных дунитов. Переход от серпентинитов к серпентинизированным дунитам постепенный: в полосе контакта в серпентинитах появляются редкие линзы серпентинизированных дунитов, которые с приближением к контакту все чаще и чаще «переслаивают» их.

Под микроскопом в серпентинизированных дунитах реликты оливина сохранились в количестве 10%. Остальная часть породы сложена поперечно-волокнистым хризотилом и частично листоватым антигоритом. Оливин представлен зернами величиной 0.8 мм, изъеденными по краям серпентином и пронизанными тончайшими его прожилками.

Среди серпентинизированных пород Амасийского массиваа наиболее распространенными являются аноперидотитовые серпентиниты, которыми сложена ее центральная и восточная части. Эти породы в свежем изломе бутылочно-грязно-зеленые с крупными порфировыми выделениями пироксена, частично или полностью превращенного в бастит. В них развиты трещины трех направлений, благодаря чему отдельность их округло-глыбовая. Поверхность аноперидотитовых серпентинитов часто со всех сторон покрыта тонкой корочкой желтовато-голубого серпофита. На выветрелой поверхности они покрыты желтовато-бурой коркой загара с блестками табличек бастита или бугорками черных кристаллов пироксена.

Свежих перидотитов в массиве практически нет, они в той или иной степени серпентинизированы вплоть до перехода в антиперидотитовые серпентиниты. Разграничение серпентинизирован-

ных перидотитов от аноперидотитовых серпентинитов при заданном масштабе картирования не представляется возможным из-за их частой смены и визуально не уловимых переходов между ними, хотя в отдельных глыбах от периферии к центру степень серпентинизации уменьшается, и более или менее свежие перидотиты занимают их ядра.

Чаще всего серпентин развивается за счет оливина, реже ромбического пироксена (бастит). Серпентин представлен антигоритом, хризотилом, баститом. Структура серпентинитов петельчатая, параллельно-волокнистая, поперечно-волокнистая (хризотил), петельчато-лучистая, листоватая (антигорит).

Значительную часть среди выходов ультрабазитов занимают породы габбровой группы, отличающиеся пестротой состава; в шлифах описаны нормальные габбро, роговообманковые габбро, оливиновые габбро, анортозиты, лабрадориты, габбро-нориты.

Все вышеперечисленные породы в пределах одного массива часто и бессистемно переходят друг в друга, расчленение их затруднено, поэтому на карте нами выделены единые габбровые тела. Кроме того, нормальные габбро являются наиболее распространенными. Макроскопически это преимущественно зеленовато-серые среднезернистые породы, состоящие из табличек голубовато-зеленого плагиоклаза размерами 2х3 мм, в промежутках между которыми заключены ксеноморфные выделения темноцветного минерала. Плагиоклаз по количеству несколько преобладает над темноцветным. С поверхности габбро выветрелые, отдельность матрацевидная из-за наличия системы трещин трех направлений, из которых две – крутопадающие, одна – пологая.

Под микроскопом порода на 60% состоит из хаотически расположенных удлиненных широких табличек плагиоклаза размерами 2.5 мм в длину, промежутки между которыми заполнены агрегатом из 2-5 мелких (0.3 мм) зерен авгита и мелких зерен плагиоклаза. Структура породы близка к габбро-диабазовой. Плагиоклаз имеет зональное строение, что выражается в значительной пелитизации «ядер» кристаллов в сравнении с внешней каймой.

Авгит представлен срезами бесцветных, слабо зеленоватых таблитчатых восьмиугольных или округлых зерен. В породе встречается хлорит, образовавшийся как за счет авгита, так и плагиоклаза.

Из акцессорных минералов присутствуют апатит и магнетит.

Среди ультраосновных пород Амасийского массива наряду с габбро на карте выделены и габбро-диориты, которые отличаются от первых зональным строением плагиоклаза уже среднего состава и в качестве цветного минерала в них наряду с амфиболом присутствует и пироксен, но в меньшем количестве.

Южная часть массива сложена породами, характеризующимися резко выраженной линейно-плоскостной ориентировкой минералов, полосчатостью, придающими им сходство со сланцами. Это мелкозернистые серые породы, состоящие из чередования тонких прерывистых меланократовых, преимущественно амфиболовых и лейкократовых плагиоклазовых полос. Зерна амфибола в плагиоклазовых полосках ориентированы в параллельных плоскостях. Среди этих пород микроскопически описаны роговообманковые мелкозернистые габбро.

Под микроскопом эти породы на 65-70% состоят из коротокостолбчатых зерен роговой обманки длиной 0.5-0.7 мм, которые, тесно соприкасаясь друг с другом, образуют довольно крупные агрегаты, слагающие скелет породы. Роговая обманка имеет ясно выраженный плеохроизм.

В промежутках между агрегатами роговой обманки располагаются резко ксеноморфные зерна плагиоклаза величиной от 0.3 до 2 мм. Плагиоклаз сильно соссюритизирован, различаются мелкие агрегаты цоизита.

Многие из предшествующих исследователей, исходя из отмеченных текстурных особенностей, относят полосатые габбро к амфиболитам или габбро-амфиболитам, рассматривая их как метаморфические породы, образовавшиеся за счет метаморфизма основных пород.

На возможность образования этого типа пород из первичного магматического расплава без последующего метаморфизма в свое время указывал А.Н. Заварицкий (1956). Он пишет: «Эти амфиболиты, или, как их называют, габбро-амфиболиты не всегда легко отличаются от роговообманковых габбро с одной стороны, и амфиболита иного происхождения – с другой.

В некоторых случаях можно полагать, что превращение габбро в амфиболиты, когда интрузия габбровой магмы и застывшие габбро происходят под боковым давлением горообразующих

сил, является процессом, без перерыва следовавшим за кристаллизацией габбро, подобно тому, как возникают некоторые гнейсы при кристаллизации гранитной магмы. Такие габбро-амфиболиты дают особенно постепенные переходы в нормальные габбро».

Особенности взаимоотношения этих пород с окружающими их образованиями и условия залегания указывают на то, что такая текстура пород возникла в результате кристаллизации магматических масс в процессе их течения (первичная текстура течения), когда происходила дифференциация силикатного расплава на ультрабазитовую и габбровую составляющие.

Такое предположение основано на следующих наших наблюдениях:

1. В ущелье руч. Таналыкбулаг пограничная полоса расслоеных пород сложена типичными полосчатыми габбровыми породами. Первично магматическое происхождение полосчатых габбро ни у кого не вызывает сомнений.

2. В верховье правого составляющего руч. Таналыкбулаг севернее полосатых «габбро-амфиболитов» располагается полоса серпентинизированных ультрабазитов шириной более 250 м, содержащая ориентированные согласно вытянутости массива крупные линзы полосатых «габбро-амфиболитов».

Относительно возрастного взаимоотношения членов габбро-гипербазитовой ассоциации Севано-Амасийского пояса существуют противоречивые мнения. Одна группа исследователей (С.Е. Айвазов, К.Н. Паффенгольц, 1930, А.С. Гинзберг, 1929, А.Г. Бетехтин, 1932, Г.А. Пилоян и Г.М. Геворкян, 1959), отмечает отсутствие каких-нибудь возрастных различий между ними (перидотиты, дуниты, габброиды): они тесно связаны между собой взаимными переходами. Другие исследователи (Ю.А. Арапов, 1946, С.Б. Абовян, 1961) наряду с постепенными переходами между габброидами и ультраосновными породами отмечают наличие резких границ между ними и на основе этого приходят к выводу о несколько более позднем внедрении первых в уже успевшие затвердеть или полузатвердевшие перидотиты.

Наши наблюдения указывают на синхронное образование пород, составляющих габбро-перидотитовую формацию, в процессе расслоения единой магмы во время ее подъема и «растекания» во вмещающие породы. Эти выводы сводятся к следующему:

1. Породы отмеченной серии приурочены к единому Амасийскому массиву. Связь между составляющими серию породами особенно выражена в отношении габброидов и перидотитов. Даже в небольших интрузивах габбро сопровождается линзами перидотитов и наоборот.

2. Характер контактовых зон габброидов и перидотитов выражен в многократном «переслаивании» этих пород, а также в наличии линз одних пород в других по обе стороны от линии условного контакта.

3. В ряде пунктов, как например в восточной части Амасийского массива, вдоль правого берега р.Ахурян, габбро подчинены довольно крупные выходы серпентинизированных перидотитов, которые, в свою очередь, сами содержат мелкие линзы габбро.

Вопрос о возрасте пород габбро-гипербазитовой формации является предметом дискуссий. К.Н. Паффенгольц (1930), С.Б.Абовян (1961), Г.А. Чубарян (1976) считают, что габбро-гипербазиты находятся среди верхнесенон-среднеэоценовых пород в первичном интрузивном залегании и датируют их поздним эоценом (верхний эоцен-предолигоцен).

По А.Т. Асланяну (1958), внедрение базит-гипербазитовых интрузивов происходило в три этапа – в туроне-коньяке, в верхнем сеноне и эоцене.

Другая группа исследователей считает, что ультрабазиты находятся среди верхнесенон-эоценовых отложений во вторичном залегании в виде тектонических блоков и протрузий. При этом они исходят из наличия обломков этих пород в толщах, подстилающих верхнесенонские известняки.

Эти исследователи, в свою очередь, проявляют различный подход к вопросу о природе базит-гипербазитовых интрузий, времени их внедрения и стадийности формирования.

По мнению А.А. Габриеляна (1968), интрузивное внедрение базит-гипербазитов имело место после образования доверхнесенонской вулканогенно-осадочной толщи (н.сенон), а позже в виде протрузий по разломам они были перемещены в верхнесенон-эоценовые отложения. По данным А.А. Книппера (1971), С.Д. Соколова (1974), обломки этих пород пользуются значительным развитием в олистростомовой толще альба (?) – сеномана на территории Азербайджана. В свою очередь, указанные исследователи считают

габбро-гипербазиты фрагментами океанической коры, выжатыми на поверхность в виде протрузий серпентинитового меланжа первоначально в конце неокома, а затем неоднократно в течение сеноманананижнего сенона и окончательно в перинейскую фазу орогенеза.

Авторы отчета придерживаются того мнения, что интрузивное внедрение пород базит-гипербазитовой ассоциации происходило в предверхнеконьякское время, а наблюдающееся прорывание ультрабазитами более молодых, чем коньяк, образований, обусловлено последующим холодным «протрузивным» внедрением в послеэоценовое время.

Приконтактовые кварц-карбонатные породы (листвениты). Они образуют полосу на контакте ультрабазитов Амасийского массива с известняками, а также встречаются в виде линзообразных тел в самих серпентинитах на некотором удалении от контакта.

Макроскопически в свежем изломе лиственитыпредставляют собой светло-серую с оранжевым оттенком или темно-серую породу, на выветрелой поверхности они рыжевато-бурые, красно-бурые, обычно пронизанные сетью прожилков кальцита, кварца, халцедона.

Под микроскопом порода состоит из массы мелкого агрегата карбоната и кварца. Чаще структура флюидальная. Карбонат (тройнерит, доломит, реже кальцит) образует удлиненные агрегаты из мелких зерен. В промежутках между этими полосками представлен агрегат мелких зерен кварцита или же радиально-лучистого халцедона. Эта масса нередко пронизана прожилками кварца, халцедона, доломита, кальцита, благодаря чему текстура становится петельчатой.

Образование лиственитов А. Г. Бетехтин (1932) относит за счет ультрабазитов при их контактовом воздействии еще в состоянии магмы на известняки, в результате чего они заимствовали в значительных количествах углекислоту. С этой точки зрения остается неясным вопрос об источнике кальция в лиственитах, расположенных среди серпентинитов на некотором удалении от контакта с известняками. Нам представляется, что лиственитыобразовались из гибридной магмы, возникшей в результате переплавления известняков ультраосновной магмой и ее обогащения $CaCO_3$.

Наименьшим развитием среди интрузивных пород пользуются гранитоиды, представленные мелкими изолированными выхо-

дами среди меловых и палеогеновых пород. На картах, составленных предыдущими исследователями, закартированы два выхода у сел. Мусаелян и Красар. Присутствие в исследованном районе гранитоидов установлено также в центральной части Ленинаканской котловины буровыми скважинами на глубине 1300 м.

Гранитоиды представлены гранодиоритами, граносиенитами и кварцевыми диоритами.

Нами обнаружен и закартирован небольшой (50х100м) изолированный среди вулканогенно-осадочной верхнетурон-нижнеконьякской толщи выход кварцевых диоритов в верховье правого составляющего руч. Таналыкбулаг, воздействие которого на вмещающие породы выражено в гофрировке и брекчировании последних. Элементы петротектоники в кварцевых диоритах приспособлены к линии контакта с вмещающими породами.

Кварцевые диориты – среднезернистые или крупнозернистые зеленовато-светло-серые породы, состоящие из молочно-белого плагиоклаза и ориентированных короткопризматических зерен бутылочно-зеленой роговой обманки размерами до 0.5 мм. Кварц в породе содержится в количестве до 15%. В породе наблюдаются элементы полосчатой текстуры, выраженной в чередовании полос лейкократовых и меланократовых разностей.

Под микроскопом структура их гипидиоморфнозернистая. Порода состоит из плагиоклаза (65%), роговой обманки (20%), кварца (10-15%).

Плагиоклаз образует более или менее идиоморфные, таблитчатые зерна величиной 3.5 мм, в некоторых зернах обнаруживает полисинтетическое двойникование.

Плагиоклаз (андезин) интенсивно соссюритизирован. По нему развиты альбит, цоизит, серицит. Цоизит составляет до 50%, иногда и более поверхности зерен плагиоклаза, он представлен шестоватыми и радиально-лучистыми зернами длиной до 0.3 мм, которые располагаются по двум направлениям под определенным углом друг к другу.

Серицит представлен в плагиоклазе мелкими (до 0.1 мм) листочками; в количественном отношении немного уступает цоизиту.

Эпидот встречается единичными мелкими зернами вместе со вторичным кварцем.

Роговая обманка представлена зеленой разностью, образует призматические зерна длиной до 3.3 мм. Она частью ограничена собственными гранями, частью поверхностями соприкосновения с зернами плагиоклаза. В разностях, где роговая обманка образует более мелкие зерна, она более идиоморфна. Она плеохроирует в зеленых тонах. Местами по роговой обманке развивается хлорит, который иногда целиком замещает ее.

Кварц образует резко ксеноморфные зерна размерами до 1 мм, занимающие промежутки между другими минералами. В нем наблюдаются иногда включения зерен роговой обманки и плагиоклаза.

Характерной особенностью кварцевых диоритов верховья руч. Таналыкбулаг является наличие в них значительного количества мелких кварцевых прожилков.

В пределах исследованной площади установить верхний возрастной предел гранитоидов не представилось возможным.

В соседнем Степанаванском районе, где развиты идентичные гранитоиды, гальки их обнаружены в основании олигоценового разреза, на основании чего возраст кислых интрузивов устанавливался как верхний эоцен-нижний олигоцен.

2.1.6. Экструзивно-субвулканические породы

Из экструзивно-субвулканических пород в изученной территории закартированы среднеэоценовые габбро-диориты и габбро-порфириты, среднеплиоценовые гиалобазальты, андезитодациты и риодациты, а также нижнечетвертичные гиалодациты.

Среднеэоценовые экструзивно-субвулканические породы. Габбро-диориты. Выходы габбро-диоритов проявляются в виде узковытянутых дайкообразных, пластообразных и более или менее изометричных тел различных размеров.

Нами закартированы около двух десятков изолированных тел различной конфигурации. Часть из пластообразных тел ранее рассматривалась в составе эффузивных образований (Памбакская свита).

Детальное картирование показало, что эти тела имеют субсогласное залегание с вмещающими отложениями, проявляются в разрезе среднего эоцена на разных стратиграфических уровнях, а

различия в составе пород характеризуются только лишь несколько иной степенью кристаллизации.

На наличие пластообразных интрузивных образований в рассматриваемом районе указывается в работах К.Н. Паффенгольца, А.Т. Асланяна (1958), А.Т. Вегуни и др. (1967).

Пластовые залежи и экструзии габбро-диоритов. Макроскопически описываемые габбро-диориты представляют собой породы серого и темно-серого цветов, а некоторые разности имеют черную окраску. Большая часть их характеризуется порфировой структурой при величине идиоморфных кристаллов полевых шпатов до 6-7 мм.

Мелкие тела в основном имеют темную окраску и стекловатую структуру основной массы. Крупные тела габбро-порфиритов наиболее кристаллизованы. Основная масса их состоит из мелких кристалликов плагиоклаза.

Под микроскопом габбро-диориты обнаруживают полнокристаллическую структуру и состоят из плагиоклаза (65-70%), пироксена (20-25%), кварца (5-7%), хлорита (5-10%) и рудного минерала.

Промежутки между крупными индивидами плагиоклаза и пироксена заполняются мелкими зернами кварца, пироксена, пелитом и хлоритом.

Плагиоклаз образует изометричные и удлиненно-призматические зерна, целиком замещенные соссюритом и каолином.

Из группы пироксенов обнаружены короткопризматические зерна энстатита и авгита. Пироксены местами хлоритизированы, нередко почти полностью замещены хлоритом. Кварц образует ксеноморфные зерна.

Выходы габбро-диоритов фиксируются в районах севернее с.с.Овуни, Кармракар, Мец-Сариар, Джрадзор и Джаджурского месторождения.

Исследователями возраст формирования габбро-диоритов однозначно датируется как средний эоцен. Абсолютные возрасты двух образцов указали на 45.5(±0.2) млн.лет и 43.5(±1.2) млн.лет.

Среднеплиоценовые экструзивно-субвулканические образования. Гиалобазальты. В изученном районе нами закартировано 7 отдельных небольших выходов среднеплиоценовых экструзивно-субвулканических гиалобазальтов, расположенных на западных и

южных склонах Джаджурского хребта. Внешне это отдельные округлые, плоские с поверхности скалистые тела темно-серых, черных, часто темно-буро-зеленоватых очень крепких пород с мелкоглыбовой отдельностью.

У небольшого восточного от с.Камо выхода этих пород отдельность шаровидная, луковично-скорлуповатая. Невооруженным глазом на фоне значительно мелкозернистой основной массы видны многочисленные ксеноморфные скопления прозрачного медово-желтого или зеленовато-желтого хлоритоподобного вещества.

Размеры этих тел колеблются в пределах от 15-20 до 150-160м в диаметре, относительные высоты – от 2-3 до 7-8 м. Рвут обычно грубообломочно-вулканогенные породы нижней подсвиты *джаджурской свиты.*

Микроструктура этих пород порфировая с полнокристаллической микродолеритовой или микролитово-гиалопилитовой основной массой.

Многочисленные вкрапленники, составляющие более 10% объема всей породы, представлены крупными (до 1.5-2 мм) округлоплавленными короткопризматическими зернами зеленовато-бурого клинопироксена (до 6-7%) и короткопризматическими или ромбовидными кристаллами сильно хлоритизированного оливина.

У выхода шаровидных гиалобазальтов долины речки Камо оливины очень сильно окислены – иддингситизированы.

В многочисленных неправильно-извилистых интерстициях отложены цеолиты.

В микродолеритовой основной массе гиалобазальтов развиты плагиоклаз, светло-желтые короткопризматические клинопироксены, квадратики рудного минерала и многочисленные грязно-зеленоватые сгустки хлоритового вещества. Химические составы этих пород приведены в таблице 9.

Андезитодациты. Наибольшую площадь (около 2.5 кв.км) среди экструзивно-субвулканических пород плиоценового возраста занимают андезит-андезитодациты. Крупнейший выход этих пород обнажен на юго-западных подножьях Джаджурского хребта, вокруг с.Карнут Ахурянского района. В рельефе местности образуют 3 отдельные крутосклонные горки на востоке, севере и юге от села, с относительными высотами соответственно 140, 120 и 100 м.

Таблица 9

Химические составы различных экструзивно-субвулканических образований плиоцен-четвертичного возрастов

№№ п.п.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO
	Среднеплиоценовые экструзивно-субвулканические образования**						
1	50.40	1.05	16.33	2.74	5.62	0.12	7.94
2	49.58	1.44	17.05	8.08	2.03	0.12	4.84
3	47.04	1.57	15.49	6.22	3.71	0.16	5.24
4	60.07	1.02	16.01	5.60	1.16	0.02	1.93
5	61.43	0.85	17.25	2.22	2.66	0.08	1.58
6	65.74	0.53	15.06	2.62	1.45	0.05	1.63
	Четвертичные эффузивно-субвулканические образования						
7	61.72	0.45	14.62	1.52	3.67	0.01	2.92
8	63.90	0.60	13.82	4.18	3.90	0.10	1.20
9	66.24	0.99	15.65	1.49	3.58	0.06	1.23

№№ п.п.	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O^-	n.n.n.	Σ
	Среднеплиоценовые экструзивно-субвулканические образования*						
1	8.85	2.88	1.87	0.40	0.10	0.69	99.29
2	9.34	2.92	2.00	0.12	0.10	2.23	99.81
3	12.48	3.27	1.08	1.08	0.29	2.71	99.55
4	6.18	4.02	2.46	0.28	0.10	1.56	100.41
5	5.65	3.79	2.10	0.30	0.10	1.42	99.43
6	5.40	3.37	1.79	1.79	0.41	1.61	99.33
	Четвертичные эффузивно-субвулканические образования						
7	5.99	3.80	4.84	0.32	-	0.25	100.11
8	5.10	4.60	3.20	-	0.09	-	100.69
9	3.52	4.50	2.75	-	-	0.04	100.05

1. – Гиалобазальт, к северу от с.Овит Ахурянского р-на (колл.Э.Х.Харазяна, обр.15628); 2 – Гиалобазальт, между с.с.Овит и Мусаелян Ахурянского р-на (колл.Э.Х.Харазяна, обр.15630); 3 – Гиалобазальт, верховье р.Камо (колл.Э.Х.Харазяна, обр.15737); 4 – Андезит, купол Папахан (Караултапа), (колл.Э.Х.Харазяна, обр.15638); 5 – Амфиболовый андезит у с.Карнут Ахурянского р-на (колл.Э.Х.Харазяна, обр.15619); 6 – Дацит-риодацит, западные склоны Джаджурского хребта, между с.с.Камо и Карнут (колл.Э.Х.Харазяна, обр.15727); 7 – Гиалодацит, верховье р.Чахкал (Э.Х.Харазян, 1970, обр.256), анал.хим.лаб.УГ СМ АрмССР; 8 – Гиалодацит, между с.с.Геллу и Ениель (Э.Х.Харазян, 1970, обр.127), анал. С.Г.Чаталян; 9 – Гиалодацит г.Гайлакар (Э.Х.Харазян, 1970, обр.254), анал. С.Г.Чаталян.

* Анализы выполнены в ЦЛ ПО «Армгеология»

Это серые, темно-серые, розовато-серые яснопорфировые амфибол-плагиоклазовые породы в центральных частях массива – с крупноглыбовыми, чаще всего близвертикальными матрацевидными, на краях – веерообразно расходящимися периклинальными – плитчатыми-тонкоплитчатыми отдельностями.

Именно на этих краевых тонкоплитчатых зонах заложены многочисленные карьеры для добычи щебня, для нужд восстановительного строительства регионов, пострадавших от землетрясения.

На западном подножье южной горки нами пробурена скважина №4 – Карнут, которая проследила эти породы до глубины 486м. С глубиной характер пород заметно не изменяется. Наблюдаемая полосчатость (чередование более светлых и более темных разновидностей) по глубине во много раз изменяет ориентировку от близгоризонтальной до вертикальной.

Второй более или менее значительный выход экструзивно-субвулканических андезитов расположен в 1.5 км к югу от с.Мусаелян Ахурянского района, где образует скалистую двуглавую горку Папахан (1685.4м), залитую с юга среднечетвертичным лавовым покровом Шараилера.

На восточной стороне южной более низкой вершины Папахана светло-серые андезитодациты имеют глубокую плитчатость-флюидальность с восточным падением под углами 50-70°.

На северной более высокой вершине такая же плитчатость имеет северо-западное крутое падение.

Два небольших выхода экструзивно-субвулканических андезитодацитов обнажаются на западных склонах Джаджурского хребта в истоках речки Камо на абс.отметках 1820 и 1980 м. Это очень похожие друг на друга одинокие скалистые выходы плотных серых, синевато-серых амфиболовых андезитодацитов с причудливой шаровидной концентрически матрацевидно-плитчатой отдельностью. В центральной части шара диаметром 15 м отдельность глыбовая.

У нижнего по склону выхода внешняя корка (0.5 м) шаровидного выхода диаметром до 25 м сложена темно-серой – черной амфиболовой породой, а внутренняя, имеющая глыбовую отдельность, – более светлой серой породой; с востока этот нижний экс-

трузив рвет линзовидный выход эоценовой ширакской свиты, а с запада – туфообломочную толщу джаджурской свиты.

Микроструктура андезитодацитов порфировая с гиалопилитовой основной массой. Вкрапленники представлены зеленовато-бурой базальтической роговой обманкой, в основном свежей, но в краевых зонах большого карнутского выхода сильно опацитизированной, а также короткопризматическими зональными или просто сдвойникованными плагиоклазами.

Основная масса у разных выходов разная – достаточно сильно перекристаллизованная аллотриоморфно-зернистая у Карнутского и Папаханского выходов и классически гиалопилитовая у остальных.

В черной стекловатой корке нижнего выхода верховьев долины р.Камо основная масса сложена игольчатыми кристалликами плагиоклаза и темно-серым мелким зеленовато-бурым стеклом (до 85%). Здесь же у серых пород в центральной части выхода плагиоклазовые кристаллики чуть более крупнозернистые, а стекло слабо перекристаллизовано.

Всюду в основной массе часты микролиты базальтической роговой обманки, отдельные мелкие призмочки апатита и черепитчатые агрегаты кристобалита, особенно много их у перекристаллизованных разностей.

Риодациты – небольшое, вытянутое в северо-восточном направлении округлое (100-150 м) тело, занимающее высоту 1822.3 м на вершине левого борта сухой субширотной долины между с.с.Карнут и Камо Ахурянского района.

В центральной части тела на самой вершине горы обнажены белые, слегка розово-серые глыбовые хаотически флюидальные риодациты, которые на краях массива становятся плитчатыми, тонкоплитчатыми. Причем плитчатость строго совпадает с флюидальностью породы и имеет крутые веерообразно расходящиеся падения. В частности, на северном склоне они падают на 340° $<60^{o}$.

Микроструктура этой породы олигофировая с гиалопилитовой основной массой. Редкие вкрапленники представлены в основном таблитчатыми очень просто сдвойникованными плагиоклазами (до 1 мм) и почти полностью опацитизированным шестоватым амфиболом – базальтической роговой обманкой (в каждом шлифе всего 1-2 зерна).

Основная масса сложена короткопризматическими кристаллами и микролитами плагиоклаза, игольчатыми сильно плеохроичными кристаллами базальтической роговой обманки, зернышками магнетита и светло-желтым стеклом (до 70%).

Как ни странно, в шлифах флюидально-полосчатое строение нисколько не отражено.

Четвертичные экструзивно-субвулканические образования. Гиалодациты образуют многочисленные экструзивные куполовидные массивы, прорывающие разнообразные породы новейшего вулканического комплекса исследованной территории – вплоть до наиболее молодых амфиболовых лав Кечутского вулканического комплекса. В то же время они перекрываются среднечетвертичным Гукасянским лавовым комплексом. Таким образом, достаточно четко фиксируется нижнечетвертичное время внедрения.

Выходы гиалодацитовых экструзивов северней от Арпи-Казанличского уступа строго приурочены к широтной зоне по линии Арпилич-Езнасар-Дарагюх-Лорусар и далее на восток через Кечутский хребет в сторону северных границ Лорийского плато.

Это округлые тела различных размеров. В центральной части они сложены смоляно-черными очень плотными обсидианоподобными породами, а на краях – преимущественно светлыми, тонкоплитчатыми разностями. Иногда встречаются примеры более сложного сочетания этих двух разностей.

В пределах Арпи-Казанличского неотектонического уступа обнаружено и закартировано три отдельных выхода гиалодацитов, приуроченных к ядру уступа долеритовых базальтов северного обрамления Верхнеахурянской котловины.

1. Первое самое маленькое тело находится на западе уступа между с.с.Элар и Гюлиджа и занимает вершину 2309,3 м. В плане имеет эллипсовидную, вытянутую вдоль уступа форму размером 50х30 м. Рельеф выхода скалистый с изобилием вертикально стоящих утесов. Контакты с окружающими более светлыми лавами покрыты своими же чингилями.

Породы представлены исключительно черной массивной разновидностью с характерной крупноглыбовой отдельностью и полураковистым, обсидианоподобным изломом.

Следующие два выхода расположены очень близко друг от друга и, возможно, являются апофизами единого глубинного массива.

2. Западный относительно небольшой выход находится над СВ краем с.Геллу, на вершине уступа, где занимает западную часть вершины 2192.7 м, в плане имеет также вытянутую вдоль уступа округло-треугольную форму площадью 0.023 кв.км. Здесь очень хорошо наблюдается концентрически-зональное строение выхода: в центральной части площадью 130х40 м выступают черные массивные гиалодациты, которые в сторону краев экструзии постепенно переходят в более светлые, светло-серые разности с интенсивной плитчатостью. Толщина плит в этом направлении постепенно уменьшается от 10-15 см до нескольких мм. Плоскости плитчатости обычно имеют периклинальные падения, точно повторяющие рельеф выхода. Наибольшие углы падения наблюдаются на юге – до 70°, где гиалодациты, резко приподнимаясь, прорывают покров долеритового базальта. На северной стороне выхода плитчатость падает под углом не более 20-30°.

3. Восточный наиболее крупный выход гиалодацитов, расположенный между с.с.Геллу и Ениель, занимает площадь около 1.2 кв.км. Имеет округло-куполовидную поверхность и несколько вытянут вдоль уступа (длина выхода – 1.3 км).

Общее строение массива такое же, что и в пункте 2, только здесь в центральной части наряду с массивными черными разностями встречаются также темно-бурые сильнопузыристые образования, причем все пузыри сильно удлинены в одну – близвертикальную сторону. Этой пузыристостью образована своеобразная ячеистая структура породы, напоминающая структуру дерева. Редко встречаются различные брекчированные гиалодациты. Обломки, размерами до нескольких см, черные, остроугольные. Цемент брекчий – того же состава, но более светлый.

Как массивные, так и сильно «рассланцованные» разности гиалодацитов имеют отчетливо выраженную флюидальность, преимущественно в виде вертикальных изоклинальных «микроскладок». На восточных склонах вышеописанного большого купола массивные гилодациты образуют ряд концентрически расположенных цепей вертикальных утесов с высотами до 1.5 м.

На южном краю массива, на левом берегу небольшой речки (правого притока р.Ениелджур) светлые плитчатые разности гиалодацитов смяты в более крупные изоклинальные «складки», вытянуты вдоль эндоконтакта.

4. Небольшой округлый выход гиалодацитов диаметром не более 20м и высотой обнажения 5-6 м обнажается к востоку от вулкана Езнасар, на правом берегу речки Бавра из-под покровов кварцсодержащих андезитов Езнасара. Породы представлены исключительно черной массивной разновидностью, которая в центральной части обнажения, как правило, всегда образуют скалистые выступы. В выветрелой поверхности крупных глыб хорошо видно горизонтальное флюидально-полосчатое строение породы, обусловленное многократным чередованием черных и более светлых тонких (до 3-5 см) полос. В свежем изломе эти полосы не улавливаются. Только под микроскопом было выяснено, что более светлые полосы в отличие от черных – микропористые.

5. Наиболее крупный дайкообразный выход гиалодацитов расположен на западных склонах Кечутского хребта вдоль вершины левого борта долины р.Чахкал, начиная с высоты около 2500 м вплоть до центрального водораздела хребта на расстоянии около 6 м. Обнаженность приконтактовых зон здесь очень плохая, и приведенные границы выхода в некоторой степени условные. Примерная средняя ширина этого дайкообразного выхода – около 350-400 м.

По всей длине выхода обнажены в основном массивные черные гиалодациты, но в центральной ее части, на северных склонах высоты 2858.5 м, а также под северо-восточным основанием небольшого среднечетвертичного вулкана у выс.отметки 2958.7 м развиты обе вышеописанные разновидности гиалодацитов – плитчатые и массивные. Отдельность в массивных породах крупноэллипсоидальная с длиной эллипсоидов до 25 см. Всюду отмечается мелкая слабозаметная флюидальность.

На юго-восточном конце этого крупного выхода, на северных привершинных склонах г.Овасар (3068.8 м), почти сплошь сложенных массивными и плитчатыми гиалодацитами, встречаются также сильно сваренные брекчии этих пород, образующие невысокие (до 4-5 м) отвесные обрывы типа жерловых брекчий кислых вулканов. Обломки слабоокругленные или угловатые. По-

рода обломков имеет едва заметную невооруженным глазом мелкую пористость.

6-8. Три других небольших гиалодацитовых массивов обнажаются на вершине правого берега р.Чахкал, на высоте около 2500-2680 м, на западном привершинном склоне вулкана Гайлакар (3123.2 м) и на седловине между вулканами Л.Спендиарова (2965.4 м) и Овсепасара (2906.6 м).

Их площади соответственно составляют 0.48 кв.км, 0.32 кв. км, 0.1 кв. км.

Все эти выходы имеют округлые очертания и слагаются только черными массивными звонкими гиалодацитами.

Под микроскопом обнаружено полное сходство всех разновидностей гиалодацитов, вместе с тем наблюдаются некоторые небольшие различия между породами разных выходов.

Гиалодациты группы массивов Арпи-Казанличской структуры в шлифах имеют олигофировую-порфировую структуру. Во вкрапленниках выделяются плагиоклазы, ромбические и моноклинные пироксены и рудный минерал. Общее количество всех вкрапленников не превышает 3% объема породы.

Плагиоклазы представлены простыми двойниками призматической формы, размерами до 1.5 мм. По данным замеров оптических показателей его состав определен как андезин с 46-50% Ап.

Ромбические пироксены длиннопризматические – игольчатые, размерами до 0.5 мм, по краям сильно опацитизированные.

Клинопироксены короткопризматические светло-зеленоватого цвета. Размеры кристаллов достигают 1.5 мм. Из других минералов в составе вкрапленников встречаются очень редкие сильно опацитизированные зерна базальтической роговой обманки размерами до 0.5 мм и мелкие (до 0.2 мм) тонкие пластинки сильно плеохроичного (темно-бурая – вдоль удлинения минерала и светло-желтая – в перпендикулярном его направлении) минерала с близким бальзаму рельефом и довольно высокой интерференционной окраской. Возможно, этот минерал принадлежит к группе слюд.

Из акцессорных минералов повсеместно встречаются тонкие призмочки апатита, расположенные внутри крупных плагиоклазов.

Основная масса гиалодацитов массивов Арпи-Казанличского уступа, как и всего исследованного района, имеет очень однообразную кристаллитовую-микролитовую структуру – мельчайшие

зерна пироксенов и плагиоклаза вместе с рудной пылью погружены в желтовато-буроватое аморфное стекло.

В некоторых шлифах из большого Ениельского выхода в основной массе были обнаружены интересные шаровидные обособления, которые при микроскопическом изучении образцов не были замечены. Шары размерами до 1 мм изолированы или сгруппированы в небольшие скопления (размерами до 2-3 мм). Часто они образуют вытянутые параллельно плитчатости породы цепочки, длиной до 1 см. Концентрические контуры шаров довольно четко подчеркиваются благодаря большому развитию вдоль их внешних зон мелких зерен рудного минерала. Сложение внутренних частей шаров такое же, что и основной массы. У большинства шаровидных выделений в центральных частях есть полости, заполненные сфероидальной формы черепитчатыми агрегатами кристобалита.

В гиалодацитах у вулкана Езнасар в основной массе встречены редкие округлые ксенокристы кварца (размерами до 0.5 мм), окаймленные сначала тонкой (0.05 мм) полоской кристобалита, а затем и пироксеновой каймой. В последней различаются призмочки орто- и клинопироксенов величиной до 0.1 мм.

В обнажениях западного склона Кечутского хребта гиалодациты более крупнозернистые с микролитовой структурой основной массы. Здесь видимая невооруженным глазом полосчатость обусловлена чередованием полос богатых окисленными и ожелезненными микролитами пироксенов и свежей афировой породы. Толщина этих полос от 0.5 до нескольких мм.

Химические составы гиалодацитов приведены выше в таблице 9.

2.1.7. Тектоника

На тектоническом плане территории Антикавказа изученный район занимает крайне западную часть Базумо-Зангезурской интенсивно складчатой зоны (по схеме А.А. Габриеляна, 1981).

Базумо-Зангезурская зона возникла из эвгеосинклинального прогиба, заложенного на байкальском складчатом основании в раннеальпийское время (в поздней юре-нижнем мелу), и вступила в орогенную стадию развития в среднеальпийское время (в позднем палеогене).

По А.А. Габриеляну, Базумо-Зангезурская зона делится на две подзоны: Севано-Амасийскую офиолитовую и Анкавано-Зангезурскую, граница между которыми трассируется по региональному сейсмогенному разлому по линии Ширакский хребет – г.г. Спитак-Кировакан-Севан. Таким образом, большая северная часть изученного района, лежащая к северу от Ширакского хребта, входит в Севано-Амасийскую подзону и лишь Ширакская котловина – в Анкавано-Зангезурскую.

Северная граница Базумо-Зангезурской зоны с Сомхето-Карабахской зоной отбивается по контакту юрских и палеогеновых пород, т.е. по Санаин-Лалварскому разлому, северо-западное продолжение которого проходит под новейшими вулканитами Ахалкалакского нагорья примерно по широте оз.Ханчали, далеко за северными пределами исследованного района.

По мнению О.А. Саркисяна, граница между двумя указанными геотектоническими зонами может быть проведена по Северобазумскому разлому. При таком допущении вся северная часть района, включающая Ашоцкский и Кечутский хребты, а также Верхнеахурянскую котловину, должна быть отнесена к Сомхето-Карабахской зоне, что никак не согласуется с новыми геологическими данными (с обнаружением значительных площадей развития палеогеновых пород на северных подножьях Езнасарского вулкана).

Севано-Амасийская подзона в общем имеет синклинальное строение и полностью совпадает с известным Севано-Ширакским синклинорием.

Единая Севано-Ширакская синклинорная зона, сложенная палеогеновыми толщами, в районе Базумского хребта разветвляется на две субпараллельные ветви, огибающие Базумский горст с севера и юга. Южная ветвь, принимая широтное направление, прослеживается на запад до западного окончания Ширакского хребта, после чего покрывается под мощными новейшими озерно-аллювиальными отложениями Карсского прогиба.

Палеогеновые толщи, слагающие синклинорий, по данным ряда буровых скважин широко развиты также под Ширакской котловиной, на глубинах более 900-1000 м.

Северная ветвь Севано-Ширакского синклинория продолжается под молодыми лавовыми покровами Лорийского плато и

Кечутским вулканическим хребтом в сторону Верхнеахурянской котловины.

Палеогеновые вулканогенные образования здесь встречены в скв.1-Кармраван, а также обнажены на крыльях Ениельской антиклинальной складки.

В стратиграфическом разрезе синклинория ведущее место занимают вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования эоцена. В ядрах некоторых антиклинальных структур, осложняющих синклинорий, выступают также карбонатные и вулканогенно-осадочные образования верхнего мела. Ограниченное развитие имеют молассовые озерно-пролювиальные битуминозные образования верхнего олигоцена, лавово-субвулканические породы миоцена и очень широко развиты нижне-среднеплиоценовые вулканогенные (Джаджурский, Ширакский, Ашоцкский хребты, Ширакская котловина), верхнеплиоцен-четвертичные вулканические и озерно-аллювиальные образования. В геологическом строении синклинория очень важную роль играют доверхнеконьякские основные и ультраосновные интрузивные (протрузивные) тела Севано-Амасийского офиолитового пояса, а также многочисленные силловидно-пластовые тела и штоки среднеэоценовых различных габброидов и мелкие выходы кислых интрузивных пород.

Образования среднеальпийского геосинклинального комплекса интенсивно дислоцированы и составляют ряд вытянутых линейных, часто кулисообразно расположенных складок, обычно с ундулирующими шарнирами, осложненными второстепенной складчатостью и разрывными нарушениями. На крыльях синклинория отмечаются сильно сжатые, опрокинутые и надвинутые к югу и северу складки.

Верхнеальпийский комплекс отложений (миоцен-плиоценовые, четвертичные образования) образует слабодислоцированный мощный (до 1 км) геоантиклинальный чехол.

В пределах изученной территории с юга на север выделяются следующие более или менее крупные складчатые структуры: Овунинская, Кармракарская и Крашен-М.Сариарская брахиантиклинали, Джрадзорская и Торосгюхская синклинали, Сепско-Амасийский горст-антиклинорий, Ениельская брахиантиклиналь. Кулисообразно расположенные первые три брахиантиклинали вместе с Джаджурской синклиналью известны под названием Ширакской

антиклинали (Габриелян и др., 1981), а Торосгюхская синклиналь – Ширакской синклинали.

Овунинская брахиантиклиналь проявляется на южном склоне Ширакского хребта в районе с.Овуни и представлена в виде узковытянутой (длина около 10 км, ширина – 3 км) овалообразной (в плане) складки, в ядре которой выступают верхнемеловые отложения гогаранской свиты. Крылья антиклинали сложены нижне-среднеэоценовыми отложениями.

Складка в восточном и западном направлениях периклинально замыкается. Южные фрагменты складки выражены плохо, ввиду перекрытия четвертичными отложениями. Северные же части антиклинали выражены четко, характеризуются в основном СЗ падениями пластов при углах падения 15-20°. Северное крыло интрудировано субвулканическим телом габбро-порфиритов.

Кармракарская брахиантиклиналь расположена к востоку от вышеописанной в районе с.Кармракар и представлена овалообразно-вытянутой (длина 4 км, ширина – 2 км) складкой, в ядре которой выступают верхнемеловые образования амасийской и сепсарской свит. Южное крыло антиклинали разбито разрывным нарушением северо-западного простирания. В полосе этого нарушения среднеэоценовые образования имеют флексурообразное погружение с падением в южные румбы. По данным А.Т. Вегуни (1985), амплитуда смещения по этому сбросу – 100 м.

Ядро складки прорвано Кармракарским гипербазитовым массивом доверхнеконьякского возраста, а северное крыло, с углами падения 20-25°, – субвулканическими телами габбро-порфиритов. Значительная часть южного крыла этой брахиантиклинали перекрыта плащом неоген-четвертичных образований.

Крашен-М.Сариарская антиклиналь является наиболее крупной структурой Ширакского хребта и проявляется четко в районе с.с.Крашен и М.Сариар. Структура имеет северо-западное простирание, прослеживается до района с.Такнали, где она периклинально замыкается.

Юго-восточное замыкание этой структуры наблюдается в окрестностях с.Лусахпюр Спитакского района.

Крашен-М.Сариарская антиклиналь представляет узкосжатую складку с хорошо выраженными северо-восточным пологим (падение- под углом 20-25°) крылом и обнаженным ядром, в составе

которого участвуют верхнемеловые (верхний коньяк-маастрихтские) отложения.

Юго-западное крыло складки крупным разрывным нарушением сброшено. Оно характеризуется более крутыми падениями и проявляется местами фрагментарно, поскольку перекрыто неоген-четвертичными отложениями.

Джрадзорская синклиналь расположена между Овунинской и Крашен-М.Сариарской антиклиналями на северных склонах Ширакского хребта. В широтном направлении прослеживается от Ширакского перевала до с.Джрадзор на расстоянии около 9 км, при ширине 3 км. Западное продолжение перекрыто верхнеплиоцен-четвертичными отложениями правобережья р.Ахурян и Карсского плато. В литературе известна под названием Ширакской синклинали (Габриелян, Саркисян и др., 1981). Сложена среднеэоценовыми терригенно-туфогенными флишевыми породами, прорванными во многих местах силловидными покровами андезитовых и габбро-диоритовых порфиритов. Углы падения крыльев этой складки небольшие – 20-25°.

Торосгюхская синклиналь. В субширотном направлении прослеживается на расстоянии более 16 км между Сепско-Амасийским горстом и Крашен-М.Сариарской антиклиналью. Ось складки проходит вдоль линии с.с.Бандиван, Лернанцк Амасийского района. Северное крыло осложнено крутым (70-80°) Южнобазумским всбросом, по которому меловые метаморфизованные отложения Сепско-Амасийского горста значительно приподняты над палеогеновыми породами синклинали. Наибольшие уклоны имеет северное приразломное крыло этой складки – 40-55°. Углы падения южного склона не превышают 20-25°. Сладка сложена среднеэоценовыми терригенно-туфогенными флишоидными отложениями, а также в незначительном количестве верхнеолигоцен-миоценовыми молассово-угленосными образованиями.

Сепско-Амасийский горст – является непосредственным западным продолжением известного Базумского горста. В пределах исследованной территории эта структура прослеживается на расстоянии около 30 км, при ширине 5-6 км. Западное ее продолжение перекрыто под новейшими лавами Карсского плато. Это древнейшее сооружение всей Севано-Ширакской зоны. С севера и юга разграничивается близширотными субпараллельными крупными раз-

ломами соответственно: Северобазумским и Южнобазумским, по которым меловые (турон-коньякские, верхнеконьякские и сатон-маастрихтские) сильно метаморфизованные терригенно-карбонатные и вулканогенные породы взброшены над палеогеновыми образованиями окружающих структур. Общая структура дислоцированных и перемятых меловых пород горста имеет антиклинорный облик с рядом более мелких, часто кулисообразно расположенных антиклинальных и синклинальных брахискладок.

В приосевой части горста углы падения очень крутые (50-55°), а в структурах низших порядков, пласты выполаживаются и имеют падения, не превышающие 25°.

Северная приосевая зона этого горст-антиклинория прорвана гипербазитовыми интрузивами – Мумухан-Красарским и Амасийским.

Ениельская брахиантиклиналь расположена на севере изученной территории, на высоком левом борту долины р.Ахурян. Здесь, севернее с.Ениель, вдоль широтной полосы между с.с.Геллу и Тавшут из-под мощного чехла верхнеплиоцен-четвертичных лав обнажается южное крыло антиклинальной складки, сложенной верхнемеловыми карбонатными породами. У западного конца складки выше карбонатных пород развиты также эоценовые вулканогенные образования, которые обнажены и на дальнем северном крыле антиклинали, под северными подножьями вулкана Езнасар. Обнаженная длина складки 6 км, ширина – до 1 км.

В призамковой части этой складки (вдоль северного контакта с лавами) прослеживается широтный сброс с амплитудой, не превышающей несколько десятков метров, по которому южная сторона относительно приподнята. Вдоль этого разлома светлые карбонатные породы интенсивно брекчированы и потом залечены красноватым лимонитовым веществом. Судя по положению выходов брекчированных-лимонитизированных пород, плоскость этого разлома падает на север под углом около 45-48°.

Главнейшие разрывные нарушения. В геологическом строении изученной территории весьма важную роль играют разрывные нарушения, бесспорно достоверные из которых имеют общекавказские-близширотные простирания.

Почти все они, возникшие в альпийском тектоническом периоде, относятся к региональным разломам, ограничивающим геотектонические зоны, подзоны, крупные блоковые структуры.

Через центральную часть района работ в субширотном – северо-западном направлении прослеживается Базумо-Севанская зона разломов глубокого заложения, одна из крупнейших сложно-построенных зон разрывных нарушений Антикавказа (Габриелян и др., 1981). На поверхности эта зона проявляется системой разнохарактерных разломов, шириной до 10-12 км, которая прослеживается вдоль центральной осевой зоны Севано-Ширакского синклинория – срединной Сепско-Амасийско-Базумской горст-антиклинорной структуры.

Эта зона соответствует Севанскому офиолитовуму поясу. Кроме линейных выходов ультраосновных интрузивных комплексов, она характеризуется также развитием вдоль нее мощной зоны гидротермально измененных и перемятых пород, метаморфических сланцев, рассланцованных, лимонитизированных известняков и др. терригенно-карбонатных пород.

По данным ст. "Земля" (по Габриеляну и др., 1981), эта зона проникает до поверхности Мохо на глубину 40-50 км. Максимальная амплитуда смещения кристаллического фундамента составляет 2-3 км.

В пределах изученной территории эта зона выражена двумя крупными параллельными Северобазумским и Южнобазумским разломами, разграничивающими с севера и юга Сепско-Амасийский горст.

Северобазумский разлом почти всюду перекрыт под чехлом новейших вулканических и озерно-аллювиальных комплексов, но достаточно четко фиксируется субширотной полосой сильно метаморфизованных меловых пород, обнажающейся из-под лав на Карахачском перевальном плато отчетливым флексурным уступом в верхнеплиоценовых долеритовых базальтах вдоль северных подножий Сепского выступа, с обратными падениями четвертичных андезитов вулкана Воскисар в сторону своего же центра извержения на север, на северных подножьях Амасийского хребта. Вдоль этой полосы расположен также ряд минеральных источников. Плоскость Северобазумского разлома круто (60-70°) падает на север, амплиту-

да смещения по этому разлому несколько сот метров, причем северная сторона оказалась опущенной по отношению к южной.

Южнобазумский разлом прослеживается по долине р.Желтая на запад в сторону с.Амасия и еще дальше вдоль контакта *среднеэоценовой памбакской свиты и верхнемеловых пород.*

Эта зона также четко фиксируется протяженной полосой гидротермально измененных обохренных пород, во многих местах с рудной минерализацией, цепью минеральных источников, на отрезке между с.с.Амасия и Цохамерг – отчетливой флексурой (высотой до 100-120 м) в верхнеплиоценовых долеритовых базальтах. По данным большинства исследователей, плоскость Южнобазумского разлома падает на северную сторону под углом 60-80°.

По этому разлому северный облик меловых офиолитов вмещающих пород взброшен или надвинут на палеогеновые туфоосадочные толщи. По мнению же одного из авторов настоящего отчета В. Г. Сафаряна, этот разлом является типичным сбросом с южным падением смесителя и опущенным южным (палеогеновым) блоком.

Другим крупным разломом Севано-Ширакской зоны *является Памбак-Дзкнагетский разлом*, который в северо-западной своей части очень четко проявляется вдоль южных склонов Ширакского хребта. Здесь, севернее с.М.Сариар ясно видно, как верхнемеловые известняки по взбросо-надвигу под углом 50° с севера надвинуты на среднеэоценовые туфогенные отложения (Габриелян и др., 1981). То же самое наблюдается в районе с.Кармракар, где слои верхнего мела опрокинуты и надвинуты на среднеэоценовые породы. Амплитуда разлома в общем небольшая – от первых сотен метров до 500-600 м, местами сходя на нет. По мнению В.Г. Сафаряна, сместитель этого разлома также имеет южное падение.

Мощная субширотная зона разлома выделяется по сейсморазведочным данным вдоль южного борта новейшей Ширакской котловины по линии с.с. Баяндур-Арагац. По мнению О.А. Саркисяна (Габриелян и др., 1981), эта зона скорее всего является западным продолжением крупного разрывного нарушения, разграничивающего Цахкуняцский антиклинорий с юга.

По мнению ряда исследователей, на изученной территории развиты также поперечные разрывные структуры, в том числе самые главные из них – Ахурянский и Джавахетский разломы.

Ахурянский разлом по А.А. Габриеляну и др.(1981), протягивающийся вдоль долины р.Ахурян, по геологическим данным нисколько не проявляется. Во-первых, не соответствует действительности утверждение о различных гипсометрических высотах противоположных бортов долины Ахуряна в этом районе. Неверно также предположение о крутом моноклинальном флексурном погружении палеогеновых структур по простиранию к западу; во-вторых, несмотря на линейное изображение в геофизических картах (В.О. Яникян и др., 1988) крупной разрывной структуры вдоль Ахуряна, на карте рельефа фундамента этих же авторов такой однозначной четкой линейной структуры не видно. Остается только вопрос о связи эпицентральной зоны Анийского (1132, 1319 г.г.) и Ленинаканского (1926 г.) землетрясений с близмеридиональной или северо-западной зонами. Во всяком случае, еще раз подчеркиваем, что этот разлом геологически ничем не проявляется.

Кечутский разлом полностью относится к неотектоническим структурам и будет описан в разделе новейшей тектоники.

Новейшая тектоника. В создании крупных форм современного рельефа значительную роль играли новейшие тектонические движения, происходившие в течение плиоцен-четвертичного времени. Этими движениями обусловлены высокая сейсмичность района и интенсивное развитие наземного вулканизма, продукты которого образовали столь характерные для этой области вулканические массивы, хребты и плато.

Регионально-геологическими данными установлено, что именно с мэотического века усилился темп вздымания складчатого сооружения Антикавказа и на месте низкогорной, почти равнинной суши стал создаваться современный горный рельеф. Новейшее вздымание, с амплитудой до 2000, 3500 м имело сводообразный характер, на фоне которого резко проявились дифференциальные движения отдельных тектонических структур, имеющих чаще всего унаследованный характер.

Важнейшими критериями для установления характера и темпов новейших движений является изучение деформаций древних поверхностей выравнивания, речных террас, поверхностей вулканогенных и осадочных толщ.

Для изученного района такой идеальной поверхностью является обширная поверхность покровов верхнеплиоценовых доле-

ритовых базальтов, имеющих наибольшее распространение на севере региона, и поверхность древнеозерных отложений и перекрывающего их покрова туфов, Ширакской котловины – на юге. Изучением деформаций указанных поверхностей можно судить о характере и темпах неотектонических движений, имевших место в постверхнеплиоценовое и четвертичное время.

Важным фактором для этой цели являются также данные о расположении центров новейшей вулканической активности.

Существует несколько схем неотектонического районирования территории Армении.

По А.А. Габриеляну (1963, 1981) и В.В. Милановскому (1965, 1968), на территории Армении существует ряд неотектонических зон, внутри которых различаются структуры второго порядка – прогибы и поднятия. Исследованный район попадает в Севано-Ширакскую зону высокой контрастности новейших движений с дифференцированными блоковыми поднятиями и опусканиями.

Согласно этим авторам, неотектонические движения этой территории в равной степени обусловлены подвижками по глубоким тектоническим разрывам как субширотного, так и поперечного близмеридионального простирания. Наиболее крупное разрывное нарушение приурочено к осевой зоне Транскавказского поперечного поднятия, вдоль которого расположены крупные неоген-четвертичные вулканические массивы Абул-Самсарского и Кечутского хребтов, Арагаца, Арарата.

Новейшая структура изученной территории, особенно ее северной высокоприподнятой части, представляет собой растущее геоантиклинальное поднятие, расположенное на месте пересечения наиболее приподнятой части Севано-Ширакской зоны и Транскавказского поперечного поднятия. При заложении основных структурных форм мощного чехла неовулканических и континентально-осадочных образований были унаследованы элементы обоих вышеназванных разнонаправленных зон.

От Транскавказского поднятия было унаследовано общее близмеридиональное простирание геоантиклинального поднятия, сводовая часть которого расположена в пространстве между Ашоцкским и Кечутским хребтами, совпадая примерно с меридианом Абул-Самсарского хребта. Крылья геоантиклинали падают на запад и на восток.

Во время последних интенсивных вздымательных движений (в начале верхнеплиоцен-антропогеновой подстадии) в результате сильного растяжения в сводовых частях и наиболее крутых крыльях геоантиклинального поднятия жесткий субстрат раскололся и образовались крупные сквозные тектонические трещины. Последние, имея большую глубину и идеальную проницаемость, сразу же становились каналами извержения глубинных магматических масс. В результате, на трещинах возникали большие накопления изверженных продуктов, образовавшие впоследствии типичные вулканические хребты, массивы и др. сооружения. Именно такое строение и такой механизм образования имеют Абул-Самсарский и Кечутский вулканические хребты.

О существовании таких разломов под указанными хребтами по сейсмическим данным предполагал М. М. Рубинштейн (1956), придя к заключению о связи эпицентров Ахалкалакских землетрясений с этими двумя разломами.

Принято считать, что Кечутский разлом, фиксируемый почти только линейным расположением вулканических центров, на юге прослеживается через Шараилер (Голгат), Арагац, Арарат.

Итак, вновь возникший субмеридиональный Кечутский разлом, а также большинство ранее известных субширотных вновь омоложенных разломов обусловили мозаично-блоковое строение интересующей нас территории с рядом зон относительных поднятий и опусканий.

Выделяются блоки двух порядков: а) крупные блоки или блоки первого порядка, разделенные глубинными разломами, приуроченными к Транскавказской зоне, в данном случае – Кечутским разломом и б) блоки второго порядка, разделенные вновь омоложенными субширотными разрывными структурами. Последние имеют исключительно широтную ориентировку, мелкие размеры и развиты внутри блоков первого порядка.

К первой группе блоков относятся Западнокечутский и Восточнокечутский участки геоантиклинального поднятия. В начале своего возникновения Кечутский разлом, отделивший друг от друга вышеуказанные крупные структуры, представлял собой приоткрытую сквозную трещину, через которую долеритовые расплавы устремились на поверхность. После образования нижней пачки долеритовых базальтов, равномерно растекавшихся через оба края

трещины, по ее близвертикальной плоскости произошли некоторые подвижки, в результате чего Восточнокечутский относительно меньший блок по всей своей длине (от Базумского хребта до Аджаро-Триалетии) опустился. Амплитуда относительно опускания за весь постверхнеплиоценовый период составляет около 300-350 м, что определяется разницей абсолютных отметок долеритовых лавовых плато по обе стороны Кечутского хребта.

Неотектонические блоки второго порядка представлены рядом параллельных широтновытянутых горстовых поднятий и грабенов, чередующихся друг за другом. Они очень хорошо выделяются на поверхности, обусловливая своеобразный ступенчатый рельеф окружающих лавовых плато и озерно-аллювиальных равнин.

Границы между отдельными структурами очень четкие и чаще всего выражены теми же околожильными древними субширотными разломами, или же вновь возникшими внутри тех же зон. В Западнокечутском блоке с севера на юг выделяются Ерицлер-Езнасарское, Сепско-Амасийское, Ширакское горстовые поднятия и Верхнеахурянский, Амасийский, Ширакский грабен-впадины.

Ерицлер-Езнасарское горстовое поднятие – находится на самом севере изученной территории. Остов горста сложен верхнемеловыми карбонатными и эоценовыми вулканическими породами, обнаженными в виде эрозионных окон из-под чехла верхнеплиоцен-четвертичных различных лав. Общая морфологическая форма поднятия напоминает сложное плоское щитовидное сооружение, зажатое между Ашоцкским и Кечутским хребтами. Южная граница с соседней Верхнеахурянской котловиной выражена очень резко – Арпи-Казанличской крутой флексурой – разрывом, прослеживающимся на расстоянии более 15 км через с.с.Норагюх, Ениел, Геллу, Балыхлы, Эллар и далее на запад вдоль северного борта широкой долины р.Ахурян. Амплитуда новейшего вздымания, судя по максимальной высоте долеритового уступа у с.Балыхлы, достигает 150-170 м. Сместитель флексуры-разрыва имеет крутое (90°) южное падение.

Северная граница этого горстового поднятия проходит далеко на севере, по территории Грузии, через субширотную флексурную зону вдоль северного побережья оз.Хангали.

Верхнеахурянская котловина – является наиболее крутым структурным элементом Западнокечутского блока. Имеет характер

плоской синклинали, вытянутой дугообразно от района южных подножий Кечутского хребта до подножий Ашоцкского хребта на расстоянии около 30 км, при ширине 5-6 км. Заполнена верхнеплиоцен-четвертичными озерно-аллювиальными песками, флювиогляциально-пролювиальными галечниками, песками, покровами долеритовых базальтов.

Котловина имеет ясно выраженный наложенный характер – в доверхнеплиоценовое время, как и ныне, она представляла собой широкую плоскую палеодолину р.Ахурян, которая продолжалась на восток дальше нынешней, до района с.Вартахпюр, откуда через Вартахпюрскую перемычку, ныне приподнятую, поворачивала в сторону Амасийской котловины.

Верхнеахурянская котловина с двух сторон (с севера и юга) ограничена параллельными субширотновытянутыми флексурными уступами-разрывами: Арпи-Казанличским и Северосепским. Последняя структура более четко выражена на восточной стороне – на северных подножьях массива г.Сеп, где в отличие от Арпи-Казанличского уступа целостность лавовых покровов не нарушена, они лишь наклонены на север под углами 30-35°.

К западу Северосепский уступ раздваивается: южная ветвь, сохраняя свои основные параметры (северное падение и амплитуда смещения – до 60 м), в широтном направлении продолжается еще на 3 км и в районе пересечения с рекой Ахурян затухает.

Северная ветвь Северосепского уступа продолжается далеко на запад-северо-запад еще на 12 км, однако здесь первоначальная форма уступа резко изменяется, уступ как таковой перестает существовать и на его месте наблюдается лишь слабое моноклинальное падение (16-18°) долеритовых и других лавовых покровов в сторону Верхнеахурянской котловины. В районе Воскисар кварцсодержащие андезитовые покровы, находящиеся уже на приподнятом блоке, наклонены в сторону своего же центра излияния.

В системе Верхнеахурянской котловины с запада на восток выделяются Караханская, Арпиличская, верхнего течения р.Ахурян и Вартахпюрская впадины, разделенные Капуткочским, Шурабадским, Гукасянским и Кармраванским лавовыми перемычками. Режим неотектонических движений во всех указанных впадинах одинаковый. Перемычки, разделяющие их, не тектонического происхождения, а вулканически-аккумулятивного.

Сепско-Амасийское горстовое поднятие представляет собой западное периклинальное окончание крупного Базумского горстового поднятия. Сложено меловыми и отчасти нижнепалеогеновыми терригенно-вулканогенными и карбонатными отложениями, прорванными интрузивными телами гипербазитового комплекса. Также, как и предыдущая структура, с двух сторон ограничивается широтными флексурными уступами: уже упомянутыми Северосепским и Амасия-Цохамаргским.

Наиболее четко виден Амасия-Цохамаргский флексурный уступ на площади развития долеритовых базальтов (на расстоянии более 11 км). На западе в ее продолжении наблюдаются зоны интенсивного брекчирования, обеления, обохрения и др. процессов гидротермальных изменений. Амплитуда новейшего поднятия Сепско-Амасийского горста по этой флексуре достигает 70-80 м. Плоскость сместителя наклонена под углами 20-50°.

Амасийская котловина расположена южнее Сепско-Амасийского горстового поднятия, фактически занимает широкую доверхнеплиоценовую палеодолину р.Ахурян, ныне полностью заполненную долеритовыми покровами. Нижний этаж разреза котловины сложен терригенно-туфогенными флишоидными породами среднего эоцена и останцем молассовых терригенно-угленосных отложений верхнего олигоцена – нижнего миоцена. Длина котловины 12-13 км, ширина – 4-5 км. Южная граница выражена нечетко – субширотной антецедентно глубоко врезанной (более 120 м) долиной речки Джрадзор вдоль северного подножья Ширакского хребта.

На юго-западе Амасийская котловина расширяется и углубляется и через палеодолину Ахуряна сливается с обширной Ширакской котловиной.

Горстовое поднятие Ширакского хребта сложено туфогенно-терригенным флишем среднего эоцена и эрозионными окнами карбонатно-терригенных пород верхнего мела с редкими внедрениями ультраосновных интрузивов. На южных склонах развиты также плиоценовые лавы и туфообломочные породы. Новейшая структура, по-видимому, унаследована от древней послеверхнеэоценовой Ширакской антиклинали. Южной границей можно считать уже описанный Памбак-Дзкнагетский разлом.

О преобладающих новейших вздымательных движениях свидетельствует наклонное (15-20°) на юг залегание среднеплиоценовых террасовых отложений.

Ширакская котловина (прогиб) расположена на самом юге изученного района, в среднем течении р.Ахурян, между Амасийским, Ширакским хребтами (на севере), Джаджурским хребтом (на востоке) и Арагацским вулканическим массивом (на юге).

По данным буровых скважин, Ширакский прогиб сложен синклинально прогнутой нижне-среднеплиоценовой вулканогенной свитой, бронированной горизонтально лежащим чехлом четвертичных озерно-аллювиальных песчано-глинистых отложений, игнимбритовых туфов ереванского типа и базальт-андезитобазальтовых лав вулкана Шараилер и Арагацского нагорья. Вдоль палеодолины Ахуряна на юг прослеживаются покровы верхнеплиоценовых долеритовых базальтов, а также подстилающих их озерных глинисто-песчанистых пород мощностью до 400 м. Ложем всех этих образований служат интенсивно дислоцированные туфогенно-терригенные породы среднего эоцена, подсеченные в ряде глубоких скважин на глубинах 1000-1200 м.

По мнению большинства исследователей (А.А. Габриелян, О.А. Саркисян и др.), это типичная межгорная наложенная впадина, постепенно погружающаяся в западном-юго-западном направлении – в сторону более обширного Карсского прогиба. В этом направлении наращиваются мощности как неогеновых, так и четвертичных толщ.

По географическим данным Ширакский прогиб с юга ограничивается крутым разломом, проходящим по линии с.Баяндур-г.Арагац, который, однако, на поверхности нисколько не просвечивается. Северная граница прогиба проходит по зоне Памбак-Дзкнагетского регионального разлома.

По мению А.А.Габриеляна и др. (1968), предполагается наличие также ограничивающих Ширакский прогиб с запада и востока меридиональных разломов, соответственно Ахурянского и вдоль подножья Джаджурского хребта. Про Ахурянский разлом уже сказано, можно добавить еще то, что при постепенном раскрытии, углублении и расширении Ширакского прогиба на запад и юго-запад к более обширному Карсскому прогибу, вряд ли уместно говорить о

западной границе прогиба и о разломе, служащем в качестве этой границы.

Новыми геологическими данными не подтверждается также существование близмеридионального разлома вдоль восточного борта Ширакского прогиба.

По данным новых буровых скважин установлено, что в подножье Джаджурского хребта в районе с.Камо кровля нижне-среднеплиоценовой вулканогенной джаджурской свиты находится на глубине 37 м, а подошва – 375 м, что полностью соответствует их небольшому (10-14°) западному падению на склоне хребта. У северо-восточной окраины г.Ленинакан на скв.13 (Ленинакан) джаджурская свита обнажается на глубине всего 102 м, т.е. во всяком случаях в нижне-среднемиоценовое время, когда был заложен прогиб, ни после, восточный ограничивающий разлом этого прогиба не существовал.

Относительно северного, ограничивающего прогиб разлома нужно сказать, что в верхнеплиоценовое и четвертичное время он не действовал. В долине р.Ахурян на протяжении зоны этого разлома ни верхнеплиоценовые долеритовые покровы, ни перекрывающие их четвертичные озерные отложения и туфовые покровы нисколько не деформированы. Более того, граница Ширакского прогиба здесь, по правобережью Ахуряна, проходит далеко севернее, за зоной этого разлома по южным подножьям Амасийского хребта.

Все сказанное наводит на мысль о том, что образование Ширакского бассейна, во всяком случае в верхнеплиоцен-четвертичное время, больше всего может быть обусловлено перегораживанием русла палеореки Ахуряна верхнеплиоценовыми лавами западных склонов Арагацского нагорья. Ширакское озеро окончательно было опущено после пропилки этого лавового барьера.

Заключение

Изложенный материал позволяет делать следующие основные выводы:

1. Изученная область находится на месте пересечения крайне западного наиболее приподнятого положения Базумо-Зангезурской интенсивно складчатой зоны и меридиональной полосы Транс-

кавказского поперечного поднятия. Базумо-Зангезурская зона возникла из эвгеосинклинального прогиба в поздней юре – раннем мелу на байкальском складчатом основании, в связи с инверсией и поднятием Сомхето-Кафанской зоны. Транскавказская же зона хотя и достаточно древняя, но более активно проявлялась в позднеорогенное время (в плиоцен-антропогене).

2. Вдоль центральной части Базумо-Зангезурской зоны протягиваются Севано-Амасийский офиолитовый пояс с крупными Амасийским и Мумухан-Красарским габбро-перидотитовыми массивами. Небольшое тело гипербазитовых пород прорывает ядро Кармрасарской антиклинали, расположенной гораздо южнее этого пояса, на южном склоне Ширакского хребта.

3. В геологическом строении этой территории принимают участие верхнемеловые (турон-нижний коньяк, верхний коньяк, сантон-маастрихт), нижнеэоценовые интенсивно дислоцированные, перемятые терригенно-карбонатные и терригенно-вулканогенные отложения, терригенные, туфогенные и вулканогенные флишоидные толщи среднего эоцена, молассовые песчано-глинистые угленосные породы верхнего олигоцена-нижнего миоцена, нижнего-среднего плиоцена, мощные лавовые толщи, озерные, озерно-аллювиальные, аллювиально-пролювиальные, пролювиально-флювиогляциальные и другие континентальные грубообломочные образования верхнего плиоцена-четвертичного времени.

4. Главнейшими складчатыми структурами ранне-среднеальпийского складчатого этажа являются Верхнеахурянский и Ширакский синклинории, сложенные главным образом палеогеновыми (эоценовыми) толщами, и разделяющий их Сепско-Амасийский антиклинорий.

5. Новейшая структура изученной территории отличается мозаично-блоковым строением. Выделяются Восточнокечутский и Западнокечутский крупные блоки, разделенные новейшим меридиональным Кечутским разломом. Внутри Западнокечутского крупного блока подразделяются более мелкие блоки второго порядка, подчиненные уже широтным палеоструктурам: Ерицлер-Езнасарский, Сепско-Амасийский и Ширакский горстовые поднятия и Верхнеахурянская, Амасийская и Ширакская грабен-котловины. Границы между ними выражены новейшими разрывами, флексурами, уступами, надразломными асимметричными антиклинальными скла-

дками, отчетливо наблюдаемыми на деформированной поверхности верхнеплиоценовых долеритовых базальтов (Арпи-Казанличский, Вартахпюрский и Амасийский уступы).

6. Наиболее значительными разрывными структурами являются Северобазумский и Южнобазумский параллельные субширотные разломы, ограничивающие с двух сторон Сепско-Амасийский антиклинорий, а также крупный Памбак-Дзкнагетский разлом, ограничивающий Ширакскую котловину с севера.

7. Новыми данными установлен четвертичный возраст Кечутского вулканического комплекса. Как в естественных обнажениях, так и по данным буровых скважин породы этого комплекса залегают на покровах верхнеплиоценовых долеритовых базальтов.

8. В отличие от Кечутского хребта основное сооружение Ашоцкского хребта сложено поддолеритовыми вулканитами – нижне-среднеплиоценовой лавово-пирокластической толщей, широко развитой также на Джаджурском и Ширакском хребтах.

9. На западном конце Амасийского хребта выделены эффузивно-экструзивные лавовые образования более палеотипных андезит-дацит-риодацитов, рвущих среднеэоценовые вулканогенно-флишоидные отложения.

По радиологическим данным эти вулканиты соответствуют миоценовому вулканическому циклу Варденисского нагорья и Вайоцдзора.

10. Новые площади развития эоценовых отложений, обнаруженные на северном подножье Ерицлер-Езнасарского поднятия и под верхнеплиоцен-четвертичными отложениями Верхнеахурянской впадины, однозначно свидетельствуют о синклинорном облике всей субширотной Северобазумской полосы ныне полностью забронированной мощным чехлом новейших вулканитов Кечутского и Ашоцского хребтов и Гукасянского плато. Эти территории бесспорно нужно отнести к северной ветви Севано-Ширакского синклинория, а не Сомхето-Кафанскому комплексу, как предполагает ряд исследователей.

11. Много новых данных получено по геологии и структуре новейшей Ширакской котловины:

а) Ширакская котловина фактически является лишь частью (заливом) более обширного Карсского прогиба и поэтому безуспешные попытки отделить ее со всех сторон субширотными и бли-

змеридиональными глубинными разломами неубедительны. Ни, так называемый, Ахурянский, ни другой восточный (вдоль склонов Джаджурского хребта) субмеридиональные разломы ничем не проявляются (ни геологическими, ни геофизическими и аэрокосмическими данными). Так же обстоит дело с южным ограничивающим Ширакскую котловину разломом, который во всяком случае в новейшем разрезе не проявляется.

Северный ограничивающий Памбак-Дзкнагетский разлом в верхнеплиоцен-четвертичное время не работал, и поэтому долеритовые базальты и перекрывающие их четвертичные отложения долины Ахуряна над предполагаемой зоной этого разлома нисколько не деформированы. Граница Ширакской котловины здесь проходит гораздо севернее – по подножьям Амасийского хребта.

б) Судя по полученным новым буровым данным, верхнеплиоценовые долеритовые базальты подстилаются совершенно не деформированной озерной глинисто-песчанистой толщей такого же верхнеплиоценового возраста, о чем свидетельствуют найденные в них многочисленные остатки *Mactra Subcaspia*. Ранее эти отложения относились к сарматскому времени.

в) Истинная мощность четвертичных озерных и озерно-аллювиальных отложений в центральной части котловины не превышает 130-150м. Всюду они непосредственно подстилаются мощной вулканогенно-обломочной джаджурской свитой.

г) Висячий галечниковый горизонт на южном склоне Ширакского хребта, считавшийся останцем апшеронской террасы, в действительности несомненно древнее верхнеплиоценовых долеритов (залегают на более древнем эрозионном срезе) и может относиться только к среднему плиоцену.

д) По данным новых находок остатков мелких млекопитающих, а также новой интерпретации ранее известных данных по крупным млекопитающим возраст верхнего горизонта Ширакского озерного комплекса соответствует тираспольскому галечнику, т.е. нижнечетвертичному времени. Перекрывающие их игнимбритовые туфы ереванского типа и андезитобазальт-андезитовые лавы Шараилера относятся к среднечетвертичному времени.

12. Характер разрушения в результате разрушительного Спитакского (07.12.1988г.) землетрясения на разных участках Ширакской котловины позволяет предполагать о значительно большей

устойчивости грунтов ее южной и юго-западной частей, забронированных мощными (до 100м и более) лавовыми покровами вулкана Шараилер. Ныне ведущееся восстановительное строительство на северо-западе котловины с небольшими мощностями рыхлых и обводненных озерных отложениях вряд ли можно считать оправданным. Наиболее устойчивыми участками для этих целей могут быть обширные пространства котловины, расположенные южнее дороги Азатан-Аревик.

13. Изученный район очень богат разнообразными природными строительными материалами – игнимбритовыми туфами, базальтами, андезитобазальтами, вулканическими шлаками, песками, пемзовыми песками, запасы которых практически неисчерпаемы.

14. Из известных в изученной территории месторождений и проявлений металлических полезных ископаемых наибольшие перспективы имеются для Амасийского месторождения сурьмы и мышьяка. Здесь возможно увеличение запасов за счет глубоких горизонтов. Прогнозные ресурсы по категории P_1 подсчитаны для мышьяка – 134 тыс.т и для сурьмы 126 тыс.т.

Прогнозные ресурсы для наиболее перспективных Гетапского и Нранкарского проявлений золота по категории P_3 подсчитаны в размере 3.25т.

15. В пределах Амасийского рудного района выявлено перспективное рудное поле, где на площади всего 15-20 кв.км сосредоточены Байтарское, Кармраванское, Красарское и Высотное медно-рудные проявления, оставшиеся фактически неоцененными. Поисковые работы следует провести на северном склоне массива Сеп, где отмечаются поля развития вторичных кварцитов и минералого-геохимические ореолы. Определенные перспективы имеет также Мусаелянское проявление железа.

Литература к гл.2.1

1. Абих Г. Геология Армянского нагорья. Западная часть. Зап. Кавказск. отд. Русск. геогр. общ., кн.XXI, 1899.
2. Абих Г. Геология Армянского нагорья. восточная часть. Зап. Кавказск. отд. Русск. геогр. общ., кн.XXIII, 1902.
3. Абовян С.Б. Геология и полезные ископаемые северо-восточного побережья озера Севан. Изд. АН Арм.ССР, 1961.

4. Абовян С.Б. Ультраосновные и основные породы офиолитовой формации. В кн. Геология Армянской ССР, т. III, Изд. АН Арм.ССР, 1966.
5. Авакян Л.А. Четвертичные ископаемые млекопитающие Армении. Изд. АН Арм.ССР, 1959.
6. Агаджанян А.К., Мелик-Адамян Г.У. Мелкие млекопитающие раннего плейстоцена Ширакской котловины Армении. Бюллетень комиссии по изучению четв.пород, №54, 1985.
7. Акопян В.Т. Биостратиграфия верхнемеловых отложений Армянской ССР. Изд.АН Арм.ССР, 1978.
8. Акрамовский Н.И. Ископаемые пресноводные моллюски одного песчаного карьера в окрестностях Ленинакана. Изв.АН Арм.ССР, сер.биол. и сельхоз.науки, т.IX ,№1, 1956.
9. Арапов Ю.А. Особенности генезиса и минералогии скарнов некоторых районов Арм.ССР, №2, 1946.
10. Асланян А.Т. Об открытии нижнего палеолита в Ленинаканской котловине и его геологическом значении. В кн. «Вопросы геологии и гидрогеологии Арм.ССР». Изд. АН Арм. ССР, 1956.
11. Асланян А.Т. Региональная геология Армении. Айпетрат, Е. 1958.
12. Ацагорцян З.А. Мартиросян О.А. Туфы и мраморы Армении (на арм. яз.) Айпетрат, Е. 1959.
13. Балян С.А. Краткая характеристика развития рельефа центрального вулканического нагорья Армении. Тр. конф. по геоморф. Закавказья. Изд. АН Азерб.ССР, Б.1953.
14. Балян С.А., Думитрашко Н.В. Древнее оледенение Арм.ССР. В кн. «Геология Армянской ССР», т.I, Геоморфология. Изд. АН Арм. ССР, 1962.
15. Барканов И.В. Очерк геологии и рудных месторождений северной части Степанаванского района Арм.ССР и соседний частей Алавердского и Башкичетского районов. В кн. «Проблемы советской геологии», №1, 1936.
16. Бетехтин А.Г. К вопросу о платиноносности Гокчинского перидотитового массива около с.Надеждино на северо-восточном берегу оз.Гокчи. Цветные металлы, №3, 1932.
17. Вегуни А.Г. Палеогеновая система. В кн. «Геология СССР», т. XI, Армянская ССР, Недра, М, 1970.

18. Векуа А.К. О фауне нижнечетвертичных млекопитающих из Ахалкалаки (Южная Грузия). ДАН СССР, т.127, №2, 1959.
19. Габриелян А.А. Основные вопросы тектоники Армении. Изд. АН Арм.ССР, 1959.
20. Габриелян А.А. Эффузивный вулканизм и тектоника. Изв. Арм.ССР, сер. геол. и геог. наук, №1, 1960.
21. Габриелян А.А. О возрасте древних галечников Армении и о нижней границе антропогена. ДАН Арм.ССР, т.XXVII, №2, 1945.
22. Габриелян А.А., Думитрашко Н.В. История развития рельефа Армянской ССР. «Геология Армянской ССР», т.I, Геоморфология. Изд.АН Арм.ССР, 1982.
23. Габриелян А.А. Новейшая тектоника и сейсмичность Армянской ССР и смежных частей Антикавказа. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол. и геог. наук, №4-5, 1963.
24. Габриелян А.А. Палеоген и неоген Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР, 1964.
25. Габриелян А.А., Харазян Э.Х. К неотектонике Лорийского, Гукасянского и Цалкинского лавовых плато. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, №1-2, 1967.
26. Габриелян А.А. и др. Тектоническая карта и карта интрузивных формаций Армянской ССР. Изд. «Митк», 1968.
27. Габриелян А.А., Саркисян О.А., Симонян Г.П. Сейсмотектоника Арм. ССР. Изд. ЕГУ, Ереван, 1981.
28. Габриелян А.А. Следы древнего оледенения в северо-западной Армении, Известия ВГО, т.XXVII, в.2, 1950.
29. Ганкрелидзе П.Д. Новые данные о геологическом строении Ахалкалакского нагорья и южного склона Триалетского хребта. Тр. Груз. ПИ им. Кирова, №32, 1954.
30. Гамкрелидзе Э.П. Складчатость течения в вулканических лавах С-З склона Кечутского хребта. Сообщ. АН Груз. ССР, т.22, №5, 1959.
31. Гинзберг А.С. Геолого-петрографическое описание северо-восточного побережья оз. Гокча. В кн. «Бассейн оз. Севан (Гокча)» Изд. АН СССР и УВХ ССР Армении, 1929.
32. Григорян С.М. Нуммулиты и орбитоиды Армянской ССР. Изд. АН Арм.ССР, 1986.

33. Заварицкий А.Н.О некоторых данных вулканологии в связи с изучением четвертичных туфов и туфолав Армении. Изв.АН Арм.ССР, естествен. науки, №10, 1946.
34. Заварицкий А.Н. Игнимбриты Армении. Изв. АН СССР, сер. геол., №3, 1947.
35. Заварицкий А.Н. Изверженные горные породы. Изв. АН СССР, М.1956.
36. Заридзе Г.М., Татришвили Н.Ф. О возрасте Цалкинского лавового комплекса, ДАН СССР, т. IX, №1, 1948.
37. Карапетян О.Т. Геологическое описание Ахалкалакского уезда, Тифлис, 1929.
38. Маруашвили Л.И. Морфология и история развития новейших вулканических сооружений Южной Грузии. Сообщ. АН Груз. ССР, т.XVII, №4, 1956.
39. Мелик-Адамян Г.У. Ископаемая фауна мелких млекопитающих и ее стретиграфическое значение для плио-плейстоценовых отложений Армянской ССР. Изв. АН Арм.ССР, Науки о Земле, №1, 1985.
40. Месропян А.Н. О генезисе четвертичных туфов Армении. Изв. АН Арм. ССР, №4, 1951.
41. Мефферт Б.М. Геологический очерк области Боржома и Бакуриани между Карельской долиной и Ахалкалакским лавовым нагорьем. Тр. Всесоюз. геол.-разв. объед., в.303, 1933.
42. Милановский Е.Е. О неогеновом и антропогеновом вулканизме Малого Кавказа, Изв. АН СССР, сер. геол., №10, 1956.
43. Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. Изд. «Недра», М. 1968.
44. Милановский Е.Е., Кроновский Н.И. Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. Изд. «Недра», М, 1973.
45. Паффенгольц К.Н. Стратиграфия четвертичных лав Восточной Армении. Зап. Росс. мин. общ., ч. IX, №2, 1931.
46. Паффенгольц К.Н. К стратиграфии и тектонике олигоцена и соленосной толщи Армении и южной части Грузии. Запис. Всесоюз. мин. общ., т. XVII, №2, 1938.
47. Паффенгольц К.Н. К вопросу о генезисе туфолав Армении. Зап. Всесоюз. мин. общ., т. XVII, №3, 1938.

48. Паффенгольц К.Н. Геология Армении. Госгеолиздат, М-Л., 1948.
49. Паффенгольц К.Н. К стратиграфии вулканогенных толщ Джавахетского (Ахалкалакского) нагорья (Закавказье), Сб. тр. Инст. геол. и минер. АН Груз. ССР, 1951.
50. Паффенгольц К.Н. Геологический очерк Кавказа. Изд. АН Арм. ССР, 1959.
51. Рубинштейн М.М. Некоторые вопросы сейсмотектоники Грузии. Тр.совещ. по тект. альп. геос. обл. юга СССР. Изд. АН Азерб. ССР, 1956.
52. Саркисян О.А. Схема расчленения палеогена Севано-Ширакского синклинория, ДАН Арм.ССР, т. XXIX, №3, 1959.
53. Саркисян О.А. История тектонического развития Севано-Ширакского синклинория в мезозое и кайнозое. Известия выс. уч. зав. Геология и разведка, №1, 1963.
54. Саркисян О.А. Палеоген Севано-Ширакского синклинория. Изд. «Митк», Е., 1966.
55. Саядян Ю.В. Ширакский опорный разрез четвертичных континентальных отложений в Закавказье. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, №3, 1969.
56. Соколов С.Д. Олистостромовые толщи и офиолитовые покровы Малого Кавказа. «Наука», М, 1977.
57. Схиртладзе Н.И. Постпалеогеновый эффузивный вулканизм Грузии, Изд. АН Груз. ССР, 1958.
58. Татевосян Т.Ш. К петрографии основных и ультраосновных пород Амасийского района Арм. ССР. Изв. АН Арм. ССР, №2, 1950.
59. Харазян Э.Х. Стратиграфическое положение долеритовых лав Лорийского плато в разрезе вулканического комплекса Джавахетского хребта. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, №5, 1966.
60. Харазян Э.Х. Новейшие вулканические образования верховьев бассейна р.Ахурян (Арм.ССР). Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, №5, 1968.
61. Харазян Э.Х Лавовые сталактиты в долеритовых базальтах северо-западной части Армянской ССР. ДАН Арм. ССР, т.I-II Науки о Земле, №2, 1971.

62. Харазян Э.Х О вторичных изменениях долеритовых базальтов северо-западной части Армянской ССР. Зап. Арм. отд. ВМО, вып.7, 1974.
63. Ширинян К.Г. Новые данные о центрах извержений туфов и туфолав Армении. ДАН Арм. ССР, т. XXVI, №2, 1957.
64. Ширинян К.Г. Вулканические туфы и туфолавы Армении. Изв. АН Арм. ССР, 1961.

Рукописная

1. Адамян А.А., Алексанян Г.А. Гидрогеологические условия Ширакской котловины (промежут. отчет за 1964г.). Фонды ПО «Армгеология», 1964.
2. Амарян В.М., Кочарян А.Е. Геологический очерк бассейна верхнего течения р.Ахурян (отчет по работам 1953г.) Фонды ПО «Армгеология», 1954.
3. Амарян В.М., Вулкан Арагац, его строение, история формирования. Фонды ПО «Армгеология», 1964.
4. Амбарцумян С.В., Багян С.М. и др. Отчет о результатах разведочных работ, проведенных в 1983-85г.г. на Джаджурском участке Ширакского артезианского бассейна Ахурянского района Арм. ССР. Фонды «Армгеология», 1985.
5. Арутюнян А.Р., Тащян А.А. Сводный отчет по работам на нефть и газ по Армянской ССР за 1954-1977г.г. Фонды ПО «Армгеология», 1977.
6. Асланян А.Т., Рудзянский Л.А. Геологическое строение северной части Ахурянского и южной части Гукасянского районов Арм.ССР в связи с вопросом их угленосности и сланценосности. Ч.I. Фонды «Армгеология», 1954.
7. Байчаров Х.К. Отчет о геологоразведочных работах на Джаджурском месторождении лигнита. Фонды «Армгеология», 1939.
8. Вегуни А.Т., Птухян А.Е. и др. Геологическая карта северо-западной Армении М1:50000. Отчет Сепасарской ПСП за 1964-67г.г. Фонды «Армгеология», 1967.
9. Давтян А.Р., Гулян Э.Х., Хачатрян Н.С. Объяснительная записка к карте прогноза территории АрмССР на золото в М1:50000. Фонды «Армгеология», 1987.

10. Дасоян Л.В., Шагинян В.Х. Отчет о работах Казанличской гидрогеологической партии за 1958-59г.г. Фонды ПО «Армгеология», 1959.
11. Демехин А.П. Отчет по работам Ленинаканской ГРП. Фонды «Армгеология», 1935.
12. Джрбашян Р.Т. Вулканогенные палеогеновые образования Ширакского хребта. (Отчет по работам 1964-65г.г.) Фонды ПО «Армгеология», 1966.
13. Егоркина Г.В., Гератовская И.В. и др. Отчет о работах опытно-методической партии 127/67 ЦГЭ ВНИИГеофизика по опробованию станций «Земля» для изучения регионального строения территории Арм. ССР в 1967-68г.г. Фонды ПО «Армгеология», 1969.
14. Матевосян А. Ш., Акопян В.К. и др. Геология и полезные ископаемые бассейна верхнего течения р.Ахурян. Сводный отчет по работам Амасийской ПРП за 1960-65г.г. Фонды ПО «Армгеология», 1966.
15. Матевосян А. Ш., Акопян В.К. и др. Амасийское сурьмяно-мышьяковое месторождение. Отчет по работам Амасийской ПРП за 1969-71г.г. Фонды ПО «Армгеология», 1971.
16. Месропян М.О. Промежуточный отчет о результатах гидрогеологических разведочных работ буровой партии за 1959г. Фонды ПО «Армгеология», 1959.
17. Микаелян А.Т. Отчет о поисково-тематической работе по естественным легким заполнителям. Фонды ПО «Армгеология», 1963.
18. Микаелян А.Т. Отчет о поисково-оценочных работах, проведенных на облицовочные и декоративные камни в Амасийском, Гукасянском, Арагацском и Гугаркском районах Арм. ССР в 1975г.г. Фонды ПО «Армгеология», 1976.
19. Микаелян А.Т., Еремян М.Д. Отчет о поисково-оценочных работах, проведенных на стройматериалы в Амасийском и Гукасянском районах Арм.ССР в 1983-84г.г. Фонды ПО «Армгеология», 1985.
20. Микаелян А.Т. Изучение основных пород как облицовочного камня в Ахурянском, Амасийском и Гукасянском районах Арм.ССР. (Отчет Ахурянского отряда о поисковых работах за 1987-88г.г.). Фонды ПО «Армгеология», 1988.

21. Микаелян Л.Е., Мнацаканян А.Д. и др. Отчет о результатах шлиховой съемки М1:50000 на территории Амасийского и Гукасянского районов. Фонды ПО «Армгеология», 1989.
22. Милановский Е.Е. Новейшая (позднеорогенная) стадия геологического развития Кавказа. Дисс. на соиск. уч. ст. доктора геол.-мин. наук. Фонды МГУ, 1965.
23. Монина Н.В., Дунаев П.И. Отчет о работе гравимагнитной партии №14-15/54 в СЗ части Арм.ССР в 1954г. Фонды ПО «Армгеология», 1965.
24. Пилоян Т.А. Отчет о предварительной разведке на месторождении глины в районе г.Ленинакан. Фонды ПО «Армгеология», 1939.
25. Саядян Ю.В. Стратиграфия и палеогеографические условия формирования новейших отложений Ширакской котловины (Армения). Дисс. на соиск. уч. ст. канд. геол.-мин. наук. Фонды ИГН АН Арм. ССР, 1967.
26. Харазян Э.Х. Геология новейших вулканических образований северо-западной части Армянской ССР (басс. р.р. Ахурян и Дзорагет). Дисс. на соиск. уч. ст. канд. геол.-мин. наук. Фонды «Армгеология», 1983.
27. Харазян Э.Х., Сафарян В.Г. и др. Геологическая съемка М1:50000 на территории северо-западной части Армянской ССР (листы К-38-101-А,В; К-38-113-А,Г). Отчет Геологосъемочной партии за 1981-83 гг. Фонды «Армгеология», 1983.
28. Хачатрян Р.К., Маилян Р.А. и др. Геологическое строение центральной части Базумского хребта, массива г.Леджан и бассейна верхнего течения реки Дзорагет (листы К-38-101-Г; К-38-113-Б). Фонды «Армгеология», 1976.
29. Чубарян Г.А., Маркосян Л.Е. и др. Геологическое строение Севанского геолого-экономического района Арм.ССР. Отчет о результатах геологосъемочных работ за 1970-75г.г. Фонды ПО «Армгеология», 1976.
30. Яникян В.О., Адибекян Р.Г. Отчет гравиметрической партии о результатах гравиметрической съемки М1:50000, проведенной в 1986-88г.г. в Гукасянском, Амасийском и Ахурянском районах Арм.ССР. Фонды ПО «Армгеология», 1988.

2.2. ГЕОЛОГИЯ И МАГМАТИЗМ ВАРДЕНИССКОГО НАГОРЬЯ

Введение

Исследованная область расположена на стыке Севанского и Ехегнадзорского геолого-экономических районов и полностью охватывает номенклатурные листы К-38-139-Г, 140-В, Г, У-38-7-Б, 8-А. В административном отношении она подчинена Мартунинскому, Варденисскому, Вайкскому, Ехегнадзорскому районам республики Армения, отчасти Кельбаджарскому району Азербайджана.

Рельеф местности достаточно разнообразный – от сильно расчлененного высокогорного до более или менее выровненного (четвертичными рыхлыми отложениями и лавовыми покровами) горно-равнинного.

Основной и, пожалуй, единственной орографической единицей является широтно-вытянутое Варденисское нагорье по всей своей длине от Вайоцдзорского – на западе до Соткского перевалов – на востоке. Варденисское нагорье служит водоразделом между Севан-Разданской и Арпинской системами. Средняя высота этого водораздела – 2800-2900 м, многочисленные вершины имеют абсолютные отметки, превышающие 3300 м (Варденис-3522.5 м, Сандухкасар-3454.0 м, Астхонк-3470.3 м, Царасар-3426.4 м, Каркатар-3392.7 м и др.).

Варденисское нагорье имеет хорошо заметное асимметричное строение: северные склоны значительно более пологие. Они волнистыми ступенями спускаются к прибрежной равнине озера Севан, расположенной на абсолютной высоте около 1900 м. Южные склоны нагорья, за небольшими исключениями, характеризуются интенсивным и глубоким расчленением, во многих местах с крутопадающими к долинам рр.Ехегис и Арпа высокими уступами и карнизами. Некоторые пространства южных склонов нагорья, сплошь бронированные четвертичными лавовыми покровами (Джермукское плато), имеют слабо расчлененный низкохолмисто-бугристый рельеф.

В формировании рельефа Варденисского нагорья заметную роль играют многочисленные округлые конусовидные (часто усеченные, с вершинными кратерами) сооружения четвертичных вулканических центров, с большинством из которых связаны узкие

лентовидные лавовые потоки, прослеживающиеся вниз по склонам нагорья на многие километры.

Гидрографическая сеть строго подчинена широтной структуре Варденисского нагорья. Многочисленные небольшие речки преимущественно текут на север (Аргичи, Мартуни, Астхадзор, Варденик, Масрик) и на юг (Шатин, Егис, Аратес, Вардаовит, Гетиванк, Арпи). В условиях активного горного рельефа эти речки в своих средних и верхних течениях пропилили глубокие и узкие ущелья, которые на севере вниз по склонам нагорья постепенно расширяются и плавно переходят в Южно-Севанскую прибрежную аккумулятивную равнину. На южной стороне нагорья близмеридиональные небольшие речки сливаются в крупные близширотные потоки (рр.Егис и Арпи) с очень глубокими (более 1 км) эрозионными долинами, прослеживающимися далеко за пределами района.

Источниками питания рек служат талые, дождевые и подземные воды. Максимальные паводки наблюдаются в мае-июне – в пору интенсивного таяния снегов. Минимальные уровни вод наблюдаются зимой.

Сложный горный рельеф обусловливает многообразие и четкую вертикальную зональность климатических поясов – от резко континентального сухого (в долине р.Егис) до горно-тундрового (на водораздельной зоне нагорья). Наблюдаются даже небольшие участки вечной мерзлоты (в околоводораздельной зоне у р.Царасар, на небольшой глубине внутри разведочной штольни).

Среднегодовая температура на побережье оз.Севан – 4.6-6°С, а на высокогорье – (-)4-(-)5°С. Средняя температура в январе соответственно – (-)5 и (-)12°С и в июле – 9 и 16°С. Абсолютный максимум в долине р.Ехегис – 41°С, абсолютный минимум – в ур. Яных – (-)37°С.

Наибольшее количество осадков – до 900 мм в год – приходится на водораздельную зону нагорья. В низовьях р.Ехегис это количество не превышает 500 мм.

За исключением небольшого пространства в несколько кв. км окрестностей кур.Джермук, район практически безлесный.

В экономике этой территории основная роль принадлежит сельскому хозяйству. Главное занятие населения – выращивание зерновых культур и картофеля, молочное животноводство. В районных центрах в последние годы получило развитие также про-

мышленное производство – горнорудная промышленность, приборостроение, инструментальное производство, производство местных строительных материалов и некоторые отрасли пищевой промышленности. В г.Джермук работает крупное производство по разливу минеральных вод.

Достаточно широко развита дорожная сеть. Практически все населенные пункты связаны с райцентрами и столицей республики добротными заасфальтированными дорогами. Северная часть района связана с основными центрами республики железной дорогой.

Основой для подготовки к изданию настоящих карт служили геологические карты масштаба 1:50000, составленные Э.Х.Харазяном в ходе плановых геологосъемочных работ в 1976-1980 гг.

Картографический материал подготовлен к изданию Э. Х. Харазяном и Г. А.Чубаряном. Объяснительная записка составлена Э. Х. Харазяном и И. С. Геворкян. Чертежные работы выполнены О. А. Манукяном.

2.2.1 История геологической изученности

Первые сведения о геологии Варденисского нагорья содержатся в трудах Г.В.Абиха, проводившего в 50-60-х годах XIX века региональные маршрутные исследования всего Армянского нагорья. На его геологической карте «бассейна оз.Гокча» (по Е.С. Маркову, 1911) Варденисский хребет показан сложенным наиболее молодыми вулканогенно-обломочными породами состава трахит и андезит, на фоне которых четко выделяются основные («трахидолеритовые») лавы бассейнов рр.Аргичи и Масрик.Немецкий геолог И.Валентин, в 1891 г. пересекший юго-восточную часть Севанского бассейна, впервые отметил северо-восточнее оз.Алагель выходы верхнемеловых известняков, выступающие среди молодых вулканических образований (по Е.Е. Милановскому, 1953).

На геологической карте Ф.Освальда (1912) Варденисское нагорье покрыто новейшими вулканическими породами, а его крайне восточная часть (Восточно-Севанский хребет) – нерасчлененным эоцен-олигоценом.

В 1920-30-х годах вся территория Армянской республики была покрыта геологической съемкой (в основном М 1:200000),

причем основная доля этой работы была выполнена К.Н. Паффенгольцем (1931, 1934). На своих картах очень большие территории Варденисского нагорья, Вайоцдзорского и Кельбаджарского синклинориев К.Н. Паффенгольц показал покрытыми олигоценовой вулканогенной толщей. Молодые базальтовые и андезито-базальтовые лавы Варденисса и Вайоцдзора этим автором были подразделены на типы «А»(гюнцские), «Б»(гюнц-мидельские), «С» (мидель-рисские), «Д» (рисс-вьюрмские) и «Е»(вьюрмские).

1927-30 г.г. экспедиция АН СССР под руководством Ф.Ю. Левинсон-Лессинга провела комплексное изучение Севанского бассейна. Особую ценность здесь представляли детальные петрографические исследования новейших вулканитов самого Ф.Ю. Левинсон-Лессинга (1929) и Б.М. Куплетского (1929).

В 1926-28 г.г. В.Н. Котляр (1930, 1940) были проведены работы по детальной характеристике всех интрузивных комплексов Восточного Вайоцдзора.

В послевоенное время начинается качественно новый этап в деле геологического изучения этой территории.

Почти одновременно А.А. Габриеляном в Западном Вайоцдзоре и Е.Е. Милановским в Севанском бассейне проводились специальные изучения третичных вулканогенно-осадочных и вулканогенных толщ с целью более дробного их расчленения. В результате этих работ олигоценовая вулканогенная толща К.Н. Паффенгольца была подразделена на ряд отдельных свит средне-верхнеэоцен-верхний миоцен-олигоценового возрастов. (Габриелян А.А., 1946; Милановский Е.Е., 1952, 1956). На Варденисе Е.Е. Милановский выделил 5 свит плиоцен-четвертичного возраста. Аналогичным же образом кельбаджарская олигоценовая (по Паффенгольцу) или верхнеэоценовая (по М.А. Кашкаю, 1939) толща была расчленена на собственно кельбаджарскую верхнеэоцен-олигоценовую и басаргечарскую (нижне-среднеплиоценовую) свиты (Кашкай М.А., Хаин В.Е., Шихалибейли Э. Ш., 1952).

В 1950-х годах начинаются планомерные крупномасштабные (1:50000, 1:25000) геологосъемочные и поисковые работы по всей территории Армянской ССР. Территория Варденисского нагорья картируется П.Л. Епремяном (1954). Поисковые работы на северных склонах нагорья развертываются Ж.М. Григоряном (1954), а на южных – А.А. Асатряном. В результате этих работ составляется

более подробная геологическая карта, обнаруживаются и исследуются многочисленные проявления и месторождения различных полезных ископаемых, Ж.М. Григоряном обнаруживается Вагашенский интрузив.

В это время продолжаются также специализированные изучения отдельных аспектов геологического строения области.

Э.Г. Малхасяном (1958) детально охарактеризованы все интрузивные комплексы Вайоцдзора.

К.И. Карапетяном (1960) подробно изучается четвертичный вулканизм бассейна р.Арпа.

В 1959-62 г.г. в Ехегнадзорском районе проводятся поисковые работы на борное сырье (Р.Б. Ядоян, 1967), в результате которых было установлено наличие бора только в подземных водах.

Вопросы стратиграфии палеонтологической и петрографической характеристики и вулканизма палеоген-неогеновых толщ Вайоцдзора, в том числе его северного обрамления очень подробно освещаются в трудах А.Т. Вегуни (1961, 1966), А.С. Остроумовой (1963, 1967), О.П. Елисеевой и М.А. Фаворской (1970).

А.Т. Вегуни впервые фаунистически доказал наличие вулканогенного олигоцена в этом районе.

В 1963-64 г.г. С.В. Мартиросяном и Т.А. Дадояном (1965) проводились поисково-съемочные работы на территории Газминского полиметаллического месторождения. Была составлена геологическая карта этого района в масштабе 1:25000.

Аналогичные работы проводились Г.И. Аллахвердиевым (1964) на Зейликско-Агдуздагском золоторудном поле. Следует отметить, что золото здесь было обнаружено при шлиховой съемке в 1955-57 г.г. Потеряхиной А.В. (1955), Семихатовым Н.И., Мусатовым О.А. (1957). В изучении всего Кельбаджарского синклинория Г.И. Аллахвердиев имеет особые заслуги. Он составил здесь геологическую карту М 1:50000 и 1:25000, на которых были впервые выделены фаунистически охарактеризованные среднеэоценовые образования на правом берегу р.Тартар. Г.И. Аллахвердиев совместно с Шихалибейли Э. Ш. (1970) басаргечарскую свиту подразделил на две самостоятельные свиты – аналоги, соответственно, белесоватой свиты приереванского района (верхний сармат) и вохчаберской свиты мэотис-понта.

В 1964-76 г.г. сотрудниками ИГН АН Армении Г.А. Казаряном, Г.С. Арутюняном, А.Г. Куюмджяном и др. (1967, 1974) проводились планомерные исследования всего мезо-кайнозойского эффузивного и интрузивного магматизма Варденисского нагорья и северного Вайоцдзора. Была составлена схематическая геологическая карта этого региона в М 1:50000. Вместе с новой трактовкой о мезо-кайнозойском вулканизме указанные исследователи неоправданно противопоставляли варденисскую неогеновую вулканическую свиту басаргечарской (в понимании М.А. Кашкая, Е.Е. Милановского, Г.И. Аллахвердиева и др.) и приписывали им разный возраст соответственно: верхний миоцен (мэотис-понт)-средний-верхний плиоцен и олигоцен-верхний миоцен-нижний-средний плиоцен.

Этими же авторами по данным абсолютной геохронологии определен среднеплиоценовый возраст Вагашенского гранитоидного интрузива и средне-верхнеэоценовый – вновь обнаруженного в тоннеле Арпа-Севан Варденисского интрузива.

Другими сотрудниками ИГН АН Армении Э.Х. Харазяном (1973, 1975) и К.И. Карапетяном проводилось специализированное изучение новейшего вулканизма Варденисского хребта.

В долине р.Аргичи Э.Х. Харазяном обнаружены покровы верхнеплиоценоввых долеритовых базальтов, факт нахождения которых вообще в Севанском бассейне заставляет по-новому рассматривать весь процесс и механизм развития новейшего вулканизма этой области в целом. Был составлен каталог новейших вулканов Армении («Каталог», 1979), в который включены все ранее известные и многочисленные вновь обнаруженные антропогеновые вулканические центры всего изученного района с подробным морфологическим описанием и петрографической характеристикой излившихся продуктов.

На примыкающей с севера территории западного побережья оз.Севан были проведены геологосъемочные работы М1:50000, сопровождающиеся бурением ряда скважин вдоль южного берега озера (Г.А. Чубарян и др., 1976). По двум-трем из этих скважин в районах с.с.Цовак и Норакерт получены ценные данные о возрастной датировке ряда неогеновых свит, в частности, верхняя белесоватая свита (4-ая пачка Е.Е. Милановского) и плотные кислые туфы Субатана фаунистически датируются как средне-плиоценовые.

Ценные сведения о строении земной коры и структуре ее складчатого чехла получены благодаря геофизическим работам со станциями «Земля» (Егоркина Г.В., Соколова И.А., 1974) и «Черепаха» (Осипова И.Б., Арменакян К.Х., 1978), а также комплексными работами по составлению региональных геофизических профилей VI-VI (Яникян В.О. и др., 1974) и V-V (Яникян В.О. и др., 1978), сопровождающимися профильным бурением в отдельных узловых пунктах (Оганесян Дж.А. и др., 1976; Туманян Г.А. и др., 1979).

Данные, полученные по скважинам профиля VI-VI (с.Хндзорут – г.Варденис-Карчахпюр-Кясаман) вдоль юго-восточного побережья оз.Севан позволили построить наиболее полный разрез неогеновых вулканических толщ с фаунистически охарактеризованными морскими и неоген-четвертичными озерно-континентальными отложениями. В этом районе, по данным ст. «Земля», зафиксированы минимальные (не более 1 км) глубины складчатого (?) фундамента.

На профиле, поперечнопересекающего Варденисское нагорье, был выделен ряд вертикальных зон глубинных разломов СЗ простирания, часть которых достаточно хорошо фиксируется поверхностно-геологическими данными (Варденисский, Карчахпюрский, Норакертский разломы).

В начале 70-х годов в бассейне р.Масрик были проведены региональные поисковые работы. Шлиховой сúемкой (Мидян А.Г. и др., 1974) здесь обнаружены определенные ореолы аномально высоких содержаний золота и киновари.

Созданная на этой базе специальная поисковая партия обнаружила источники сноса этих минералов, расположенные в предгорьях хребта. Поисковые работы в настоящее время прекращены, и если вопрос о неперспективности киновари более или менее ясен, то с золотом – это не так.

Работы Э.Г. Тонояна и др. (1974, 1979, 1980), по нашему мнению, доказали лишь неперспективность верхней зоны месторождения, между тем более нижние горизонты (значительно более перспективные с точки зрения полиметаллического оруденения) все еще остались не изученными.

В 1976-1980 г.г. на территории всего Южно-Севанского и Вайоцдзорского геолого-экономических районов геологосъемочной партией УГ Армении была проведена групповая геологическая

съемка М 1:50000 с попутными поисками. Комплект из тех геологических карт в составе 5-ти номенклатурных листов, охватывающих Варденисское нагорье (в т.ч. К-38-140-Г), составленных Э.Х. Харазяном, были подготовлены к изданию.

2.2.2. Стратиграфия

В геологическом строении изученной территории принимают участие образования разнообразных фаций, относящихся к различным возрастам – от верхнего мела до четвертичного времени включительно. Наиболее древние породы этого ряда занимают относительно небольшие площади и обнажаются только в ядрах некоторых антиклинальных складок в бассейнах рек Масрик, Аргичи, Ехегис.

Мел. Отложения мелового возраста обнажены в пределах листов V-38-7-Б, К-38-140-Г в ядрах Масрикской и Ехегисской антиклиналей.

Представлены различными вулканогенными, вулканогенно-осадочными и осадочными породами нижнего коньяка, маастрихта и переходного времени датского яруса-палеоцена.

Коньякский ярус, нижний подъярус, масрикская свита. В бассейне р.Масрик эти образования представлены почти исключительно вулканическими образованиями – оливиновыми базальтами и их брекчиями с редкими маломощными линзовидными пропластками карбонатных осадков. Основание свиты здесь не обнажено, и о полном ее обúеме трудно судить. Выходы этих пород детально были изучены В.Т. Акопяном (1972), а также Г.А. Казаряном (1974), материалы которых ниже широко использованы.

Наиболее полные обнажения масрикской свиты (250 м) наблюдаются в ядре небольшой антиклинальной складки (северо-западного ответвления главной Масрикской антиклинали), прорезанной вдоль простирания р.Сона. Здесь на обоих берегах снизу вверх обнажаются:

1. Черные, темно-фиолетовые миндалекаменные мелкозернистые базальты. Миндалины заполнены белым известковистым веществом – 6 м.

2. Плотные мелкозернистые базальты с мелкоглыбовой отдельностью.

3. Миндалекаменные базальты. Местами оставляют впечатление мелкообломочной базальтовой брекчии, сцементированной белым известковистым веществом – 8 м.

4. Плотный, почти беспоровый темнобуроватый базальт с тонкими прожилками белого кальцита. Видны полностью опацитизированные зерна оливина – 0.8 м.

5. Мелкообломочная брекчия базальта, темно-фиолетовая, местами слегка охристая, желтовато-серая.

6. Оливиновый базальт серого цвета с многочисленными, полностью опацитизированными зернами оливина – 0.8 м.

7. Брекчия базальтов с разложенным рыхлым супесчанистым цементом – 1.5 м.

Выше слоя с базальным конгломератом залегают карбонатные породы маастрихта.

Сравнительно большой выход нижнеконьякских вулканитов расположен в 3 км к востоку от описанного разреза на левом борту ущелья левого притока речки Кошабулаг, в ядре главной Масрикской антиклинали.

Здесь, по данным Г.А. Казаряна и др., снизу вверх выделяются:

1. Вулканические брекчии и конгломераты с гальками и валунами базальтов – 155 м.
2. Лавы оливиновых базальтов – 32 м.
3. Вулканические брекчии и конгломераты – 34 м.
4. Лавы оливиновых базальтов – 30 м.

Далее, после задернованной зоны (20 м) залегают маастрихтские терригенно-карбонатные отложения.

По данным В.Т. Акопяна, внутри свиты оливиновых базальтов и их вулканокластов кошабулагского разреза встречаются отдельные линзы, пласты красноцветных известняков с остатками пелеципод и гастропод.

Петрографический состав масрикской вулканогенной свиты исключительно постоянен. Свита всюду сложена совершенно однообразными оливиновыми базальтами. Макроскопически это темно-серые, черные, темно-фиолетовые, темно-бурые мелко-среднезернистые породы с мелкоглыбовой, луковично-скорлуповатой отдельностью. Текстура в основном миндалекаменная. Округлые и бо-

льше всего удлиненные поры различных конфигураций и размеров (до 5-6 см) заполнены белым известковистым веществом.

Микроструктура базальтов порфировая с микродолеритовой, микролитовой или гиалопилитово-интерсертальной основной массой. Вкрапленники представлены почти исключительно оливином (размерами 2.5x1мм), полностью замещенным различными вторичными минералами: иддингситом, опацитом, железистыми гидроокислами, хлоритами, карбонатами.

Оливины диагностируются только по их характерным формам со специфической трещиноватостью, сохраняющей эффект высокого микрорельефа бывшего минерала.

Вкрапленники клинопироксена обычно встречаются гломеропорфировыми скоплениями относительно мелких свежих кристаллов.

Очень редко кристаллы длиннопризматического плагиоклаза (размерами до 0.9 мм) почти всегда полностью замещены, в основном слабо-зеленоватыми хлоритами.

Основная масса оливинового базальта сложена длинными призмочками-микролитами плагиоклаза, мелкими точечными зернами магнетита, полностью разложенным оливином, мелкими кристаллами свежего клинопироксена и темной-черной стекловатой массой.

Химизм оливиновых базальтов отражен в таблице 10. По общему петрохимическому облику эти породы относятся к среднему известково-щелочному типу.

Нижнеконьякский возраст вулканогенной свиты определен В.Т.Акопяном (1972) на основании изучения собранной им же богатой фауны из маломощных линз красноцветных известняков, переслаивающихся с оливиновыми базальтами разреза р.Кошабулаг: *Conosphaera sp., Carposphaera aff. circumplicata Rüst., Conosphaera sphaeroconus Rüst., Spongosaturnalis (?) aff. spiriferus Camb. and Clark., Dicolocapsia sp., Dictyomitra sp., Corbus sp., Astarte sp., Neithea sp., Orbirhynchia sp.*

К этому возрасту условно относятся также вулканогенно-осадочные образования, выделенные впервые Р.К.Хачатряном в районе с.Ехегис как турон-нижнеконьякские. Обнажаются они в сводовой части Ехегисской антиклинали и по своему буро-желтому цвету резко выделяются на общем сером фоне окружающих палео-

геновых пород. Они резко несогласно перекрываются горизонтом базальных конгломератов, служащим основанием нижней туффитовой подсвиты среднего эоцена.

Таблица 10

Химические составы верхнеплиоценовых оливиновых базальтов

№.№ обр. окислы	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	F_2O_3	FeO	MnO	MgO
4222	46.43	0.86	19.19	7.39	2.31	0.03	2.52
1382^{Д}	45.63	1.63	16.75	1.68	5.18	0.13	7.31
685^{В}	47.60	0.50	18.24	7.41	3.36	0.07	6.16
	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O	$n.n.n.$	$\sum$
4222	10.75	2.71	1.15	0.46	1.36	5.94	101.10
1382^{Д}	10.43	2.60	1.0	-	0.94	5.93	99.21
685^{В}	8.77	3.75	1.0	-	0.33	3.17	100.6

Числовые характеристики по А.Н.Заварицкому

№.№ обр. окислы	a	c	b	s	f'	m'	c'
4222	8.9	10.3	19.4	61.4	50.2	25.1	24.7
1382^{Д}	7.8	8.2	26.1	57.9	27.1	51.6	21.3
685^{В}	9.9	7.5	26.5	56.1	46.7	40.3	13.0
	φ	n	t	Q	a/c		
4222	37.2	77.2	1.4	-5.3	0.9		
1382^{Д}	6.3	80.3	2.6	-8.0	0.9		
685^{В}	24.4	84.4	0.7	-15.1	1.3		

обр. 4222 – оливиновый базальтовый порфирит, верхнемеловой, верховьев р.Сонаджур, автор Э.Х. Харазян, ан. В.Затикян

обр. 1382^{Д} - базальтовый порфирит, верхнемеловой, коч.с.Калбана, автор Казарян Г.А., ан.Чаталян С

обр. 685^{В} - базальтовый порфирит, верхнемеловой пер.Аккая., автор Казарян Г.А., ан.Чаталян С.

На этом выходе была пробурена скважина №1 глубиной 500 м, которой был вскрыт следующий нисходящий разрез:

0.0 – 37.0 м - делювиальные отложения

37.0 – 37.5 м - сильно измененная раздробленная вулкано-

генная порода (кора выветривания)

37.5 – 78.5 м - миндалекаменный калиевый базальт бурого цвета

78.5 – 79.0 м - туф бурого цвета

79.0 – 81.6 м - калиевый базальт

81.6 – 94.3 м - туф зеленоватого цвета

94.3 – 99.0 м - калиевый базальт

99.0 – 127.0 м - чередование туфов и туффитов серого, бурого и зеленоватого цветов.

127.0 – 157.3 м - калиевый базальт темно-серого цвета

157.3 – 162.0 м - диорит-порфирит (секущее тело)

162.0 – 213.0 м - калиевый базальт

213.0 – 219.0 м - диорит-порфирит (секущее тело)

219.0 – 273.5 м - чередование туфов и туффитов разной окраски.

273.5 – 291.0 м - диорит-порфирит (дайка)

291.0 – 380.0 м - чередование туфов, туффитов и песчаников с потоками калиевых базальтов мощностью до 30 м

380.0 – 395.7 м - известняк светло-серый, участками битуминозный

395.7 – 500.0 м - пачка чередующихся черных, местами углистых, пиритизированных аргиллитов и светло-серых известковистых песчаников.

Как было отмечено выше, этот разрез до глубины 395.7 м не содержащий фауну и не очень детально изученный в литолого-петрографическом отношении, практически только на основании также недостаточно четко установленного стратиграфического положения (известно только их резко несогласное перекрывание среднеэоценовой толщей) Р.К. Хачатрян отнесен к турон-нижнему коньяку. Примерно таким же образом заключительные интервалы указанной скважины от 395.7 до 500 м под общим названием «черных, местами углистых пиритизированных аргиллитов и светло-серых известковистых песчаников» Р.К. Хачатрян относит к верхнему триасу.

Кампан-маастрихтский ярус, сонаджурская свита. Отложения этого возраста обнажаются только в верховьях р.Масрик (речка Сона) на крыльях одноименной антиклинали, где резко

трансгрессивно с базальным конгломератом в основании залегают на породах вулканогенной масрикской свиты.

В верховьях р.Сона В.Т. Акопяном 91972) составлен следующий восходящий разрез:

1. Мелкогалечные конгломераты с известковистым цементом и гальками из подстилающих оливиновых базальтов – 2 м.

2. Серые, розоватые массивные известняки с многочисленными остатками крупных рудистов – 13 м.

3. Серые слабопесчанистые известняки, образующие обрывы – 15 м.

4. Светло-серые органогенно-обломочные известняки, чередующиеся с розовато-серыми разновидностями – 26 м.

5. Розовато-серые, грубозернистые известковистые песчаники и песчанистые известняки с ядрами гастропод и пелециpод. Здесь встречаются также орбитоиды: *Orbitoides media (d'Arch.), Lepidorbitoides minor (Schlumb)* (определения С.М. Григорян) – 8 м.

6. Светло-серые массивные известняки – 16 м.

7. Желто-бурые песчанистые известняки, чередующиеся с бурыми известняками – 15 м.

Общая мощность маастрихтских отложений в этом разрезе около 95 м, выше они перекрыты четвертичными лавами.

Большой выход маастрихтских отложений закартирован на правом берегу р.Айдара – правого притока р.Масрик, в районе кочевки с.Акунк. Разрез начинается мелкогалечными конгломератами, сложенными обломками оливиновых базальтов с органогенно-известковистым цементом. Далее поочередно следуют гравелиты, крупнозернистые песчаники, песчаники, алевролиты, мегрели и известняки с орбитоидной фауной.

Общая мощность маастрихтских отложений здесь превышает 100 м.

Выше они согласно, без заметного перерыва, перекрыты слоями датско-палеоценового возраста.

Датский ярус-палеоцен, айидзорская свита. Терригенные песчано-глинистые породы дат-палеоцена в виде узких (не более 150-200 м) полос обнажаются на крыльях Масрикской антиклинали и в сводовой части ее восточной половины вдоль бортов долины речки Айдара. Во многих местах эти отложения прорваны экструзивными и дайковыми телами различных диабазовых, долеритовых

и андезито-дацитовых порфиритов среднего эоцена, верхнего эоцена-олигоцена и перекрыты нижнеэоценовыми терригенно-осадочными и неоген-четвертичными вулканогенными образованиями (мощность 50 м).

Разрез свиты, составленный нами на правом борту долины р.Масрик, непосредственно к северу от известняковых карнизов маастрихта района кочевки с.Акунк имеет следующую восходящую последовательность:

1. Непосредственно на известняках маастрихта залегает пачка грязно-зеленоватых оскольчатых плотных глин с мелкошаровидной луковично-скорлуповатой микроотдельностью. Материал настолько однообразен, что слоистость почти не наблюдается. Под микроскопом в общей коричнево-буроватой пелитоморфной массе встречаются отдельные небольшие (до 0.1 мм) остроугольные зерна кварца, плагиоклаза и рудного минерала (все вместе составляет 2-3% общего обúема), а также обломки фораминифер. Местами встречаются мелкие скопления хлоритов. В врхней части пачки встречаются галькоподобные, вытянутые по простиранию стяжения серого, буроватого песчаника размерами до 8x4x3 см. Под микроскопом все «гальки» имеют одинаковое строени. Структура кристаллокластическая с карбонатным цементом типа заполнения пустот. Все песчинки представлены целестином. Редко встречаются обломки фораминифер. Мощность пачки 14 м.

2. Прослой темно-серо-фиолетового алевролита. Микроструктура обломочная, алевритовой размерности. Все обломки имеют резко остроугольную форму и представлены кусочками кристаллов кварца (около 25% объема), свежего плагиоклаза (25%), полностью хлоритизированного темноцветного минерала (около 10%) и магнетита. Цемент базальный, темно-бурый, пелитоморфный, участками сильно карбонатизированный. Мощность 0.25 м.

3. Темно-серые глины, очень похожие на породы первой пачки. Во многих местах прорезаны тонкими (до 3 см) разноориентированными жилами молочно-белого кварца. Мощность 17 м.

4. Темно-серые токослоистые мелкозернистые песчаники с параллельной тонкоплитчатой отдельностью. Микроструктура обломочная, псаммитовой размерности. Обломки представлены угловатым кварцем (около 10 %), кальций-карбонатом и темноцветным минералом, полностью замещенным хлоритом, серицитом, магне-

титом. Цемент карбонатный, типа заполнения пустот. Мощность – 12 м.

В средней части разреза песчаники прорваны субсогласной дайкой диабазового порфирита мощностью 7 м.

5. Пачка флишоидных отложений – чередующиеся слои тонкозернистых песчаников, алевролитов, мергелей и известняков. Мощность ритма до 0.8 м. Общая мощность 10 м.

6. Темно-фиолетовые глины-аргиллиты. Под микроскопом хорошо видна обломочная текстура алевритовой размерности. Мелкие остроугольные обломки представлены кальций-карбонатом (около 30 %), редкими осколками кварца и раковинами фораминифер, погруженными в темно-буро-черную непрозрачную массу базального цемента. Мощность 0.3 м.

Мощность всего разреза 53 м.

В западном направлении мощность этих отложений достигает 100 м.

Датско-палеоценовый возраст вышеописанного разреза обосновывается его непосредственным согласным залеганием на фаунистически охарактеризованных известняках маастрихта и перекрыванием, без существенного перерыва и совершенно согласно, осадочными породами с фауной нижнего эоцена.

Палеоген. Образования палеогенового возраста в пределах Варденисского нагорья представлены, главным образом, типично вулканическими и вулканогенно-осадочными, и в меньшей мере - нормально осадочными породами. Отдельными разэрозненными выходами из-под чехла неоген-четвертичных вулканитов они обнажаются на водоразделе и северном склоне – в полосе северо-западного простирания между сс.Акунк и Зейлик (общая площадь около 150 кв. км), в верховьях рек Мартуни и Астхадзор (так называемый Вагашенский выход, площадью около 18 кв.км) и в верховьях рек Мартуни и Ехегис (Гетикванкский выход – 35 кв.км). Несравненно большее распространение палеогеновые толщи имеют на южном склоне Варденисского хребта и в прилегающих территориях бассейна р.Ехегис.

В составе палеогеновых отложений изученного района подразделяются образования, отнесенные к палеоцену, нижнему эоцену, среднему эоцену, верхнему эоцену-олигоцену.

Палеоцен, агнджадзорская свита. Флишоидные отложения этого возраста закартированы между с.с. Таратумб и Агнджадзор на южной стороне Вайоцдзорского перевала. В районе с. Агнджадзор фаунистически охарактеризованные отложения палеоцена с небольшим угловым несогласием залегают на известково-мергелистых образованиях верхнего маастрихта и, в свою очередь, таким же образом перекрываются известняками и мелкогалечными конгломератами нижнего эоцена. Разрез этих отложений, составленный в бассене верхнего течения р.Айдара, имеет следующую последовательность.

1. Пачка чередующихся алевролитов, песчаников, известняков и глин с общим сероватым обликом. Мощность отдельных слоев не превышает 30 см. Соотношение перечисленных разновидностей на разрезе почти равное. Мощность пачки 60-70м.

2. Известняк массивный темно-серый плотный, образует довольно высокие и эффектные карнизы на склонах. Мощность 20-22м.

3. Пачка чередующихся слоев темно-серых известняков, известковистых песчаников серого цвета, серых с голубоватым оттенком глин и кусковых алевролитов. В слоях песчаников встречаются остатки фауны иглокожих, моллюсков и зубы рыб. Мощность 50-55м.

4. Известняк серого цвета с тонкими прослоями глин и алевролитов. На поверхности образуют высокие карнизы. В нижней части разреза содержатся довольно крупные фораминиферы, среди которых А.Е. Птухяном определены *Discocyclina seunesi Daur. Operculina.* Мощность 35-40 м.

5. Пачка чередующихся известняков, глин и алевролитов, ничем не отличающихся от вышеописанных. Вверх по разрезу перекрывается горизонтом фаунистически охарактеризованных нижнеэоценовых мелкогалечных известковистых конгломератов.

Палеоценовый возраст вышеописанных слоев доказывается собранной С.М. Григорян микрофауной, среди которой Ю.А. Мартиросян определены: *Globorataliq angulata whita, Cyrodina grobosa (Uog.).*

Нижний эоцен, акнасарская свита. Нижнеэоценовые образования в изученном районе установлены на крыльях Масрикской антиклинали, где они со слоем базального конгломерата без

видимого углового несогласия залегают на дат-палеоценовых флишоидных отложениях.

Разрез свиты, составленный на северном крыле антиклинали, к северу от кочевки с.Акунк, имеет следующую восходящую последовательность.

1. Микроконгломераты и гравелиты с окатанными обломками черных оливиновых базальтов верхнего мела, фиолетовых алевролитов, кусков вторичного кварца и др. пород. Содержат ископаемые зубы акул размерами 1.5-1.8 – 1.3 см.

2. Пачка известняков, известковистых песчаников, мергелей. Известняки светло-серые, белесоватые. Здесь Г.А. Казаряном (1974) собрана богатая фауна нуммулитов: *Nummulies globules Leut (A), Nummulites cf.pernotus Schaub (A), Discocyclina*, характерная для нижнего эоцена (определения А.Е. Птухяна) – 30 м.

Эти отложения прорваны мощной (до 30 м) субширотной дайкой диоритов.

3. Пачка флишоидных пород с ритмом до 1 м, состоящая из известняков, мергелей, алевролитов и песчаников – 40 м.

4. Покров темно-серого мелкозернистого миндалекаменного базальта. Миндалины размерами до 1 см, округлые, полностью заполненные кальцитом, хлоритом и аморфным кремнистым веществом. Микроструктура породы порфировая с долеритоподобной полнокристаллической основной массой. По габитусам псевдоморфоз можно восстановить оливин и пироксен во вкрапленниках, а также плагиоклаз и более мелкие пироксены – в основной массе.

Все поры и некоторые округлоизвилистые участки основной массы полностью заполнены кварцем и радиально-волокнистым ярко-зеленым хлоритом – 50 м.

5. Второй покров базальта. Порода более крупнозернистая с хорошо заметным невооруженным глазом каркасом из крупных кристаллов плагиоклаза. Основная масса породы грязно-коричневой окраски.

По петрографической характеристике она очень похожа на нижележащие базальты – 55 м. Химический состав указанных базальтов приведен в таблице 11.

По петрохимическому облику оба базальта приближаются к типичным плагиобазальтам известково-щелочного типа Лассенпика.

Таблица 11

Химические составы нижнеэоценовы вулканических пород Варденисского нагорья

№№	*1102*[а]	*1106*	*1104*[а]	*570*[а]
SiO_2	48.84	44.23	46.53	50.93
TiO_2	0.89	1.2	0.58	1.47
Al_2O_3	17.78	19.7	15.32	16.61
Fe_2O_3	3.82	3.04	1.25	3.89
FeO	5.18	4.88	5.69	6.38
MnO	10.13	0.10	0.15	0.18
MgO	3.10	4.07	3.66	3.49
CaO	10.61	12.26	14.28	9.58
Na_2O	2.4	2.55	2.20	3.00
K_2O	0.5	1.30	0.40	1.00
P_2O_5	0.26	-	-	-
H_2O^-	0.44	0.29	0.68	0.10
n.n.n.	5.9	7.25	9.77	2.60
Σ	99.99	100.82	100.51	99.28
Числовые характеристики по А.Н.Заварицкому				
a	6.8	8.5	6.0	8.5
c	10.1	10.7	8.6	7.5
b	19.8	22.3	25.3	21.3
s	63.3	58.5	60.1	62.7
f'	-	-	-	-
m'	47.3	37.0	28.9	47.6
c'	30.1	34.8	27.3	29.6
a'	12.6	28.2	43.8	22.8
n	88.6	74.5	89.7	81.4
t	1.3	2.0	1.0	2.2
φ	18.7	13.3	4.3	16.3
Q	2.9	-10.7	-0.4	0.9
a/c	0.7	0.8	0.7	1.1

Опись химических анализов*

Обр. *1102*[а] - базальт, в 1 км к З от коч.с.Сарыягуб, ан. Чаталян С. Г.
1106 - базальт, в 1 км к З от коч.с.Сарыягуб, ан. Гаспарян З. Ш.
1104[а] - базальт, там же, ан. Чаталян С. Г.
570[а] - базальт, там же, ан. Чаталян С. Г.

* Все анализы заимствованы у Г.А.Казаряна и др. (1974).

На поверхности верхнего базальтового покрова развиты обломки различных флишоидных осадочных пород, которые, судя по рельефу местности, не могли привнестись обычными экзогенными факторами. Все они скорее всего привнесены самой магмой базальтов, содержащей их в виде ксенолитов нижележащих толщ. В верхней части базальтового покрова встречаются также отдельные крупные (до 5х0.5 м), линзовидно вытянутые ксенолиты белых, слегка розоватых известняков. На контакте с базальтами эти известняки сильно ороговикованы и эпидотизированы с образованием небольших гнездовидных скоплений кирпично-красных, часто слабо зеленоватых или желтоватых яшм.

6. Выше потоков базальтов и их вулканокластов, по данным Г.А Казаряна и др. (1974), залегает мощная (более 150 м) пачка вулканомикитовых песчаников и конгломератов, которая в верхней части содержит прослой глинистых пород. Эту пачку также следует отнести к нижнему эоцену, т.к. сверху она перекрывается песчаниками с базальными конгломератами, содержащими нуммулитовую фауну среднего эоцена.

Общая максимальная мощность нижнеэоценовых пород в пределах Варденисского нагорья более 300 м.

Нижнемиоценовые отложения выделены также в районе с.Ехегис, где представлены известковистыми базальными конгломератами мощностью до 50 м и севернее с.Таратумб – известняками, мощностью до 20 м.

Средний эоцен, акункская свита. Отложения этого возраста пользуются наибольшим развитием среди палеогеновых образований и слагают всю Акунк-Зейликскую полосу обнажений. В отличие от соседних районов здесь развиты относительно более грубообломочные вулканогенно-осадочные образования с многочисленными межформационными потоками и согласными синхронными силловыми залежами различных базальтов, андезитобазальтов, андезитов, риодацитов, диабазов и диоритов.

На северном крыле Масрикской антиклинали среднеэоценовые образования непосредственно следуют за фаунистически охарактеризованными нижнеэоценовыми отложениями. Здесь, по данным Г.А. Казаряна (1974), после мощного слоя конгломератов обнажаются песчаники табачного цвета с фауной, характерной для сред-

него эоцена: *Nummulites laevigatus Brug (A), Numulites partshi de la Harpe (A), Discocyclina* (определения А.Е. Птухяна).

Стратиграфически выше залегают вулканогенно-осадочный разрез района хребта Демер (на крайнем северо-западе Акунк-Зейликской полосы) и осадочно-пирокластическая пачка района Зейликского перевала (верховьев р.Кети, правого притока р.Масрик).

Наиболее полный разрез пород этой свиты наблюдается в водораздельной полосе Варденисского нагорья (Восточно-Севанского хребта), между массивами гор Кети и Комур. Здесь, в 0.8 км к югу-юго-западу от вершины г.Кети, из-под каменистой осыпи миоценовых кислых вулканитов обнажаются моноклинально залегающие (СВ – 50-55°, <35-45°) слои более древних палеотипных зеленоватых вулканогенных пород, которые по водораздельному гребню продолжаются до Зейликского перевала, где с угловым несогласием перекрываются плиоценовыми среднекислыми лавами г.Комур. Восходящая последовательность слоев этого разреза следующая.

1. Зеленоватые среднезернистые массивные плагиоклазовые андезиты.Микроструктура пород порфировая с гиалопилитовой основной массой. Вкрапленники представлены почти только сильно соссюритизированными таблитчатыми (до 2 мм) и длиннопризматическими (до 3.5 мм) плагиоклазами. Реже встречаются выделения бывших темноцветных минералов, полностью замещенных зеленоватым хлоритом и, частично, кальций-карбонатом. Основная масса сложена плагиоклазом, рудным минералом, хлоритом, кальций-карбонатом и кварцем. Вообще порода отличается большим содержанием плагиоклаза, составляющим более 75% всего объема – 12 м.

2. Грубообломочные зеленовато-сероватые туфобрекчии с обломками различных пород (6-7 см). Здесь встречаются куски риолит-игнимбритов, риодацитов, дацитов, риолитов, андезитов и кислых гиалиновых пород с тончайшими плагиоклазами и сильно опацитизированных диоритов – 35 м.

3. Переслаивающаяся пачка зеленоватых плагиоклазовых андезитов и их туфобрекчий. Мощности лавовых потоков не превышают 10-12 м, а туфобрекчиевых грубообломочных туфопесчаниковых пластов – 40-45 м. Андезиты, как и туфобрекчии, по составу очень похожи друг на друга – 210 м.

4. Серовато-зеленоватые туфобрекчии, представленные обломками (до 7-8 см) риолитов, риодацитов, дацитов, андезитобазальтов – 32 м.

5. Плагиоклазовый андезит.

6. Синевато-голубоватые среднеобломочные туфобрекчии, довольно похожие на породы второй пачки, но без обломков кислого состава – 45 м.

7. Светло-голубоватый грубозернистый туфопесчаник с маломощными прослоями мелкообломочных туфобрекчий. Песчинки представлены обломками кварца, плагиоклаза, тонкозернистыми вторичными кварцитами, сцементированными кальций-карбонатом – 52 м.

8. Перерыв в обнаженности эоценового разреза. На поверхность выходят рвущие эту толщу плотные дациты плиоценового экструзивного массива Грасар – 500 м.

9. На северо-восточном склоне г.Грасар на абсолютной высоте около 3100 м из-под каменистой осыпи экструзивных дацитов обнажаются грубообломочные зеленоватые туфобрекчии, обломки которых представлены различными андезитами. Цементирующая масса сложена смесью хлорита и плагиоклаза – 48 м.

10. Миндалекаменные зеленоватые базальты-андезито-базальты, образующие два покрова. Породы этих покровов достаточно идентичны сильно хлоритизированные. Структура с почти полнокристаллической микродолеритовой основной массой – 32 м.

11. Грубообломочные туфобрекчии с обломками вышеописанных базальтов и различных плагиоклазовых андезитов – 35 м.

12. Андезиты плагиоклазовые с сильно соссюритизированными вкрапленниками и довольно большим развитием ксеноморфных зерен вторичного кварца – 8 м.

13. Пачка мелкообломочных туфобрекчий, постепенно переходящая в зеленоватые грубозернистые песчаники. Большинство обломков представлено ошлакованными андезитобазальтами, округлые поры которых заполнены хлоритом и кварцем. Реже встречаются обломки плагиоклазовых андезитов и риодацитов. Цемент хлорит-кальций-карбонатный – 58 м.

14. Андезитобазальты с порфировой микроструктурой с гиалопилитовой основной массой. Вкрапленники представлены клинопироксеном (до 2 мм), часто замещенным кальций-карбона-

том и эпидотом. Основная масса состоит из плагиоклаза, рудного минерала, погруженных в хлорит-кальций-карбонатную цементирующую массу – 7 м.

15. Мелкообломочная туфобрекчия зеленоватого цвета. Обломки представлены хлоритизированными, серицитизированными, карбонатизированными, окварцованными андезитобазальтами и плагиоклазовыми андезитами – 39 м.

16. Афировый палеотипный андезитобазальт. Очень редкие вкрапленники представлены сильно серицитизированным плагиоклазом. Гиалопилитовая основная масса очень сильно окварцована – 6 м.

17. Мелкообломочные туфобрекчии, в верхней части постепенно переходящие в грубозернистые туфопесчаники. Обломки представлены плагиоклазовыми андезитами со сгустками хлоритовых агрегатов. Встречаются осколки кристаллов кварца. Цемент хлорит-серицитовый – 35 м.

18. Андезиты порфировые с гиалопилитовой основной массой. Вкрапленники представлены плагиоклазом, хлоритом (псевдоморфозой по пироксену), кальций-карбонатом, эпидотом. Основная масса породы сложена кварцем, плагиоклазом, хлоритом и кальций-карбонатом – 9.5 м.

19. Пачка желто-серых алевролитов с тонкими пропластками песчанистых известняков – 27 м.

20. Серые, темно-серые, сильно выветрелые риолиты с флюидально-полосчатой текстурой и включениями ксенолитов андезитобазальтов и андезитов – 15 м.

21. Далее, в сторону Зейликского перевала обнаженность водораздельного гребня очень плохая. На самом перевале, на восточном склоне хребта у дороги обнажаются туфопесчаники, аргиллиты и мергели. Из тонкозернистых туфопесчаников Д.И. Халиловым и З.В. Кузнецовой (по Г.И. Аллахвердиеву, 1964) собрана и определена богатая фауна, характерная для верхов среднего эоцена: *Acarinina crassaformis (Gall.et Wissl.), Globigerinoides subconglobatus Chalilov, Globigerina inaequispira, Gl. Triloculinoides (Plum.), Globorotalia aragonensis (Nutt).*

Общая мощность всего разреза более 1500 м. Севернее с.Зар (Г.И. Аллахвердиеву, 1967) среднеэоценовые отложения пре-

дставлены чередующимися покровами плагиоклазовых андезитов и агломератовых туфов общей мощностью 522 м.

Среднеэоценовые отложения развиты также в бассейне р.Ехегис и в верховьях р.Арпа, откуда прослеживаются в восточном направлении до курорта Джермук. Здесь эти отложения более или менее уверенно расчленены на три подсвиты: нижняя – туффитовая, средняя – туфопесчаниковая и верхняя – известково-песчаниковая.

Акункская свита, нижняя подсвита. Нижняя часть разреза среднего эоцена этого района детально изучена и фаунистически охарактеризована А.Е. Птухяном. Разрез ее снизу вверх по указанному автору представлен в следующем виде.

1. Пачка чередующихся туфопесчаников и мергелей, обогащенных туфогенным материалом. Туфопесчаники серого и серовато-желтого цвета выделяются слоями мощностью 20-50 см. Аргиллиты и мергели крепкие, на выветрелой поверхности кусковатые, серого, красноватого и буроватого цветов. Пачку венчает двухметровый слой туфа – 70 м.

В кровле пачки встречаются: *Nummulites of. laevigatus (Brug.) (A,B), N.lorioli de la Harpe (A, B), N.uroniensis Heime (A,B), N. s. sp. из группы N brongniarti, N. anomalus, Assilina exponensis (Sow.) (A).*

2. Кусковатые крепкие мергели светло-серого цвета, обогащенные туфогенным материалом – 70 м.

3. Мощная пачка разнозернистых туфопесчаников с прослоями известковистых песчаников, туффитов и аргиллитов. Цвет пачки пестрый: серовато-зеленой, местами розовый и серовато-желтый – 280 м.

В отдельных слоях крупнозернистых известковистых песчаников встречается скудная фауна нуммулитов: *Nummulites of. Laevigatus (Brug.) (A), N.uroniensis Heime (A,B), N.lorioli de la Harpe.*

Акункская свита, средняя подсвита. Главенствующую роль в составе разреза средней подсвиты среднего эоцена принадлежит туфопесчаникам, на различных уровнях которых собрана богатая фауна крупных фораминифер, среди которых А.Е. Птухяном определены: *Nummulites millecaput (Boub.), Assilina exponens (Sow.) (A), Nummulites aturicus Joli et Leym (B.), N.pusch d'Arch (A, B), N. striatus (Brug.) (A,B), N. paradaschesis (Nam.) (A,B) и др.*

Ниже разрез этих туфопесчаниковых отложений приводится по данным А.Е. Птухяна.

1. Частое чередование средне- и крупнозернистых песчаников, известняков и кусковатых аргиллитов и алевролитов темно-серого цвета. Песчаники и известняки выделяются в рельефе слоями мощностью 0.3-0.5 м и чередуются через каждые 0.5-1.5 м. Породы обогащены туфогенным материалом. В отдельных слоях встречаются: *Nummulites puschi d'Arch (A), N.s.sp. из группы N.perforatus, N.brongniariti d'Arch(A), N.lorioli, Assilina exponens (Sow.), N.cf.striatus (Brug.), N.aturicus Joly et Leym., N.millecaput (Boub.), N.cf. incrassatus de la Harpe* - 150 м.

2. Песчанистый известняк желтовато-серого цвета, переполненный крупными нуммулитами: *N. Cf. Leidai Schaub (A,B), N. s. sp. из группы N.perforatus, N.millecaput (A), N. puschi d'Arch (A), N. Striatus (Brug.) (A), N. incrassatus de la Harpe, Assilina exponens (Sow.)* – 120 м.

3. Пачка крепких кусковатых мегрелей серовато-голубоватого цвета со слоями (мощностью 0.2-0.3 м) песчаников, известняков и известковистых песчаников, чередующихся через каждые 5-10 м. В них встречаются: *Nummulites aturicus (A,B), N. Puschi d'Arch (A), N.brongniarti d'Arch (A), N.cf.liedai Schaub (Montf.)(A), N.perforatus (A) N.gizehensis Forsk (A,B), N.striatus (Brug.) (A,B), N.ptuchianii Z, Katch.(A,B), N.millecaput (A), N.cf.incrassatus de la Harpe (A), Assilina exponens Sow., Discocyclina, Operculina* – 150 м.

4. Чередования мелкокусковых глин и мергелей светло-серого, голубоватого цветов – 70 м.

Акункская свита, верхняя подсвита. Представлена исключительно карбонатно-терригенными отложениями с незначительной примесью туфогенного материала.

Наиболее полный послойный разрез этой подсвиты обнажается за пределами изученного района на горе Спитаксар, где, по данным А.А. Габриеляна, снизу вверх обнажаются:

1. Глины плотные известковистые, серого цвета с тонкими (до 10 см) прослоями известняков – 25 м.

2. Песчаники крупнозернистые зеленовато-серого цвета – 40 м.

3. Известняки плотные нуммулитовые, желтовато-белого цвета – 5 м.

4. Песчаники известковистые тонкослоистые, сланцеватые с тонкими прослоями сланцеватых песчанистых глин – 10 м.

5. Известняки грубослоистые почковатые нуммулитовые, желтовато-серого цвета – 10 м.

6. Песчаники крупнозернистые зеленовато-серого цвета с тонкими прослоями известняков – 15 м.

7. Глины плотные известковистые темно-серого и синевато-серого цвета с прослоями известняков. В верхней части постепенно становятся песчанистыми – 50 м.

8. Песчаники среднезернистые известковистые желтовато-серого цвета – 5 м.

9. Глины зеленовато-серого цвета с прослоями известковистых желтовато-серых песчаников – 60 м.

Общая мощность разреза – 220 м.

Из известняков и песчаников преимущественно нижней части этого разреза А.А. Габриелян приводит фауну: *Nummulite satacicus Leyt (A,B), N. Perforatus Montf, N.gizehensis Forsk, var. Armeniensis Meff., Chlamys subdiscors d'Arch.*

Верхний эоцен, вагашенская свита. К верхнему эоцену относятся плагиоклазовые, пироксеновые андезиты, их туфобрекчии, лавобрекчии, кластолавы, обнаженные на южных склонах Варденисского хребта, в бассейнах рек Айсасы, Каракая, Соганлу, Ехегис, Бардара, на северных склонах того же хребта в верховьях рек Мартуни, Астхадзор, Варденик, в верховьях реки Масрик, в долинах ее притоков Кошабулаг, Айдара, Кети. Несмотря на разрозненность всех указанных выходов, их удачно объединяет однообразный литологический состав и характер сложения вулканического материала. Мощности колеблются от 300-400 до 1200 м (в верховьях р.Мартуни). В виде осадочной фации эти отложения развиты возле с.Шатин.

Вагашенская свита, нерасчлененная. Эти отложения развиты на обеих крыльях Масрикской антиклинали. На северном крыле представлены дацитами с подчиненными потоками пироксеновых андезитов, андезитодацитов; на южном – андезитодацитами, их туфами и туфобрекчиями. Здесь, в верховьях речек Кошабулаг, Айдара, Кети толща андезитов несогласно перекрывает различные горизонты верхний мел-среднеэоценовых пород и перекрывается миоценовыми кислыми вулканитами экструзивного массива Царасар.

Верхнеэоценовые андезиты бассейна р.Масрик характеризуются зеленовато-серыми, фиолетово-серыми, зеленовато-буроватыми цветами. Здесь они яснопорфировые с многочисленными включениями крупных плагиоклазов. Местами образуют многоступенчатые карнизы (высотой до 7-8 м), как бы наклоненные на юг под углами 20-35°.

На крайних восточных выходах, под северным подножьем г.Царасар эти андезиты очень плотные, крупнопорфировые диабазовые с крупноглыбовой валунной отдельностью. Во многих местах лавы переслаиваются с автобрекчиями, кластолавами, изредка с туфобрекчиями.

Небольшие выходы лавовых пород отмечены на вершине правого борта долины р.Кети, в районе с.В.Шоржа. Здесь, стратиграфически выше покровов среднеэоценовых вулканогенно-осадочных пород, с неясным контактом залегают несколько покровов черных плитчатых стекловатых дацитов. Их обнажения шириной до 600м протягиваются от района с.В.Шоржа до Зейликского перевала на расстояние более 6 км. Максимальная мощность – до 120-150 м. Сверху эти лавы с угловым несогласием перекрываются вулканитами плиоцена.

Вагашенская свита, нижняя подсвита. Эта подсвита представлена в двух фациях: вулканогенной и осадочной, причем последняя играет более подчиненную роль.

Осадочная фация развита только на южном крыле Ехегиской антиклинали, возле с.Шатин. Верхнеэоценовый возраст их датируется на основании содержащихся в них нуммулитов и моллюсков. Разрез сверху вниз имеет следующую последовательность.

1.Известняк плотный серо-коричневого цвета – 1 м. Содержит фауну: *Nummulites fabianii Prev., Discocyclina.*

2. Аргиллит песчанистый желтовато-серого цвета – 13 м.

3. Известняк песчанистый с *Nummulites striatus (Brug.)* (А)

4. Аргиллит песчанистый серого цвета – 23 м.

5. Известняк глинистый оскольчатый с заохренными участками и с *Nummulites fabianii Prev.* – 6 м.

6. Аргиллит сильно песчанистый серого цвета – 31 м.

7. Известняк органогенный с *Nummulites fabianii Prev., N. Chavannesi de la Harpe, N.incrassatus de la Harpe* – 7 м.

8. Аргиллит песчанистый серый с *N. Fabianii, N. Incrassatus* – 18 м

9. Известняк плотный желтовато-серый – 12 м.

10. Глинистый песчаник желтовато-серый – 21 м.

11. Песчаник плотный желтовато-серый с *N. Fabianii Prev., N. Incrassatus de la Harpe* – 40 м.

Вулканогенная фация развита на левом берегу р.Ехегис на северном крыле Ехегисской антиклинали и залегает на фаунистически охарактеризованных среднеэоценовых отложениях.

Фация эта представлена плагиоклазовыми, пироксеновыми андезитами, их туфобрекчиями и лавобрекчиями.

В бассейне верховьев р.Ехегис и ее притоков Соганлу и Бардара андезиты гидротермально сильно изменены. Мощность вулканогенной фации около 500 м.

Вагашенская свита, верхняя подсвита. Отложения этой подсвиты развиты в долинах рек Мартуни, Астхадзор, Каракая, Айсасы и в Арпа-Севанском тоннеле. Представлены они плагиоклазовыми, пироксеновыми андезитами, андезитодацитами, дацитами, их туфами и туфобрекчиями. Наиболее мощный разрез этой вулканической толщи обнажается в верховьях рек Мартуни, Астхадзор, в пределах так называемого Вагашенского выхода.

Здесь, в основании правого борта долины р.Мартуни снизу вверх залегают:

1. Многочисленные потоки пироксеновых и плагиоклазовых андезитов, обусловливающие ступенчатость нижних склонов долины. Лавовые потоки чередуются с относительно маломощными (2-3 м) рыхлыми, шлакоподобными агломератами. Породы зеленовато-серые, местами серо-фиолетовые, плотные, иногда миндалекаменные, мелкозернистые с многочисленными включениями полевого шпата и пироксенов – 250 м.

2. Светло-серые, желтоватые мелко-среднеобломочные (величина обломков до 10-12 см) грубослоистые туфобрекчии, туфоконгломератобрекчии с полимиктовым составом обломков. Здесь, кроме пироксен-плагиоклазовых андезитов, составляющих более половины всех обломков, присутствуют также угловатые куски различных туфов, андезитодацитов. Иногда встречаются очень крупные (до 1.5-2 м) глыбы слабоокатанных андезитов – 280 м.

3. Плагиоклазовые андезиты серые, слегка зеленоватые, плотные с крупнопорфировым сложением и многочисленными включениями полевого шпата. Встречаются отдельные небольшие (до первого десятка метров в диаметре) скалистые бугорки, сложенные более тонкозернистыми разновидностями – 180 м.

4. Серо-фиолетовые дациты, слагающие вертикальные стенки ледниковых каров в приводораздельной зоне Варденисского хребта – 120 м.

Общая мощность всего разреза 830 м.

В Арпа-Севанском тоннеле верхнеэоценовые вулканогенные отложения сильно гидротермально изменены: окварцованы, пиритизированы, видимо, под воздействием обнаруженного там же (после глубины 603 м) слепого гранитоидного интрузива.

В районе шахты №2 (на южном склоне Варденисского хребта) андезиты образуют сглаженные скалистые выходы с общим зелеганием пластов на север под углом 30-35°.

Верхний эоцен-олигоцен, амулсарская свита. К верхнему эоцену-олигоцену условно относится кислая (дацит-риолитовая) вулканогенная свита, развитая на центральном водоразделе Варденисского хребта в верховьях ручья Варденис, рек Согалу и Егис, на водораздельном отроге между последними речками. Узкая полоса выходов этих пород прослеживается также в ЮВ направлении до района четвертичного вулкана Гетик.

Породы свиты, имеющие общее моноклинальное падение на СВ под углами 25-35°, совершенно согласно лежат на верхнеэоценовых андезитах, в свою очередь с резким угловым несогласием перекрываясь вулканитами плиоцена.

В этих породах широко распространены гидротермальные процессы, выраженные окварцеванием и алунитизацией.

Единственные небольшие выходы более или менее свежих пород сохранились на правом борту долины самого верхнего левого составляющего руч.Варденис, к восток-северо-востоку от г.Азиз. Здесь снизу вверх выделяются:

1. Среднезернистые слабослоистые туфопесчаники, мелкообломочные туфобрекчии с буро-коричневатым базальным цементом. Обломки сложены тонко-мелкозернистыми вторичными кварцитами (более 80 %), а также очень сильно окварцованными пла-

гиоклазовыми андезитобазальтами и андезитами. Цемент очень сильно карбонатизирован 15 м.

2. Светло-желтоватые более грубообломочные туфобрекчии с преобладающим кислым составом крупных (до 10-15 см) обломков. Цемент туфовый светло-коричневатого, буроватого цвета – 35 м.

3. Светлые, белесоватые риодациты, риолиты с многочисленными гнездовыми включениями зеленоватых, коричневатых яшм и с более темными пропластками и линзами палеотипных обсидианов. Весь пласт имеет очень хорошо выраженную тонкоплитчатую отдельность с крутым (40-60°) падением в сторону склона (на восток-северо-восток) – 55 м.

4. Вершина борта долины сложена уже более кайнотипными андезитами, рвущими пачку кислых палеотипных пород – 40 м.

Водораздельный отрог между реками Соганлу и Ехегис полностью сложен белыми, местами слегка розоватыми кварцсодержащими рыхлыми риолитами с шаровидным (диаметр до 4-5 см) включениями также белых, но более крепких пород стекловатого сложения.

На обоих бортах р.Ехегис у южного подножья г.Варденис обнажаются серые андезитовые туфы с белыми обломками окварцованных пород. Отдельность плитчатая с небольшим наклоном на В-ЮВ. Мощность туфов до 40-45 м.

Неоген. Неогеновые образования в рассматриваемом районе имеют широкое развитие (более половины всей площади). Представлены они двумя обособленными фациями: вулканогенной и осадочной. Осадочные образования неогена приурочены исключительно к котловине озера Севан, вулканические же – фактически слагают основные сооружения Варденисского и Зангезурского хребтов.

Как осадочные, так и вулканические образования неогена дислоцированы относительно слабо (менее 20°) и залегают резко несогласно на сильно размытой и расчлененной поверхности различных возрастных комплексов – от палеозоя (за пределами района) до верхнего эоцена-олигоцена включительно.

Неогеновые вулканические породы подразделены на вулканогенные комплексы, свиты и покровы нижнемиоценового (Царасарский эффузивно-субвулканический комплекс), нижне-среднеплиоценового (варденисская свита средне-кислых вулканитов) и

верхнеплиоценового (покровы долеритовых базальтов) возрастов. Осадочные образования представлены песчано-глинистыми отложениями верхнего миоцена (среднего-верхнего сармата).

Нижний миоцен, Царасарский эффузивно-субвулканический массив. К этому комплексу относятся собственно Царасарский эффузивно-субвулканический массив, расположенный на центральном водоразделе Варденисского хребта в истоках р.Масрик, а также мощные пласты-покровы дацит-риодацитов в верховьях р.Ехегис и ее левого притока – речки Бардара.

Царасарский эффузивно-субвулканический массив в плане имеет удлиненную в широтном направлении эллипсовидно-округлую форму общей площадью около 7 кв.км. Меньшая южная часть массива (17 кв.км) находится за пределами исследованной территории. Массив в общем имеет как бы многоэтажное (в разрезе) или концентрически-зональное (в плане) строение. Каждый из 4-х этажей или зон соответствует определенной фазе становления эффузивно-субвулканического комплекса.

Первый этаж массива представлен игнимбритоподобными плотными полосчатыми риолитами и риодацитами, которые обнажаются в верховьях долин рек Кошабулаг и Сев Карахач, образуя отвесные скалистые карнизы высотой 70-80 м.

В долине р.С.Карахач в 3.5 км к ЮВ от вершины Покр Кети (3335.6м) эти риодациты начинаются черной пехштейноподобной разновидностью с тонкофлюидальным сложением. Следующие за ними вверх по разрезу серые риодациты вертикально-столбчатые с четырехгранными параллелепипедными сечениями. В низах разрезов риолитов-риодацитов общая полосчатость обычно имеет юго-восточное наклонение под углами 30-35°, а в верхних горизонтах – близгоризонтальное.

Породы северных выходов всегда сильно окварцованы, отдельные полосы полностью замещены аллотриоморфнозернистым среднезернистым агрегатом кварца.

Второй этаж Царасарского массива сложен грубообломочными туфобрекчиями и лавобрекчиями темно-серых, зеленовато-буроватых андезитов. Они образуют сплошные труднопроходимые чингилистые покровы по всей водораздельной зоне массива Царасар. Коренные скальные выходы этих пород, имеющие наибольшие высоты до 30-40 м, видны только на вершинах главного

водораздела (Покр Кети – 3335.6 м и Царасар – 3727.0 м), где хорошо наблюдается их близгоризонтальная грубая плитчатость.

В бассейне верховьев р.С.Карахач куски зеленоватых, зеленовато-серых палеотипных андезитов склеены красноватым, окисленным, окремненным, вероятно, лавовым цементом.

Наиболее мощные (до 110 м) накопления упомянутых палеотипных андезитовых брекчий встречены на северо-западном склоне Царасарского массива, на левом борту долины р.Кошабулаг. Здесь они встречаются внутри кислых лавобрекчий в виде протяженного (на 2.5 км) близгоризонтального пласта.

Третий этаж Царасарского массива построен тонкофлюидально-полосчатыми риолитами и риодацитами. Они в виде близгоризонтального покрова обнажаются на северных склонах массива непосредственно над андезитовой толщей верхнего эоцена верховьев р.Айдзор и ее притоков, а также на юге – над плотными игнимбритовыми риолитами верховья р.С.Карахач, где очень четко выделяются более спокойным сглаженным рельефом. Характерными особенностями этих пород являются их тонкофлюидальное полосчатое сложение, согласные тонкоплитчатые отдельности и светлая желтовато-серая окраска.

Вверх по разрезу эти риолиты постепенно обогащаются мелкими кусками-ксенолитами темных зеленоватых андезитов, чем и обусловлены их постепенные переходы в верхние кислые лавобрекчии. Максимальная мощность этих пород на северном склоне до 100 м, а на южном – до 200-240 м.

Четвертый этаж Царасарского массива представлен лавокластами риолитов и риодацитов, содержащими различные обломки плагиоклазовых андезитов.

Коренные скальные выходы этих пород, имеющие наибольшие высоты до 30-40 м (с севера), видны только на вершинах главного водораздела, в т.ч. Покр Кети, Царасар и др. Здесь наблюдается близгоризонтальная грубая плитчатость этих пород. Обломки андезитов обычно окрашены зеленоватым цветом и имеют средние размеры 5-6 см. Очень редко попадаются их глыбы (до 0.5-0.8 м).

По микроструктурным особенностям цементирующая светлая риолитовая масса полностью аналогична подстилающим риолитам третьего этажа.

В бассейне р.Ехегис Царасарский эффузивно-субвулканический комплекс представлен светлыми крупнопорфировыми риодацитами (в основании разрезов) и светлыми тонкофлюидально-полосчатыми риодацитами, которые с угловым несогласием залегают на гидротермально измененной оруденелой кислой толще верхнего эоцена-олигоцена. Сами риодациты, в свою очередь, также с угловым несогласием перекрываются пластом среднеплиоценовых перлитов.

Обнажения вулканитов этого комплекса здесь начинаются непосредственно под южными подножьями г.Варденис (3522.5 м), откуда узкой (менее 1 км) лентовидной полосой, повторяя все изгибы реки Ехегис, прослеживаются вниз по ее долине на 4 км. Мощность пород в этом направлении увеличивается от 30 до 220 м.

У коч.с.Норашен, на правом берегу реки самые нижние горизонты разреза Царасарского комплекса представлены черными риолитами с многочисленными включениями мелких кусков белой пемзы, а также кристаллов полевых шпатов, обломков и минералов. Эти породы здесь образуют высокие (20-25м) карнизы с округло-глыбовой сглаженной поверхностью. Здесь преобладающая текстура – крупно-параллельно флюидальная, согласная пластовой близвертикальной (70-80° на юг) отдельности.

В истоках речки Бардара, в районе четвертичного вулкана Гетик (3076.0 м) розовые, розовато-сероватые яснопорфировые породы этого комплекса слагают округлую куполовидную возвышенность типичного субвулканического массива. Отдельность здесь плитчатая, матрацевидная с концентрически-мегаскорлуповатым расположением. В северной привершинной зоне этого купола породы яснофлюидальные, игнимбритоподобные с более темными фьямме на светло-розоватом фоне общей массы.

В районе крутого поворота долины р.Бардара на северо-запад вышеупомянутые риодациты Царасарского комплекса обнажаются на высоте 80 м от русла реки, непосредственно над гранитоидным интрузивом Восточногетикванкского массива. Здесь они темно-малиновые, светло-розоватые с многочисленными включениями аморфного матового, грязно-сероватого кремнистого вещества, а также кристаллов биотита, полевого шпата и водянопрозрачного кварца. Отдельность – близвертикальная плитчатая, однако общее падение достаточно пологое – 20-22° на юг.

Таблица 12

Химические составы миоценовых вулканитов Варденисского нагорья

№№	1	2	3	4	5
	4069	4154	4259	4262а	587
SiO_2	72.81	74.01	65.83	70.82	71.20
TiO_2	0.29	0.27	0.60	0.41	0.32
Al_2O_3	15.24	13.49	17.71	15.49	14.63
Fe_2O_3	1.83	1.22	3.35	2.06	0.97
FeO	0.91	0.98	2.10	0.70	3.77
MnO	0.03	0.03	0.14	0.10	0.08
MgO	0.32	0.89	0.40	0.50	0.66
CaO	1.62	1.25	2.55	1,87	1.17
Na_2O	2.43	2.85	2.54	3.05	3.70
K_2O	3.33	3.30	3.11	3.50	3.40
P_2O_5	0.13	0.04	0.18	0.13	-
H_2O^-	0.73	0.74	0.46	-	0.07
n.n.n.	1.44	1.86	1.12	1.13	-
Σ	100.11	100.93	100.09	99.76	99.97
Числовые характеристики по А.Н.Заварицкому					
a	10.0	10.9	10.6	11.7	12.5
c	2.0	1.5	3.3	2.2	2.0
b	5.9	5.2	9.8	5.6	7.5
s	82.1	82.4	79.3	80.5	78.0
Q	42.2	44.2	31.1	35.4	29.0

Опись анализов

1 – липарит, верховья р.Егис, у южного подножья вулк.Коч (3047.0 м). Авт.Э.Х.Харазян, ан. ЦЛ ГУ Арм.ССР.

2 – липарит-пехштейн, на правом берегу речки, у коч.с.Норашен, в 1.5км ЮЗ вулк. Коч. Авт.Э.Х.Харазян, ан.ЦЛ ГУ Арм.ССР.

3 – дацит-игнимбрит, истоки р.Кошабулаг, восточное подножье г.П.Кети 3335.6м. Авт.Э.Х.Харазян, ан.ЦЛ ГУ Арм.ССР.

4 – липаритовая лавобрекчия, там же, вверх по склону. Авт.Э.Х.Харазян, ан.ЦЛ ГУ Арм.ССР.

5 – липаритовый туф, вершина г.Царасар. Авт.А.Г.Куюмджян, ан. З.Ш. Гаспарян.

Выше по склону эти лавы перекрываются кислыми мелкообломочными пирокластами и потоком серых мелкостолбчатых андезитов основания плиоценовой вулканогенной свиты.

Возраст пород Царасарского комплекса обосновывается их геологическим положением – стратиграфически выше верхнего эоцена-олигоцена и ниже плиоцена, а также данными абсолютного возраста – 20-21 млн.лет (С.В.Мартиросян и др., 1981).

Химические составы миоценовых вулканитов приведены в таблице 12.

Верхний миоцен, сарматский ярус, разданская свита. Ближайшие естественные обнажения пород разданской свиты (площадь – около 0.5 кв.км) находятся за пределами изученной территории в нескольких километрах западнее от с.Мартуни, в районе с.Еранос. Здесь на скв.Еранос-1 (Туманян Г.А., Вартазарян Э.Г., 1979) глинисто-песчанистая толща среднего-верхнего сармата прослежена до глубины 1170 м.

Предполагается, что под плиоценовой вулканогенной свитой северных подножий Варденисского нагорья эти отложения вдоль южного побережья оз.Севан прослеживаются далеко на восток, где со значительно сокращенными мощностями вновь вскрываются скважинами Карчахпюр-1 и Насосная-4 (Чубарян Г.А. и др.), пройденными в непосредственной близости от северной рамки листа К-38-140-В.

Ниже приводится разрез сарматских отложений, вскрытый на интервале 305-410 м скважины Карчахпюр-1 под среднеплиоценовыми туфами субатанского типа.

305-344 - алевролит глинистый светло-коричневый, оскольчатый, местами комковатый с шаровидными включениями зеленых глин и супесь известковистая, содержащая спикулы губок.

344-350 - супесь песчанистая коричнево-серая с включениями окатанных обломков кремнистых пород

350-358 - песчаник алевристый слабо известковистый, содержащий включения раковин мелких гастропод, редкие спикулы губок, а также характерные для сармата остракоды *Cyprideis sarmatica (Zal).*

358-368м - глина песчанистая известковистая светло-серая,

чередующаяся с грубозернистыми слабосцементированными песчаниками. Чередование глин песчанистых известковистых светло-серых и грубозернистых слабоцсементированных песчаников, содержащих *Cyprideis sarmatica (Zal)*, спикулы губок, радиолярии, диатомеи.

368-379м - чередование глин алевролитовых известковистых зеленовато-серых и слабосцементированных песчаников, содержащих *Cyprideis sarmatica (Zal), C.torosa (jones)*, а также остатки рыб. На глубине 370 м обнаружена кость крупного млекопитающего.

379-382м - алевролит песчано-глинистый изветковистый с *Cyprideis sarmatica (Zal), C.torosa (yones)* радиляриями, спикулами губок, обломками мелких гастропод.

382-383м - песчаник глинистый.

383-384м - песчаник известковистый с *Cyprideis littorolis (Brady.)*.

384-385м - известняк органогенный.

385-388м - алевролит песчано-глинистый известковистый с *Cyprideis sarmatica (Zal), C.torosa (jones)* спикулы губок.

388-389м - песчаник известковистый.

389-395м - чередование алевролитов песчано-глинистых слабоизвестковистых и алевро-глинистых известняков, содержащих *Cyprideis sarmatica (Zal), Eucypris hrazdanica Bub., Zymnocythere surini Bub.*

395-398м - известняк алевро-глинистый.

398-405м - алевролит глинистый слабоизвестковистый с *Cyprideis sarmatica (Zal)*, радиоляриями, спикулами губок.

405-410м - известняк алевро-глинистый с *Cyprideis sarmatica (Zal), Eucypris hrazdanica Bub.*

Разрез подстилают кварц-эпидотовые породы верхнемеловой офиолитовой серии.

Нижний-средний плиоцен, варденисская свита. Эффузивно-пирокластические вулканогенно-осадочные породы варденисской свиты мощным (до 1 км) чехлом покрывают более половины территории Варденисского нагорья. Очень хорошие разрезы этих пород наблюдаются на крутых бортах глубоких долин верховьев рек Дашти, Мартуни, Астхадзор, Варденис, Масрик, Каракоюн, Зейлик, Каракая и др., прорезывающих вулканическое нагорье в поперечном направлении.

Плиоценовые вулканиты резко несогласно перекрывают различные горизонты высоко приподнятого в широтном направлении, складчатого фундамента верхнепалеозойских (в бассейне р.Аргичи), верхнемеловых (в бассейнах рек Масрик и Салли) и палеогеновых пород, тем самым образуя щитовидную брахиантиклиналь верхнего структурного яруса Варденисского нагорья.

Варденисская свита подразделяется на две подсвиты, каждая из которых в свою очередь состоит из двух пачек.

Варденисская свита, нижняя подсвита, нижняя пачка. В основном представлена риолит-пемзовыми рыхлыми туфобрекчиями, туфопесчаниками, вулканическими песками, туфами, риодацитами, риолитами.

Наиболее глубокие горизонты у этой преимущественно пирокластической пачки обнажаются в ядре новейшей Варденисской антиклинали, в верховьях р.Варденис, в районе III шахты Арпа-Севанского тоннеля.

Ниже приводится послойный разрез пачки, составленный Г.А. Казаряном (1974) вверх по стволу шахты:

1. Тонкослоистые коричневато-красные песчанистые глины, залегающие с резким угловым несогласием на гидротермально измененные андезиты верхнего эоцена

2. Конгломератобрекчии с терригенным и пемзовым белесоватым цементом и крупными неокатанными обломками измененных андезитов и с окатанным гравием разных пород размерами 0.3-0.8 см – 3 м.

3. Темно-серые, зеленоватые песчанистые глины – 1 м.

4. Серые грубозернистые песчаники с окатанными обломками различных эффузивов, яшм, пемз – 1.8 м.

5. Пемзовые песчаники белого, кремового, розового, зеленовато-серого цветов с обломками эффузивов, палеозойских квар-

цитов, гранитоидов, роговиков и других пород с общим объемом 10-12%. Встречаются прослои глин и конгломератов. Наблюдается отсортированность пемзового материала по размерности и цветовой гамме – 115 м.

6. Рыхлые галечники, конгломераты с тонким прослоем песчаников – 14 м.

7. Песчанистые глины шоколадного цвета – 0.65 м.

8. Белесоватые пемзово-пепловые отложения – 100 м.

Разрез ствола шахты заканчивается рыхлыми аллювиальными галечниками мощностью – 30 м.

Выше разрез продолжен по левому борту р.Варденис.

9. Светло-серые, белые риодациты с мелкоглыбовой грубоплитчатой отдельностью – 20 м.

10. Смешанные плотные туфобрекчии серого цвета – переходная зона между белесоватой кислой пемзово-туфовой и темно-серой андезитодацитовой туфобрекчиевой пачками – 15 м.

На южном склоне Варденисского хребта в верховьях р.Каракая, на трассе Арпа-Севанского тоннеля нижняя белесоватая пачка представлена неслоистыми пемзовыми перлитовыми пеплами, песками и брекчиями с обломками размерами до 3-4 см. Мощность пачки здесь до 160 м.

Риодациты светло-серые, белые с мелкоглыбовой отдельностью. Структура порфировая с микролитовой микрофельзитовой основной массой. Вкрапленники представлены плагиоклазом и биотитом. Плагиоклаз образует свежие сильно растресканные призматически-таблитчатые кристаллы размерами до 2.0 мм. По составу соответствует олигоклаз-андезину (№29-31). Кристаллы биотита, имеющие размеры до 1.3-1.5 мм, полностью опацитизированы. Основная масса породы сложена мелкими свежими иголочками плагиоклаза и светлым вулканическим стеклом. Последнее местами сильно окварцовано.

Обломки белесоватой пемзовой брекчии представлены светло-серой слегка зеленоватой, желто-буроватой, коричнево-буроватой пемзой с волокнистым строением и перлитовой трещиноватостью. Их структура порфировая с вкрапленниками свежего плагиоклаза и ортопироксена. Реже попадаются угловатые куски гиалопилитовых андезитов, оливиновых андезитобазальтов, амфиболовых

андезитодацитов, риодацитов, гидротермально измененных андезитов и других пород.

Варденисская свита, нижняя подсвита, верхняя пачка. Представлена туфобрекчиями, туфоконгломератобрекчиями, туфами андезитов, покровами базальтов, андезитов, дацитов, риодацитов.

Хорошие обнажения наблюдаются на северном склоне хребта.

Наиболее интересный восходящий разрез ее составлен вверх по северному склону центрального водораздела Варденисского хребта, в районе минерального источника Ттуджур, выше III шахты Арпа-Севана:

1. Темно-серые, серые, желтовато-серые туфобрекчии андезитодацитового состава – 65 м.

2. Серые плагиоклаз-амфиболовые андезиты с глыбовой грубоплитчатой отдельностью – 16 м.

3. Темно-серые плотные туфобрекчии – 25 м.

4. Серые, желтовато-серые андезиты с округло-глыбовой отдельностью – 6 м.

5. Темно-серые, слегка буроватые плотные туфобрекчии – 45 м.

6. Прослой коричнево-красной мелкообломочной песчанистой брекчии – 2 м.

7. Прослой желтовато-буроватой мелкообломочной брекчии – 1.5 м

8. Серые, синевато-серые порфировые амфибол-плагиоклазовые андезитодациты. Отдельность круглоглыбовая. Это типичный лавовый поток с закономерным зональным расположением пористости – 22 м.

9. Темно-серые, серые грубослоистые туфобрекчии (величина обломков до 0.5-0.6 м). Встречаются косослоистые скопления грубозернистых песчаников – 18 м.

10. Серые плагиоклазовые андезиты с мелкоглыбовой отдельностью – 5 м.

11. Темно-серые, серые, грубообломочные, совершенно неслоистые хаотические брекчии – 30 м.

12. Темные плотные мелкообломочные туфобрекчии – 15 м.

13. Желтовато-серые мелкообломочные пемзовые брекчии с редкими обломками темных андезит-дацитовых пород – 2.5 м.

14. Темно-серые плотные туфобрекчии – 48 м.

15. Желтоватые, желтовато-серые грубозернистые туфопесчаники – 3 м.

16. Темно-серые плотные туфобрекчии среднего состава – 32 м.

17. Серые глыбовые амфибол-пироксеновые андезиты – 5 м.

18. Крупнообломочные неравномернообломочные темные туфобрекчии с обломками различных андезитобазальтов, андезитов, дацитов – 25 м.

19. Мелкообломочные (до 3-4 см) равномерно обломочные туфобрекчии желтовато-бурого цвета – 25 м.

20. Темные, черные грубообломочные плотные туфобрекчии. Размер обломков от очень мелких до 0.5-0.7 м. Материал почти не отсортирован.

21. Желтовато-буроватые мелкообломочные неслоистые туфобрекчии с большим содержанием белых пемзовидных разложенных обломков и с небольшим количеством черных кусков различных андезитобазальтов, андезитов. Издали заметна толстая слоистость (5-6 м) – 30 м.

22. Разрез заканчивается серыми, синевато-серыми плагиоклазовыми андезитами с глыбовой, матрацевидной отдельностью – 55 м.

На южных склонах Варденисского нагорья отложения этой пачки обнажаются на южном борту широтной долины верховьев р.Бардара, где на миоценовых риодацитах с угловым несогласием залегают темные, темно-серые плотные туфоконгломератобрекчии, туфопесчаники и грубостолбчатые пироксеновые андезиты.

На правом борту долины р.Масрик, в окрестностях с. Н. Шоржа обнажаются тонкозернистые андезитодациты, дациты, выше переходящие в лавобрекчии, туфобрекчии. Туфобрекчии темно-серые, слегка желтоватые литокристаллокластические с псефитовой размерностью. Более 90% всего объема сложено мелкими (до 0.5 мм) кусками окисленного вулканического стекла, реже обломками кристаллов кварца, плагиоклаза, базальтической роговой обманки, а также кусками окисленных плагиоклазовых андезито-базальтов и черных гиалопилитовых андезитов.

Автобрекчия (лавобрекчия) андезитодацита – это очень плотная темно-серая порода с псефитовой размерностью. Все обломки представлены гиалопилитовыми андезитодацитами с общей порфировой структурой.

Редкие базальтовые покровы сложены плотной серой, темно-серой до черного, слегка зеленоватой породой. Местами базальты мелкопятнистые с луковично-скорлуповатой отдельностью. Микроструктура базальтов порфировая с полнокристаллической микродолеритовой, реже пилотакситовой основной массой. Во вкрапленниках отмечены оливин и клинопироксен. Спорадически встречаются также полностью опацитизированные призматические зерна амфибола.

Пироксеновые андезитобазальты характеризуются серой, темно-серой окраской и преимущественно плитчатой отдельностью. Микроструктура этих пород порфировая с микролитовой, изредка микродолеритоподобной основной массой. Вкрапленники представлены плагиоклазом, клинопироксеном, оливином.

Амфибол-плагиоклазовые андезитодациты и дациты имеют яснопорфировое сложение, они преимущественно светлые, серые с глыбовой, грубоплитчатой отдельностями. Микроструктура порфировая с микролитовой, гиалопилитовой, пилотакситовой, микрофельзитовой структурами основной массы.

Риодациты (шаровые) – это серые, темно-серые плотные флюидально-полосчатые породы, в середине разреза с мелкими шаровыми обособлениями. Микроструктура олигофировая с гиалопилитовой основной массой.

Варденисская свита, верхняя подсвита, нижняя пачка. Представлена риолит-пемзовыми рыхлыми туфобрекчиями, туфами, туфопесчаниками, вулканическими песчаниками, дацитами, риодацитами, перлитами, риолитами. В верховьях р.Арцванист, восточнее четвертичного вулкана Клордар, оба борта долины сложены пемзово-пепловыми неслоистыми белесоватыми пирокластами. В разрезе правого борта хорошо подразделяются две разновидности кислых пирокластов. Нижняя часть разреза (мощность 30 м) сложена розоватыми пирокластами с кусками розовато-желтой пемзы (размеры обломков до 3-4 см), биотитовых пемзовидных риодацитов, реже с кусками темных, зеленоватых андезитов, дацитов, сцементированных светло-серым пемзовым песком и пеплом. Выше

залегает маломощный слой (до 3.5 м) коричнево-бурых песчанистых глин с большим количеством темного туфогенного материала, а по отдельным прослойкам также кусков белой пемзы. Верхняя часть разреза борта долины сложена белой неслоистой пемзовой более грубообломочной (до 5-6 см) пирокластикой мощностью до 25 м. Ниже по речке белые пемзовые пирокласты в верхах переслаиваются слабо сцементированными песчанистыми глинами, черными вулканическими песками, гравелитами, грубообломочным валунно-галечным материалом.

На старой дороге Мартуни-Варденис, в 850 м к востоку от с.Карчахпюр очень хорошо видно непосредственное залегание кислой белесоватой пачки на темно-серых туфоконгломератобрекчиях. Чрезвычайно интересные розоватые пемзовые пирокластические спекшиеся туфы развиты в районе с.Субатан. Здесь пласт туфов (мощность 7-8 м) залегает в южной части узкой чашеобразной котловины, окруженной с трех сторон невысокими холмами, сложенными среднеэоценовой туфоосадочной толщей и Суботанским интрузивом. Пласт желтовато-розоватых туфов наклонен к центру котловины под углами 10-12°.

Юго-восточнее с.Н.Шоржа эта пачка представлена желтовато-серыми гравийными туфобрекчиями, туфопесчаниками, пеплами биотитовых риодацитов и дацитов с отдельными прослоями конгломератов мощностью 50 м.

В самых верховьях р.Бардара, у северного подножья вулкана Кяжсар обнажаются белые риолит-пемзовые пирокластические туфы с мелкими (до 5-6 см) более темными слегка окатанными обломками различных андезитов, дацитов и кусками крупной пемзы. Мощность 12 м. Мощный (более 100 м) пласт светло-желтоватых достаточно чистых «безобсидиановых» перлитов протягивается вдоль западных карнизов Джермукского лавового плато, нависших над долиной верховьев р.Ехегис, начиная от южных подножий г.Варденис до района верховьев речки Бордара на расстоянии около 6 км.

Белесоватые туфобрекчии этой пачки представлены плотными туфогенными обломочными породами кислого состава с литокристалло-витрокластической структурой. Обломки состоят из остроугольных кусков белой волокнистой пемзы (70%), тонкозер

Таблица 13

Химические составы нижнеплиоценовых вулканических пород Варденисского нагорья

№№	1	2	3	4	5	6	7
	3909	3609	113[r]	163[a]	3260	3769	3843
SiO_2	68.30	60.98	44.50	49.10	50.68	59.46	62.76
TiO_2	0.45	0.54	1.20	1.13	0.82	0.61	0.71
Al_2O_3	17.59	16.89	14.74	17.14	18.66	17.25	18.78
Fe_2O_3	3.02	4.31	6.75	6.62	5.25	5.74	4.68
FeO	0.49	1.01	3.91	5.13	2.30	0.28	0.91
MnO	0.03	0.03	0.19	0.17	0.20	0.03	0.03
MgO	1.25	1.55	7.19	0.95	4.34	3.35	0.89
CaO	2.00	5.08	11.45	9.50	9.10	4.62	4.00
Na_2O	2.80	2.87	3.50	4.20	4.30	3.66	3.35
K_2O	2.78	2.45	1.90	2.50	1.50	2.48	2.57
P_2O_5	0.34	0.33	0.69	-	0.62	0.51	0.29
H_2O^-	2.13	1.42	0.41	0.56	0.30	0.17	1.28
n.n.n.	0.73	3.21	3.37	1.50	1.18	1.66	0.31
Σ	100.91	100.67	99.80	98.30	99.25	99.81	100.56
Числовые характеристики по А.Н.Заварицкому							
a	10.2	10.5	10.6	13.9	12.2	12.2	11.6
c	2.5	6.6	4.8	5.3	7.0	5.8	5.0
b	9.4	8.1	32.0	20.0	19.6	11.4	8.7
s	77.9	74.8	52.6	60.8	61.2	70.6	74.6
Q	32.9	22.0	-20.8	-11.4	-9.0	11.0	21.1

Опись анализов

1 – липаритодацит-агломерат, вост.склон г.Азиз (3286.0).
Авт.Э.Х.Харазян, ан. ЦЛ ГУ Арм.ССР.

2 – туфобрекчия андезитодацитов,с.Н.Шоржа.
Авт.Э.Х.Харазян, ан. ЦЛ ГУ Арм.ССР.

3 – базальт, южн.склон г.Азиз (3286.0).
Авт.А.Г.Куюмджян, ан. В.А.Бабаян.

4 – базальт, правый борт дол.р.Варденис.
Авт.А.Г.Куюмджян, ан.Н.Иванян.

5 – базальт в толще туфобрекчий под г.Сибирнер (2525.5).
Авт.Э.Х.Харазян.

6 – Андезит в пачке темных туфобрекчий басс.р.Мартуни.
Авт.Э.Х.Харазян, ан. ЦЛ ГУ Арм.ССР.

7 – Андезит в толще туфобрекчий (басс. р.Варденис).
Авт.Э.Х.Харазян, ан. ЦЛ ГУ Арм.ССР.

нистого песчаника, амфиболового андезитодацита, пироксен-плагиоклазового андезита.

Риолиты (шаровые) – это розово-серые крепкие тонкоплитчатые породы с мелкими (1-1.5 см) темными шаровидными обособлениями. Микроструктура порфировая с гиалопилитовой основной массой. Вкрапленники представлены биотитом, кварцем, плагиоклазом.

Перлиты представлены белыми, светло-желтоватыми сахаровидными породами с порфировой микроструктурой и гиалиновой основной массой, составляющей более 85% всего объема. Текстура типично перлитовая.

Туфы – это желтовато-розоватые до розово-красного цвета породы. Хорошо заметны многочисленные крупные (до 5-6 см), обычно остроугольные обломки розоватой пемзы, а также слегка окатанные куски различных розоватых, серовато-буроватых андезитов, андезитодацитов, риолитов. Отсортированность материала плохая.

Варденисская свита, верхняя подсвита, верхняя пачка. Почти исключительно представлена лавами амфиболовых, амфибол-биотитовых андезитов, андезитодацитов, дацитов, риодацитов, пироксеновых андезитов, оливиновых андезитобазальтов.

Оливиновые базальты и андезитобазальты этой пачки темно-серые мелкопористые. Они характеризуются порфировой или олигофировой структурой и микродолеритовой основной массой с элементами пилотакситового сложения. Небольшие (до 0.5 мм) вкрапленники представлены коричнево-бурыми полностью иддингситизированными оливинами, внутри которых наблюдаются зеленовато-бурые скопления тонкозернистого хлорита.

Характерный разрез (снизу вверх) этой пачки обнажается восточнее с.Н.Шоржа, на правом борту долины р.Масрик.

1. Серые, розово-серые, синевато-серые крупнопорфировые дациты – риодациты с многочисленными включениями крупных (до 1 см) кристаллов плагиоклаза и биотита. Отдельность глыбовая, матрацевидная – 180 м.

2. Темно-серые мелкоглыбовые, грубоплитчатые андезитобазальты – 23 м.

3. Пласт плотных мономиктовых хаотических агломератовых брекчий, местами лавобрекчий с обломками крепких темно-се-

рых, черных плагиоклазовых андезитов с желтовато-буроватым мелкозернистым цементом. Размеры обломков колеблются в пределах от очень мелких до 1-1.5 м в поперечнике. Поверхность некоторых глыб покрыта тонкой (до 3-4 мм) водянопрозрачной коркой фульгуритового стекла с мелкопочковидной поверхностью – 12 м.

4. Серые яснопорфировые андезиты с многочисленными включениями кристаллов пироксенов и полевого шпата. Отдельность крупноглыбовая (до 2-3 м), вертикально-призматическая – 30 м.

5. Темно-серые плотные андезиты с хорошо выраженной вертикальной призматически-столбчатой отдельностью (диаметр столбов до 3 м). Все столбы имеют близгоризонтальные параллельно-тонкоплитчатые отдельности, согласные общему простиранию потока (ДВ-35°, под углами 18-20°) – 25 м.

6. Разрез борта долины р.Масрик завершается покровом светло-серых плитчатых-тонкоплитчатых (согласно общему простиранию) андезитов. Эти лавы образуют очень хорошо выделяющийся издалека карниз, который по гребню вершины борта прослеживается на расстоянии 4 км – 80 м.

Оливиновые базальты и андезитобазальты этой пачки темно-серые мелкопористые. Они характеризуются порфировой или олигофировой структурой и микродолеритовой основной массой с элементами пилотакситового сложения. Небольшие (до 0.5 мм) вкрапленники представлены коричнево-бурыми полностью иддингситизированными оливинами, внутри которых наблюдаются зеленовато-бурые скопления тонкозернистого хлорита.

Пироксеновые андезитобазальты и андезиты отличаются серыми, темно-серыми цветами, мелкозернистым строением и тонкоплитчатой отдельностью. Микроструктура порфировая или олигофировая с вкрапленниками плагиоклаза и клинопироксена, реже ромбического пироксена.

Амфиболовые андезиты, андезитодациты, дациты – это самая распространенная группа пород верхней лавовой пачки. Они серые, серо-розоватые, редко темно-серые порфировые с крупными вкрапленниками белого полевого шпата и черной базальтической роговой обманки.

Микроструктура порфировая, полифировая с микролитовой, гиалопилитовой, кристаллитово-микрофельзитовой, гиалиновой ос-

новной массой. Вкрапленники (до 5-6 мм) представлены базальтической роговой обманкой, плагиоклазом, биотитом, реже пироксеном, а также ксеногенным кварцем.

В районе с.Сарыягуб на правом борту долины р.Масрик над главным арыком в начале разреза описываемой лавовой пачки развиты какие-то игнимбритоподобные риодациты-риолиты с отчетливым флюидально-полосчатым сложением. Наблюдаются фьямме черного стекловатого вещества и фьяммеподобные сплющенные куски светлой пемзы. Вверх по разрезу эта порода почти незаметно постепенно переходит в типичную дацит-риодацитовую лаву.

Химические составы нижне-среднеплиоценовых вулканитов приведены в таблицах 13,14.

Верхний плиоцен. Верхнеплиоценовые образования на Варденисском нагорье представлены рядом покровов долеритовых базальтов, впервые выделенных Э.Х.Харазяном в 1972 г.

Приурочены эти покровы к долине среднего течения р.Аргичи, где несогласно залегают на различные пироксен-плагиоклазовые андезитобазальты и андезиты известного Манычарского лавового покрова среднего плиоцена и на другие среднеплиоценовые амфибол-плагиоклазовые лавы варденисской свиты.

Сами долеритовые базальты перекрываются четвертичными андезитобазальтами и андезитами вулканов Армаган, Севкар, Сев. Севкар.

Обнажения долеритовых базальтов начинаются на западных подножьях Варденисского хребта в районе с.Каравансара, к северу они уходят под андезитобазальтовый лавовый порок вулкана Сев.Севкар и снова выступают уже в самой долине р.Аргичи в окрестностях с.Мадина. Вниз по течению реки они узкой (не более 350 м) лентообразной полосой прослеживается до района широты г.Геховит на расстоянии около 6-7 км. У с.Мадина, долериты слагают весь левобережный карниз, где представлены пятью отдельными потоками общей мощностью до 35 м. Это серые, темно-серые сахаровидные полнокристаллические мелкопористые, в верхах потоков пузыристые породы. У нижних потоков базальты пятнистые с многочисленными округлыми грязно-зеленовато-бурыми более темными участками выветрелых разностей – шаровидной, луковично-скорлуповатой.

Таблица 14

Химические составы среднеплиоценовых вулканических пород Варденисского нагорья

№№	1	2	3	4	5	6
	3610	3614	Т-53	3713	1349б	4075
SiO_2	73.97	72.12	69.13	71.77	70.68	72.73
TiO_2	0.14	0.15	0.38	0.15	0.23	0.21
Al_2O_3	13.01	14.50	14.94	14.62	16.51	12.85
Fe_2O_3	1.55	1.61	1.04	1.22	1.85	1.16
FeO	0.49	0.50	0.61	0.15	0.56	0.63
MnO	0.03	-	-	0.03	0.02	0.03
MgO	0.35	0.91	-	0.64	0.47	1.71
CaO	1.59	1.91	1.33	2.16	1.63	1.25
Na_2O	2.05	4.10	3.80	2.95	4.00	2.90
K_2O	3.41	2.90	3.42	3.90	3.69	3.30
P_2O_5	0.08	0.07	-	0.06	-	0.11
H_2O^-	0.84	0.15	-	0.58	0.31	0.19
n.n.n.	3.09	0.46	-	1.07	0.39	2.83
Σ	100.60	99.38	94.4	99.76	99.81	99.83
	Числовые характеристики по А.Н.Заварицкому					
a	9.2	13.1	15.0	12.2	13.6	11.0
c	2.0	2.3	1.6	2.7	1.9	1.5
b	6.3	4.0	3.3	3.6	6.4	5.8
s	82.5	80.6	80.1	81.5	78.1	81.7
Q	44.6	32.7	28.6	35.9	27.9	39.9

Продолжение 1 таблицы 14

№№	7	8	9	10	11	12	13
	3664	3667	3670	9790	3608	3607	3604
SiO_2	69.91	70.50	72.72	54.19	63.58	57.64	59.26
TiO_2	0.24	0.16	0.16	0.80	0.45	0.65	0.72
Al_2O_3	13.49	15.61	13.78	17.82	15.75	17.25	16.89
Fe_2O_3	2.82	1.68	1.58	3.82	3.63	4.47	4.21
FeO	0.36	0.29	9.95	1.87	2.01	2.08	0.61
MnO	0.03	0.03	0.03	0.08	0.04	0.03	0.02
MgO	1.70	0.73	0.82	3.21	2.29	2.93	3.57
CaO	1.50	1.91	1.78	7.77	4.19	6.22	6.22

Продолжение 2 таблицы 14

№№	7	8	9	10	11	12	13
	3664	3667	3670	9790	3608	3607	3604
Na_2O	5.00	3.54	3.70	2.50	3.10	2.95	3.46
K_2O	3.15	3.31	3.62	2.50	2.70	2.35	1.92
P_2O_5	0.11	0.05	0.05	0.50	0.23	0.37	0.32
H_2O^-	-	0.83	0.18	0.48	0.73	0.95	0.26
n.n.n.	3.09	1.17	0.58	1.81	2.72	2.20	0.53
Σ	98.67	99.89	99.29	99.43	100.38	100.12	99.4
Числовые характеристики по А.Н.Заварицкому							
a	11.0	12.6	12.8	9.3	11.2	10.7	10.6
c	1.8	2.3	2.1	7.5	5.3	7.0	6.3
b	9.0	4.9	3.5	20.5	8.2	12.2	13.3
s	78.2	80.2	81.6	62.8	75.3	70.1	69.8
Q	32.3	32.9	35.5	0.5	22.9	11.8	12.1

Продолжение таблицы 14

№№	20	21	22	23	24	25
	3471	4116	3263	3901	3688	
SiO_2	57.83	58.26	64.65	65.27	67.88	69.94
TiO_2	1.00	0.79	0.60	0.48	0.25	0.29
Al_2O_3	16.25	17.91	14.28	15.44	14.86	14.52
Fe_2O_3	4.63	3.99	3.82	2.50	2.05	2.46
FeO	3.22	2.17	0.47	1.75	0.93	1.07
MnO	-	0.03	-	0.03	0.03	0.05
MgO	3.29	2.45	2.95	2.46	1.28	0.63
CaO	6.56	7.61	5.10	2.87	4.25	3.20
Na_2O	4.36	3.66	3.62	2.76	4.00	4.23
K_2O	2.70	2.18	2.82	2.90	3.20	3.27
P_2O_5	0.46	0.52	0.56	0.27	-	-
H_2O^-	сл.	0.52	сл.	1.21	0.45	-
n.n.n.	0.14	1.04	0.50	2.93	0.31	0.39
Σ	100.44	100.24	99.37	100.87	100.75	100.05
Числовые характеристики по А.Н.Заварицкому						
a	13.4	12.4	11.9	10.6	13.6	13.8
c	4.0	7.2	3.5	3.5	4.8	2.6
b	16.5	6.9	11.3	9.8	5.4	5.5
s	66.1	73.5	73.3	76.1	76.2	78.1
Q	11.4	11.0	19.3	27.5	20.4	26.0

№	14	15	16	17	18	19
	3616	621в	1325	1006	675	3192
SiO_2	61.54	64.32	48.00	51.52	64.80	62.35
TiO_2	0.70	0.54	1.70	1.10	0.52	0.48
Al_2O_3	17.64	16.05	15.78	16.43	16.56	15.71
Fe_2O_3	4.84	3.13	6.60	9.58	3.80	4.30
FeO	0.61	1.58	4.50	1.75	1.32	1.32
MnO	-	0.03	0.16	0.06	0.07	0.07
MgO	1.84	1.99	3.36	2.51	0.72	2.50
CaO	4.83	4.25	9.97	8.51	4.70	5.82
Na_2O	3.46	3.87	4.32	4.25	4.00	4.25
K_2O	2.20	3.00	1.06	3.50	3.20	3.50
P_2O_5	0.43	0.24	-	-	0.15	-
H_2O^-	0.62	-	-	0.64	0.60	0.25
n.n.n.	1.32	0.71	-	1.08	0.68	-
Σ	100.06	99.74	97.45	100.57	100.52	100.55
Числовые характеристики по А.Н.Заварицкому						
a	11.3	12.9	11.1	14.7	13.7	14.2
c	6.1	4.4	5.2	3.9	4.4	3.2
b	8.7	8.4	26.4	20.6	7.0	12.7
s	73.9	74.3	57.3	60.8	74.9	69.9
Q	19.1	18.4	-12.8	-11.7	18.0	8.2

Опись анализов.

1 – риолит-пемзовый туф, между с.с.Сарыякуб и Н.Шоржа. Авт. Э.Х. Харазян, ан. ЦЛ ГУ Арм.ССР.

2 – риолит, поток у с.Н.Шоржа. Авт. Э.Х. Харазян, ан. ЦЛ ГУ.

3 – риолитовый туф, Зодский пер. Авт. Л.С. Меликян

4 – риолит, лава у Зейликского пер. Авт. Э.Х. Харазян, ан. ЦЛ ГУ.

5 – риолит, западн. подножье г.Сандухкасар. Авт. Э.Х. Харазян, ан. З.Ш. Гаспарян.

6 – перлит, верховье р.Ехегис. Авт. Э.Х. Харазян, ан. ЦЛ ГУ.

7 – риодацитовый игнимбрит, с.Сарыягуб. Авт. Э.Х. Харазян, ан. ЦЛ ГУ.

8 – игнимбрит, там же, переход к лаве. Авт. Э.Х. Харазян, ан. ЦЛ ГУ.

9 – риолит, лава выше игнимбрита, там же. Авт. Э.Х. Харазян, ан. ЦЛ ГУ.

10 – андезитобазальт, 1 км ЮВ с.Сарыягуб. Авт. Г.А. Казарян, ан. С.Чаталян.
11 – андезитодацит, прав.борт дол.р.Масрик у выс.2514.3 м. Авт. Э.Х. Харазян, ан. ЦЛ ГУ.
12 – андезит, там же, вверх по разрезу. Авт. Э.Х. Харазян, ан. ЦЛ ГУ.
13 – андезит, вершина выс.2514.3 м. Авт. Э.Х. Харазян, ан. ЦЛ ГУ.
14 – андезит, вершина прав.борта дол.р.Масрик, над с. Н.Шоржа. Авт. Э.Х. Харазян, ан. ЦЛ ГУ.
15 – дацит, вершина г.Кумур (3037.4 м). Авт. А.Г. Куюмджян, ан. Хим. лаб. ГУ Киргиз.ССР.
16 – базальт, восточный склон г.Таштн (2366.8 м). Авт. Г.А. Казарян, ан. С.Чаталян.
17 – андезитобазальт, прав.борт дол.р.Каракоюн. Авт. Г.А. Казарян, ан. С.Чаталян.
18 – дацит, в 3.5 км к Ю Зодского пер. Авт. А.Г. Куюмджян, ан. Хим.лаб. ГУ Киргиз.ССР.
19 – андезитодацит, г.Джочког (2272.2 м). Авт. Э.Х. Харазян, ан. ЦЛ ГУ.
20 – андезит, вершина г.Мредивар (3287.9 м). Авт. Э.Х. Харазян, ан. ЦЛ ГУ.
21 – андезит, левый борт дол. р.Бордара, над туфобрекчиями. Авт. Э.Х. Харазян, ан. ЦЛ ГУ.
22 – дацит г.Сибирнер (2525.5 м). Авт. Э.Х. Харазян, ан. ЦЛ ГУ.
24 – риодацит, ур.Бабаджанюрт, СВ скл.г.Варденис (3522.5 м). Авт. Э.Х. Харазян, ан. ЦЛ ГУ.
25 – риодацит, вершина г.Варденис (3522.5 м). Авт. С.С. Абовян, ан. Хим. лаб. ИГН АН Арм.ССР.

Микроструктура порфировая с долеритовой, местами пойкилоофитовой основной массой. Вкрапленники представлены оливином, основная масса сложена плагиоклазом, клинопироксеном, оливином, магнетитом. Иногда встречается апатит.

Четвертичная система. Четвертичные образования исследованной области представлены самыми разнообразными фациями – озерными, аллювиальными, пролювиальными, делювиальными, ледниковыми и др. отложениями, а также обширными покровами и потоками различных лав нижнечетвертичного, среднечетвертичного, верхнечетвертичного и современного возрастов.

Описание четвертичных образований удобно вести по отдельным генетическим типам.

Таблица15

Химические составы верхнеплиоценовых вулканических пород Варденисского нагорья

№№	1	2	3	4	5	6	7
	3221	3222	3223	3224	3225	3233	3401
SiO_2	49.26	48.00	48.68	50.00	49.59	49.12	50.94
TiO_2	0.48	1.53	1.53	1.53	1.53	0.48	1.77
Al_2O_3	18.07	18.67	15.76	16.00	15.05	16.92	17.24
Fe_2O_3	4.46	4.64	7.85	5.42	10.98	4.55	3.81
FeO	5.72	5.12	3.74	5.72	1.36	6.72	5.74
MnO	0.20	0.15	0.17	0.16	0.20	0.20	-
MgO	7.01	6.55	6.38	6.87	7.28	7.00	6.53
CaO	10.08	9.50	10.09	8.97	8.81	10.60	8.52
Na_2O	4.00	4.25	4.25	4.25	3.75	3.75	3.80
K_2O	1.25	1.25	1.25	1.05	1.25	1.75	1.00
P_2O_5	-	0.50	1.01	0.50	0.54	0.50	0.41
H_2O^-	0.28	0.31	0.06	0.10	0.30	0.08	сл
n.n.n.	-	0.24	0.04	0.06	0.10	0.08	0.01
Σ	100.81	100.74	100.81	100.63	100.74	100.65	99.77
Числовые характеристики по А.Н.Заварицкому							
a	10.7	11.5	11.2	10.9	10.5	10.7	9.9
c	6.7	6.9	4.8	5.1	4.5	5.7	6.6
b	26.6	25.1	28.2	26.9	29.5	28.7	23.7
s	56.0	56.5	55.8	57.1	55.5	54.9	59.8
Q	-16.1	-16.9	-15.6	-12.7	-14.5	-17.3	-6.8

Опись анализов

1 – долеритовый базальт, разв.с.Мадина, нижн.поток. Авт. Э.Х. Харазян, ан. С.Г.Чаталян

2 – долеритовый базальт, там же, второй поток. Авт. Э.Х. Харазян, ан. С.Г.Чаталян

3 – долеритовый базальт, там же, третий поток. Авт. Э.Х. Харазян, ан. С.Г.Чаталян

4 – долеритовый базальт, там же, четвертый поток. Авт. Э.Х. Харазян, ан. С.Г.Чаталян

5 – долеритовый базальт, там же, пятый поток. Авт. Э.Х. Харазян, ан. С.Г.Чаталян

6 – долеритовый базальт, на правом борту дол.р.Аргичи у серпантина шоссе дороги Мартуни-Ехегнадзор. Авт. Э.Х. Харазян, ан. С.Г. Чаталян

7 – долеритовый базальт, покров у с.Карвансара. Авт. Э.Х. Харазян, ан. С.Г. Чаталян.

Аллювиальные, аллювиально – пролювиально - делювиальные отложения. Представлены как древними накоплениями террас, расположенных на различных уровнях по склонам долин, так и отложениями современных рек. Они обычно состоят из хорошо окатанных галек и валунов разнообразных по составу пород, преимущественно из неоген-четвертичных лав, песков и глин. Древние речные террасы сохранились лишь на отдельных участках палеодолин крупных рек. Сопоставления данных о их высотных положениях показывают, что террасы эти расположены примерно на одних и тех же или близких абсолютных высотах.

Нижнечетвертичные пролювиальные отложения представлены песчано-галечными образованиями, сложенными из обломков среднеплиоценовых риодацитов, перлитов, пемз, реже темных андезитов мощностью около 30 м. Обнажены они в верховье р.Арпа из-под нижнечетвертичных андезитобазальтов Джермукского покрова.

Аллювиальные нижне-среднечетвертичные отложения слагают небольшой останец террасы площадью 0.7 кв.км на вершине правого борта долины р.Масрик, ниже с.Сарыягуб на высоте 120 м от уровня озера Севан до ее спуска. Это моноклинально падающий на СВ 10-15° пласт галечников с песчано-гравелистым, местами сильно окисленным ожелезненным цементом. Мощность не более 20-25 м. Обломки представлены различными амфиболовыми, амфибол-биотитовыми андезитами, андезитодацитами, дацитами нижнего-среднего плиоцена, игнимбритоподобными дацитами, риодацитами миоцена и вторичными кварцитами, яшмоидами эоцена. Терраса сама расположена на эродированной поверхности нижне-средне-плиоценовых амфибол-плагиоклазовых дацитов.

Аллювиально-пролювиальные нижне-среднечетвертичные отложения древнего конуса выноса палеодолины р.Астхадзор занимают все междуречье в районе нижне-среднечетвертичного базальтового вулкана Сардаривар, откуда рыхлые валунно-глыбовые, валунно-галечные отложения с небольшим (10-12°) наклоном и постепенно расширяющимся фронтом прослеживаются до побережья оз.Севан, занимая там все пространство между селами Астхадзор и Золакар. В верховьях палеодолины эти отложения залегают на нижне-среднеплиоценовых лавах и туфобрекчиях варденисской свиты, а на правом борту – также и на нижнечетвертичных оливи-

новых базальтах вулкана Сардаривар. К юго-востоку от с.Астхадзор они заливают шлаковое сооружение нижнечетвертичного базальтового вулкана Пепенот, а на южной окраине этого же села сами перекрываются верхнечетвертичными оливиновыми андезитобазальтами Астхадзорского потока.

Материал конуса в верховьях долины почти лишен слоистости. Это хаотическая смесь крупных, слегка окатанных валунов (до 3-4 м), глыб, хорошо окатанных более мелких (0.4-0.5 м) обломков и галечно-гравийно-песчаного материала общей мощностью до 30-40 м.

Вниз по течению реки появляется грубая косая слоистость.

В составе обломков принимают участие разнообразные вулканические породы: плиоценовые амфибол-плагиоклазовые андезиты, дациты, нижнечетвертичные оливиновые андезитобазальты, верхнеэоценовые полосчатые риолит-фельзитовые порфиры, их туфобрекчии, темные андезиты и другие гидротермально измененные породы.

В районе между селами Астхадзор и Золакар мощность этих отложений превыщает 50-60 м. Здесь они перекрыты верхнечетвертичными-современными галечными, галечно-суглинистыми, суперпесчанистыми террасовыми отложениями оз.Севан.

Аллювиальные средне-верхнечетвертичные отложения распространены на левом борту долины р.Варденис, между III и IV шахтами Арпа-Севанского тоннеля, где они слагают террасу высотой 60 м. Представлены эти отложения галечниками, песками мощностью до 35 м. Они залегают на среднеплиоценовых андезитах, андезитодацитах и средне-верхнечетвертичных андезито-базальтах, андезитах.

Аллювиально-пролювиальные верхнечетвертичные отложения представлены галечниками, песками и суглинками, слагающими II террасу озера Севан (высотой 45 м) между селами Золакар и Варденик. Мощность их 35 м. Они перекрываются верхнечетвертичными-современными отложениями, слагающими I террасу оз. Севан.

Аллювиальные верхнечетвертичные отложения, представленые валунно-галечными образованиями, распространены в верховьях р.Масрик, где слагают надпойменную I террасу высотой 30м. Мощность их 30 м. Они залегают на среднечетвертичных ба-

зальтах, андезитобазальтах и перекрываются современными аллювиально-пролювиальными отложениями.

Аллювиально-пролювиальные верхнечетвертичные и современные отложения представлены галечниками, песками и суглинками, слагающими I террасу оз. Севан (высотой 25 м) между селами Вагашен и Цовинар, мощностью 40 м. Они перекрываются современными аллювиально-пролювиальными отложениями.

Современные аллювиальные и аллювиально-пролювиальные образования представлены галечниками, валунами, глыбами, песками и суглинками, слагают днища долин крупных рек. Широкие поля этих образований наблюдаются в низовьях рек Мартуни, Варденис, где мощность их достигает 50 м.

Пролювиально-делювиальные и делювиальные современные отложения накапливаются в отрицательных формах рельефа вследствие воздействия временных водотоков и гравитационного сползания продуктов выветривания вниз по склонам долин. Шлейфы и языки глыбового делювия постепенно перемещаются вниз и переходят в предгорных плато в щебнисто-суглинистые отложения, а далее в равнинах – в относительно однородные суглинки или глины. Местами мощность делювиальных образований достигает нескольких десятков метров. Делювиально-пролювиальные отложения характеризуются грубым, плохо окатанным и плохо отсортированным материалом: накоплениями щебня, дресвы, реже галек, валунов, глыб, заключенных в гравийно-песчано-суглинистой массе.

Из ледниковых и водно-ледниковых верхнечетвертичных отложений на Варденисском нагорье Э.Х.Харазяном отмечается только самое последнее – вьюрмское оледенение. Типичные моренные и моренно-флювиогляциальные отложения развиты в бассейнах верховьев рек Варденис (в районе III шахты Арпа-Севанского тоннеля и выше), Майрару (к югу от вулкана Люльтаг), Бойдара (на северных подступах к массиву Сандухкасар), Арпа (в распадке между четвертичными вулканами Жиллигель и Семасар), в долинах правых притоков р.Арпа и на восточных подножьях массива г.Сандухкасар.

Сложены эти образования гигантско-глыбовыми (до 10-20 м) грубообломочными, совершенно неокатанными хаотическими нагромождениями поверхностной морены в русле рек (долина р. Варденис) или же лентовидными покровами (мощность 20-30 м) –

на склонах троговых долин. В верховьях всех вышеупомянутых рек сохранились фрагменты типичных каров (иногда двухъярусных) с многочисленными мелкими каровыми озерами.

Главная масса обломков моренно-флювиогляциальных отложений представлена лавовыми и туфообломочными породами плиоценового разреза.

В бассейне р.Арпа следы древнего оледенения зафиксированы экзарационными формами, приуроченными к вершинам, откуда ледники спускались в долины рек, оставляя донные, боковые и конечные морены. За последними следуют флювиогляциальные валунно-галечные отложения, которые образуют высокие террасы в ряде мест речных долин.

Верхнечетвертичные современные оползневые отложения. Эти образования, развивающиеся при активном участии грунтовых и инфильтрационных вод, отмечаются во многих местах изученной территории, но особенно широко развиты в верховье р. Арпа. Представлены валунно-глыбовыми щебнисто-суглинистыми образованиями мощностью до 40 м.

Современные озерные отложения – гравийно-песчаные образования мощностью до 30 м, приурочены к южной прибрежной полосе (шириной до 1 км) озера Севан.

К современным отложениям относятся также небольшие покровы известковых туфов (травертинов), распространенные только на южном склоне Варденисского хребта, в окрестности с.Шатин.

По вещественному составу среди травертинов выделяются чистые карбонаты без примеси постороннего обломочного материала и брекчиевидные травертины с обломками различных других пород.

Вулканические образования. Четвертичный вулканизм на исследованной территории проявился очень интенсивно. Лавы базальтового, андезитобазальтового, андезитового составов в виде обширного плаща-покрова бронируют северные подножья Варденисского хребта, слагают крупное Джермукское плато, заполняют большинство речных долин этой территории (Аргичи, Астхадзор, Варденис, Арцванист, Гжей, Масрик, Ехегис, Арпа, Тертер и др.).

Большинство вулканических центров представлено крутосклонными (до 35-37°) правильными или усеченно-конусовидными,

округлыми в плане насыпными сооружениями, целиком сложенными свежими (черными) или окисленными (кирпично-красными) вулканическими шлаками, бомбами, лапиллями, песками, пеплами. Этот материал, как правило, имеет рыхлое грубослоистое сложение с периклинальным залеганием слоев. Каждый слой с грубой механической отсортировкой вверх по разрезу от более крупных обломков к более мелким фактически соответствует одному отдельному акту взрывной деятельности вулкана. У некоторых наиболее крупных вулканов насчитывается более сотни таких слоев (Севкар, Армаган и др.).

Первая попытка более или менее дробного расчленения четвертичного лавового комплекса исследованной территории принадлежит К.Н. Паффенгольцу (1931), который выделил лавы пяти возрастов, соответствующих циклам общего поднятия всего Кавказа в догюнцскую (лавы типа А), гюнц-миндельскую (Б), миндель-рисскую (С), рисс-вьюрмскую (Д) и послевьюрмскую (Е) эпохи.

На данной территории присутствуют только четыре последний типа лав, залегающих на террасах с высотами соответственно до 250 м, 150 м, 120 м и на самой нижней надпойменной террасе высотой 4-7 м. Возраст террас был определен на основании аналогии их с одновысотными террасами долины р.Асса на Северном Кавказе (Ренгартен, 1925).

За основу возрастного расчленения четвертичных лав нами взята вышеупомянутая схема с некоторыми существенными поправками.

Четвертичные вулканиты исследованной области подразделяются на нижнечетвертичную, нижне-среднечетвертичную, среднечетвертичную, средне-верхнечетвертичную, верхнечетвертичную, верхнечетвертично-современную и современную возрастные группы.

Нижнечетвертичные лавы. В эту возрастную группу входят базальт-андезитобазальтовые, реже андезитовые покровы, занимающие обширные площади территории Варденисского нагорья. Это пироксен-оливиновые пятнистые базальты и андезитобазальты наиболее эродированных вулканов Путпутакар (площадь излившихся лав 10 кв.км), группы Сардаривар (26 кв.км), оливин-плагиоклазовые, пироксеновые и амфибол-плагиоклазовые андезито-

базальты Джермукского плато (150 кв.км) и андезиты вулкана Гетик.

Пироксен-оливиновые пятнистые базальты и андезитобазальты выходят из-под северного основания вулкана Путпутакар и в северном направлении вдоль левого борта долины р.Дашти прослеживаются до района с.Геховит на расстоянии около 9 км. Максимальная мощность потока наблюдается к ЮВ от с.Лернашен (55 м). Мощность во фронтальной части потока не превышает 15 м. Порода среднезернистая, серая, темно-серая, пятнистая. Светлые округлые небольшие (1.5-2 см) пятна хаотически разбросаны в темной массе. Отдельность мелкоглыбовая, реже плитчатая. Местами наблюдаются измененные темно-буро-зеленоватые участки. В верхней части покрова пятнистость почти полностью исчезает, окраска породы становится серо-синеватой.

Микроструктура пятнистого базальта порфировая с полнокристаллической микродолеритовой или гиалопилитовой структурами основной массы.

Вкрапленники представлены плагиоклазом (до 10-12% общего объема), клинопироксеном (5-6%), оливином (до 2.5%), очень редко сильно опацитизированной базальтической роговой обманкой. Полнокристаллическая основная масса сложена плагиоклазом (до 55%), клинопироксеном (до 35%) магнетитом и апатитом и чешуйками биотита. В гиалопилитовой основной массе содержание светло-бурого, буро-коричневого стекла составляет 40-50%, а в эксплозивных продуктах возрастает до 75-80%. Химический состав этой породы приведен в таблице 15.

Лавы группы вулканов Сардаривар (Сардаривар, Тапак, Хрбекнер) простираются в северном направлении и достигают района с.Золакар. Максимальная мощность (до 85м) наблюдается на левом берегу ручья Селава, западнее шахты IV Арпа-Севана. Здесь хорошо видно, что пятнистость связана с основанием и средней частью потоков. От вышеописанных лав Путпутакара эти породы отличаются полным отсутствием вкрапленников плагиоклаза и меньшим развитием клинопироксена. В основной массе большое развитие имеют мелкие зерна оливина. Химический состав приведен в таблице 15.

Оливиновые базальты и пиороксеновые андезитобазальты Субатанского покрова – это серые, темно-серые, синеватые, буро-

ватые, мелкопористые яснокристаллические породы с преобладающей глыбовой, крупноглыбовой отдельностью. Они бронируют все пространство между палеогеновым выступом хр.Демер (на востоке) и Карчахпюрским языком Поракского верхнечетвертичного потока (на западе). Отдельными небольшими выходами (площадью до 1 кв.км) эти лавы выходят из-под наиболее молодого потока Порака южнее кочевки с.Советакерт между субвулканическими массивами Марал и Дали, на северо-восточном подножье самого вулкана Порак и к западу от вул.Арегон.

Предполагаемые центры указнных лав находятся в водораздельной зоне Варденисского хребта. Одним из них является, наверное, шлаковый вулкан Тейлерунк (2965.9 м) и безымянный лавовый вулкан района коч.Советакерт.

Поверхность Субатанского лавового покрова мелкохолмистая, многоступенчато спускающаяся к северу. Фактически каждая из шести ступеней соответствует отдельному лавовому излиянию мощностью от 6-8 м (нижняя ступень) до 50-55 м (последняя верхняя ступень). До северного подножья Варденисского хребта достигают только нижние 2-3 покрова. В районе с.Субатан эти лавы плавно обтекают выступы палеогеновых пород.

Первые два покрова Субатанских лав по петрографическому и химическому составам соответствуют оливиновому базальту (таб. 16). Микроструктура этих пород порфировая с вкрапленниками светлого свежего оливина (до 1.2 мм) и, реже, крупного (до 2.5 мм) призмовидного округло-оплавленного плагиоклаза. Основная масса породы мелкозернистая микролитовая, представляет собой тонкий войлок из призмочек плагиоклаза, пироксенов, зерен магнетита и светло-бурого стекла.

Остальные верхние покровы Субатанских лав представлены пироксеновым андезитобазальтом. Структура афировая или олигофировая с очень редкими вкрапленниками мелких (до 0.7 мм) желтовато-зеленоватых клинопироксенов. Структура основной массы аллотриоморфнозернистая полнокристаллическая или микролитовая.

Амфиболовые, оливин-пироксеновые андезитобазальты и андезиты Джермукского покрова бронируют все пространство между курортом Джермук, оз.Алагел и бассейном верховьев р.Ехегис. Этот покров является сложным переплетением многократных

(более 3-4 раза) лавовых излияний крупных вулканов Чагатсар (3334.6 м), Семасар (3384.9 м), Кяжсар (3148.9 м), Жиллигель (2953 м), Анншмар и многочисленных других мелких вулканических центров, разбросанных на Джермукском плато. Северо-восточнее вулк.Семасар поверхность лавовых покровов переработана ледниками, оставившими на их поверхности мощные накопления моренно-флювиогляциальных отложений.

Амфиболовые андезитобазальты и андезиты Чагатсара-Семасара – это серые, темно-серые, черные кварцсодержащие породы с глыбовой и плитчатой отдельностью. Структура порфировая с микролитовой или гиалопилитовой основной массой. Вкрапленники представлены крупным (до 1.6 мм) плагиоклазом (2% всего объема), клинопироксеном (1.3%) и базальтической роговой обманкой (до 2%).

Встречаются также редкие мелкие зерна оливина и большие (до 1-1.5 см) оплавленные зерна кварца с пироксеновой каймой. Основная масса породы сложена мелкопризматическим плагиоклазом (до 40% объема основной массы), клинопироксеном (15-20 %), магнетитом и буроватым стеклом (до 60%). Химический состав отражен в таблице 16.

Оливин-пироксеновые андезитобазальты и андезиты относятся к излияниям Жиллигеля и Анншмара, причем у последнего вулкана в ходе развития наблюдается постепенное уменьшение кислотности излившегося материала от пироксенового андезита к оливиновому андезитобазальту. Макроскопически эти лавы те же серые, темно-серые микропористые плотные породы с преобладающей глыбовой отдельностью. Микроструктура порфировая с гиалопилитовой, микролитовой основной массой.

В роли вкрапленников выступают плагиоклазы (до 2.5% всего объма), клинопироксены (1.5%),кварц и, реже, оливин. Основная масса сложена плагиоклазом, клинопироксеном, магнетитом и темным стеклом. Химические составы описываемых лав приведены в таблице 16.

Андезитами сложены лавы вулкана Гетик, залегающие на IV террасе р.Ехегис. Они протягиваются более 7 м, достигая окрестностей с.Гюмдуз.

Таблица 16

Химические составы нижнечетвертичных эффузивных пород Варденисского нагорья

№№	1	2	3	4	5	6	7
	3242	3244	3238	3240	3250	3251	3254
SiO_2	50.80	50.50	52.07	53.11	53.98	54.50	48.10
TiO_2	1.16	0.87	1.32	0.44	0.68	1.15	1.15
Al_2O_3	16.56	16.35	15.14	17.87	18.60	16.14	16.29
Fe_2O_3	7.73	12.00	6.98	5.36	3.93	6.20	7.42
FeO	1.54	2.75	0.76	2.74	2.02	2.95	3.86
MnO	0.07	0.03	0.14	0.15	0.20	0.07	0.10
MgO	2.92	1.83	5.63	3.65	3.38	3.12	4.85
CaO	11.56	8.15	9.27	8.47	7.84	8.70	10.96
Na_2O	3.55	3.66	4.43	4.00	4.00	3.59	3.66
K_2O	1.02	2.45	2.00	2.00	2.80	1.94	0.80
P_2O_5	0.85	0.82	0.65	0.69	0.50	0.72	0.96
H_2O^-	0.03	0.02	0.10	0.60	0.16	сл.	0.03
n.n.n.	1.75	0.20	0.55	0.52	0.64	0.55	1.58
Σ	99.54	99.63	99.04	99.60	99.73	99.63	99.68
Числовые характеристики по А.Н.Заварицкому							
a	19.9	12.1	12.6	12.2	12.9	10.9	9.6
c	6.67	5.4	3.7	6.4	5.3	5.5	6.5
b	21.7	21.7	23.8	18.4	17.1	19.0	26.2
s	61.7	60.3	59.9	63.1	64.7	64.5	57.7
Q	-9.1	-6.6	-9.1	-5.7	-1.7	1.6	-10.3
	г.Сардаривар		г.Путпутакар		г.Тапак		г.Сардаривар

Продолжение 1 таблицы 16

№№	8	9	10	11	12	13	14
	3475	768	719	А-65	$А-65_1$	А-66	$А-66_1$
SiO_2	48.97	50.50	55.24	55.20	55.57	55.77	58.65
TiO_2	1.35	0.17	0.75	0.72	0.72	0.66	0.68
Al_2O_3	18.62	23.57	17.55	16.98	17.17	17.17	16.79
Fe_2O_3	3.82	5.47	5.74	3.40	4.08	3.23	3.88
FeO	4.69	3.04	3.34	3.50	2.60	2.42	1.88
MnO	-	0.06	0.17	0.12	0.11	0.10	0.10
MgO	5.86	2.72	3.26	3.78	3.88	3.88	3.88
CaO	9.94	6.76	6.82	7.57	6.59	6.31	6.03
Na_2O	4.12	4.68	4.28	4.06	4.33	4.00	4.18
K_2O	1.00	2.22	2.85	2.80	2.90	3.00	2.95
P_2O_5	0.64	-	-	0.69	0.69	0.50	0.50
H_2O^-	сл.	-	-	0.16	0.22	0.15	0.18
n.n.n.	1.15	0.20	0.44	1.13	1.01	0.39	0.67
Σ	100.16	99.44	100.74	100.11	99.87	100.28	100.35
Числовые характеристики по А.Н.Заварицкому							
a	11.0	14.5	13.8	13.3	14.0	13.3	13.8
c	7.5	8.9	5.0	4.9	4.7	4.9	4.5
b	23.5	14.1	17.0	17.3	16.4	14.4	14.8
s	58.0	62.5	64.2	64.5	64.9	67.4	66.9
Q	13.5	-12.9	0.6	1.5	-2.9	3.3	1.7
	г.Сардаривар		лавы вулкана Жиллигель				

Продолжение 2 таблицы 16

№№	15	16	17	18	Опись анализов:
	А-874	А-875	131	737	
SiO_2	59.75	59.87	54.73	54.32	1- базальт, вулк.Путпутакар. Авт.Э.Х.Харазян, ан.ЦЛ ГУ
TiO_2	0.66	0.63	0.90	0.69	2- базальт, лава вулк. Сардаривар(2759.7м). Авт.Э.Х.Харазян, ан.ЦЛ ГУ
Al_2O_3	16.60	16.67	18.76	17.10	3- базальт,там же, верхний покров. Авт.Э.Х.Харазян, ан.ЦЛ ГУ
Fe_2O_3	3.62	3.67	6.31	5.60	4- андезитобазальт, лава вулк. Путпутакар. У дор.Мартуни-Ехегнадзор Авт.Э.Х.Харазян, ан.Н.И.Иванян

Продолжение 3 таблицы 16

№№	15	16	17	18	Опись анализов:
	А-874	А-875	131	737	
FeO	1.93	1.88	2.01	2.80	5- андезитобазальт, бомба вулк. Тапак. Авт.Э. Х. Харазян, ан. Н. И. Иванян
MnO	0.09	0.10	0.04	0.16	6- андезитобазальт, лава вулк. Тапак. Авт.Э.Х.Харазян, ан. ЦЛ
MgO	3.17	2.66	3.98	4.27	7- базальт, лава на вершине вулк. Покр Хрбекиер. Авт. Э.Х. Харазян, ан.ЦЛ ГУ
CaO	5.41	5.69	7.21	8.17	8- базальт, лава на вершине вулк. Сардаривар.Авт.Э.Х. Харазян, ан. ЦЛ ГУ
Na_2O	4.20	4.20	4.00	4.14	9- базальт, лава у с.Кяркибаш. Авт. К.Г. Ширинян
K_2O	3.50	3.44	2.38	2.65	10- андезитобазальт, лава на вершине вулк.Жиллигель. Авт. К.И. Карапетян.
P_2O_5	0.56	0.58	-	-	11- андезитобазальт, лава на вершине вулк.Жиллигель. Авт. К.И. Карапетян.
H_2O^-	0.25	0.24	0.03	0.10	12- андезитобазальт, лава там же. Авт. К.И. Карапетян.
n.n.n.	0.63	0.27	0.20	0.10	13- андезитобазальт, лава вулк. Жиллигель, в верховьях р.Арпа. Авт. К.И. Карапетян.
Σ	100.37	99.90	100.55	100.10	14- андезит, лава вулк. Жиллигель, там же. Авт.К.И.Карапетян
Числовые характеристики по А.Н.Заварицкому					15- андезит, лава вулк. Жиллигель, у кур.Джермук. Авт. К.И. Карапетян
a	14.3	14.3	12.6	13.1	16- андезит, лава вулк. Жиллигель, там же. Авт.К.И.Карапетян
c	3.9	4.1	6.7	4.9	17- андезитобазальт Джермукского вулкана. Авт. А.А. Адамян, ан. С.Г. Чаталян
b	12.9	12.5	16.6	20.0	18- андезитобазальт, лава на вершине вулк.Чагатсар (3148.9 м) Авт.К.И.Карапетян, ан. А.Петросян.
s	68.9	69.1	64.1	62.2	
Q	5.5	5.5	-3.7	-6.9	

Макроскопически – это серые, синевато-серые крупноглыбовые породы с редкими включениями зеленоватых пироксенов. Микроструктура порфировая с микролитовой-гиалопилитовой ос-

новной массой. Во вкрапленниках отмечены плагиоклаз (до 3%), клинопироксен (до 2%), базальтическая роговая обманка (до 2.5%), редкие крупные (до 4-5 мм) оплавленные зерна кварца и мелкие оливины. В составе основной массы участвуют плагиоклаз, клинопироксен, рудный минерал и вулканическое стекло. Химический состав отражен в таблице 16.

Нижне-среднечетвертичные лавы. В эту группу входят базальт-андезитобазальтовые покровы вулканов Кисландж (3325.0 м), Терук (3247.7 м), Норатух и Нораканун, бронировавшие верхние части левого борта р.Ехегис и заполнившие палеодолину р.Бойдара на северном склоне Варденисского хребта. Общая площадь всех выходов около 33 кв.км.

В отличие от нижнечетвертичных покровов эти лавы изливались в уже расчлененную эрозией поверхность послеверхнеплиоценового пенеплена. Отдельные языки лавы спускаются в сторону долины р.Ехегис, а большая ее масса заполняет долину р.Бойдара.

Андезитобазальтовые лавы палеодолины р.Бойдара берут начало у северного основания вулк.Кисландж. Порода темно-серая плитчатая с многочисленными включениями округлых кристаллов водяно-прозрачного кварца. Более ранние продукты вулкана, обнаженные на правом борту долины, заметно крупнозернистые с редкими выделениями оливина. На верхах левого борта р.Ехегис порода южных потоков Кисланджа серая, мелкозернистая с крупноглыбовой отдельностью. В районе вул.Терук отдельность слегка окисленных лав глыбово-плитчатая. Лавы вул.Норатух серые оливинсодержащие с крупноглыбовой отдельностью. В районе вул. Нарекатун преобладают серые крупноглыбовые лавы с многочисленными крупными (до 3-4 мм) включенивми зеленоватых пироксенов.

Микроструктура описываемых пород порфировая с гиалопилитовой, микролитовой, реже полнокристаллической долеритоподобной основной массой. Вкрапленники представлены плагиоклазом, клинопироксеном (до 3.5%), оливином (до 1.5%), базальтической роговой обманкой (до 1%) и ксеногенным кварцем.

В строении основной массы лав вулканов Терук, Нарекатун и поздних более кислых потоков Кисланджа принимают участие плагиоклаз, клинопироксен, магнетит и темное вулканическое стек ло (50-70%). Долеритоподобная основная масса лав палеодолины

р.Бойдара сложена крупными плагиоклазами, местами пойкилоофитовым клинопироксеном, мелким оливином, магнетитом.

Химический состав лав этой группы приведен в таблице 17.

Таблица 17

Химические составы нижне-среднечетвертичных лав Варденисского нагорья

Обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO
182^B	59.78	0.78	16.45	2.90	2.91	0.07	3.44
2097	57.73	0.90	18.06	5.18	1.30	0.11	3.40
Обр.	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O^-	*п.п.п*	Σ
182^B	6.17	3.38	2.98	-	0.22	0.49	99.57
2097	5.72	3.75	2.00	-	0.14	1.56	99.85
	Числовые характеристики по А.Н. Заварицкому						
№№	*a*	*c*	*b*	*s*	*Q*		
182^B	12.0	5.2	13.6	69.2	9.2		
2097	11.7	6.8	12.4	69.1	8.0		
Опись анализов							
182^B	Андезит, лава вулк.Гетик, у разв. с.Джанни. авт.К.И.Карапетян						
2097	Андезит, лава вулк.Кисландж, на вершине. авт.К.И.Карапетян, ан.Т.Т.Авакян						

Среднечетвертичные лавы. В большую группу среднечетвертичных лав включены андезитобазальтовый поток вулкана Коч, расположенный на третьей террасе долины р.Ехегис, на высоте 120-130 м, амфиболовые андезиты вулкана Српудар, оливин-пироксеновые андезитобазальты вулканов Люльтаг (2600.0 м) и Кармидар (2376.6 м), оливиновые пятнистые базальты и андезито-базальты долин рек Масрик и Тартар, двупироксеновые и пироксен-плагиоклазовые андезитобазальты вулканов Саригагат (3069.7 м) и Мурадсар.

Андезитобазальтовый поток вул.Коч, шириной не более 0.3 - 0.5 км, вдоль левого борта р.Ехегис прослеживается вниз по течению реки на расстоянии около 12 км. Максимальная мощность достигает 80 м. Порода серая, мелкозернистая с глыбовой отдельностью. Микроструктура порфировая с вкрапленниками плагиоклаза, клинопироксена, реже оливина и ксеногенного кварца. Общее содержание всех вкрапленников около 4-5%. Микроструктура основной

массы микролитовая, гиалопилитовая с плагиоклазом, клинопироксеном, магнетитом и вулканическим стеклом (до 45%).

Крупнопорфировые амфибол-полевошпатовые лавы вулкана Српудар вытекают из-под основания шлаковой постройки (первые две порции) и из позднего лавового кратера северного подножья вулкана (третья порция). Лавы полностью заливают все междуречье рек Варденис и Сурпи. Максимальная мощность всех трех излияний 100-110 м. Это серые, слабосиневатые, иногда слегка окисленные розовато-серые крупнозернистые породы с многочисленными включениями белого полевого шпата и черного амфибола. Отдельность округлоглыбовая, матрацевидная. Микроструктура полифировая с общим содержанием всех вкрапленников до 25-30 %. Последние представлены плагиоклазом (до 12%), базальтической роговой обманкой (до 7%), клинопироксеном (до 1.5%), ксеногенным кварцем (до 5%) и реже оливином.

Основная масса породы имеет гиалопилитовую структуру, сложенную плагиоклазом (до 10%), опацитом (по-видимому, по роговой обманке), пироксеном и буроватым микрофельзитовым стекловатым агрегатом. Часто попадаются крупные (до 0.5 мм) кристаллы серо-буроватого апатита. Химический состав породы соответствует андезиту (таблица 18).

Андезитобазальтовые лавы группы вулканов Люльтаг-Кармирдар заливают пространство между с.с.Арцванист и Карчахпюр и на севере спускаются до южного побережья оз.Севан.

Лавы Люльтага серые плотные, крупнопорфировые с многочисленными включениями полевого шпата, пироксенов, базальтической роговой обманки. Отдельность пород крупноглыбовая до 4-5 м. Основная масса породы имеет микролитовую, гиалопилитовую структуру, состоящую из плагиоклаза, клинопироксена, магнетита и светлого стекла (объемом до 35%).

Лавы вулкана Кармирдар светло-серые, розовато-серые, более мелкозернистые с редкими включениями полевого шпата и зеленых минералов. Отдельность глыбовая, грубоматрацевидная. Под микроскопом во вкрапленниках обнаружены плагиоклаз (до 45%), клинопироксен и свежий оливин. Характер основной массы тот же, что и у лав Люльтага. Химический состав этих лав отражен в таблице 18.

Оливиновые пятнистые лавы бассейна р.Масрик связаны с излияниями вулканов Мегапарт (2851.0 м), Арегон, Артавазданист и других мелких шлаковых конусов. Сложное переплетение однообразных по составу потоков этих вулканов (Масрикский поток) прослеживается на расстоянии 17 км вниз по долине р.Масрик до окрестностей с.Варденис. Максимальная мощность наблюдается в среднем течении р.Масрик – до 55-60 м.

Характерной особенностью лав Масрикского потока является мелкопятнистое сложение, что обусловлено развитием мелких округлых (диаметром 1.5-2.5 мм), шаровидных выделений белого, светло-серого тонкозернистого вещества на общем темно-сером фоне.

Таблица 18

Химические составы среднечетвертичных лав Варденисского нагорья

№№	1	2	3	4	5	6	7	8
	3145	3148	2142	2119	2248	2112	2090	631
SiO_2	60.40	61.92	52.49	53.54	52.32	50.07	54.30	54.24
TiO_2	0.78	0.51	1.35	1.13	1.38	0.95	1.14	0.97
Al_2O_3	16.12	16.53	17.16	18.32	17.11	16.92	18.39	17.91
Fe_2O_3	3.93	4.29	7.37	6.72	5.24	7.96	7.93	3.35
FeO	2.99	1.76	1.79	1.29	2.56	1.12	0.64	4.93
MnO	0.07	0.08	0.15	0.11	0.07	0.13	0.15	-
MgO	1.63	2.57	5.01	4.17	5.47	4.40	1.97	3.80
CaO	5.96	4.96	8.37	7.65	8.52	10.01	6.35	7.84
Na_2O	3.90	4.25	4.00	4.00	4.75	4.50	4.00	3.60
K_2O	2.00	2.75	1.60	2.25	2.50	2.00	2.65	2.60
H_2O^-	0.05	0.08	0.14	0.15	-	0.05	0.12	0.56
n.n.n.	0.52	-	0.59	0.99	0.24	1.46	0.56	1.24
Σ	98.35	99.70	100.02	100.32	100.10	100.64	100.63	99.90
Числовые характеристики по А.Н.Заварицкому								
a	11.8	13.4	11.13	12.5	14.0	12.8	13.2	12.4
c	5.2	4.3	6.0	6.3	4.3	4.9	6.0	6.5
b	11.5	11.9	21.1	17.7	21.9	24.5	17.0	15.1
s	71.5	70.4	61.6	63.5	59.8	57.8	63.8	66.0
Q	14.2	9.7	-5.4	-4.3	-12.7	-14.9	-4.8	0.7

Продолжение 1 таблицы 18

№№	9	10	11	12	13	14	15	16
	734	2178	2243	754	758а-1	758а-2	134	655
SiO_2	50.80	51.19	53.60	51.38	48.86	51.39	54.40	55.36
TiO_2	0.28	1.38	1.30	1.05	1.05	0.83	1.10	0.83
Al_2O_3	19.02	19.28	18.12	17.70	17.41	18.29	18.05	17.94
Fe_2O_3	7.74	5.01	4.76	5.89	8.70	8.02	8.16	5.27
FeO	3.96	2.24	4.14	2.80	1.17	1.86	0.14	2.93
MnO	0.13	0.06	0.14	0.14	0.14	0.16	0.18	0.13
MgO	4.42	3.69	4.48	3.69	4.48	3.70	4.27	3.20
CaO	7.99	8.29	6.72	7.85	8.91	7.49	7.46	6.73
Na_2O	5.04	4.25	4.00	4.10	5.90	5.00	3.80	3.95
K_2O	1.03	3.37	32.35	3.30	5.00	2.25	2.12	3.19
H_2O^-	-	0.50	0.18	0.20	0.88	0.22	0.27	0.26
n.n.n.	-	0.64	0.75	0.61	2.78	0.65	0.52	0.60
Σ	99.79	100.63	99.75	99.50	98.61	99.86	100.47	100.39
Числовые характеристики по А.Н.Заварицкому								
a	12.9	14.6	12.7	14.1	18.7	14.7	11.5	13.7
c	5.6	4.5	6.2	5.1	2.6	5.2	6.5	5.4
b	21.8	20.3	17.1	20.4	21.0	19.6	18.6	16.0
s	59.7	60.6	64.0	60.4	57.7	60.5	63.5	64.9
Q	-12.0	-12.5	-3.6	-12.4	-24.6	-1.1	-2.5	-3.0

1- андезит, шлак, верш. вулк. Српудар (2439.1 м). Авт. Э.Х.Харазян, ан. ЦЛ ГУ.

2- андезит, лава из лавового кратера вулк.Српудар. Авт. Э.Х. Харазян, ан. С.Г.Чаталян.

3- андезитобазальт, лава из верш. вулк. Кармирдар (2376.6 м). Авт. К.И. Карапетян, ан. С.Г.Чаталян.

4- андезитобазальт, лава из верш. вулк. Мечиддар (2419.5 м). Авт. К.И. Карапетян, ан. Т.Авакян.

5- андезитобазальт, лава из вулк. Люльтаг, в 3 км севернее верш. Авт. К.И. Карапетян, ан. Т.Авакян.

6- базальт, лава из верш. вулк. Макенис (2310.0 м) Авт. К.И. Карапетян, ан. Т.Авакян.

7- андезитобазальт, шлак из верш. г.Сандухкасар (3454.0 м) Авт. К.И. Карапетян, ан. Т.Авакян.

8- андезитобазальт, лава из верш. Хорапор (2906.5 м). Авт. А.Г. Куюмджян, ан. Л.Оганесян.

9- оливин, базальт, лава Масрикского потока, в 5 км южнее с.Дашкенд, авт.Химич.сборник.

10- андезитобазальт, лава вулкана Дашкенд (к сев.г.2747.8м) Авт. К.И. Карапетян, ан. Т.Авакян.
11- андезитобазальт, лава верш. вулкана Арегон (2747.8м). Авт. К.И. Карапетян, ан. Т.Авакян.
12- базальт пятнистый, у с.В.Шоржа. Авт. Г.А. Казарян.
13- базальт пятнистый (пятна), лава вулк.Мегапарт (2851.0 м). Авт. Г.А. Казарян.
14- базальт пятнистый (внеш.масса), там же. Авт. Г.А. Казарян.
15- андезитобазальт, шлак вулк.Мурадсар (3214.1м). Авт. А.А. Адамян
16- андезитобазальт, лава из кратера вулк.Мурадсар. Авт. Г.А. Карапетян, ан. В.А. Бабаян.

Микроотдельность пород глыбовая, грубоплитчатая, а в шаровых разностях – округлоглыбовая, оскольчатая.

Совершенно аналогичное строение имеют андезитобазальтовые лавы долины р.Тартар.

Микроструктура пород Масрикского и Тартарского потоков порфировая с вкрапленниками плагиоклаза (до 2%), оливина, клинопироксена, реже базальтической роговой обманки и ксеногенного кварца. Структура основной массы микролитовая, гиалопилитовая, реже гиалиновая с плагиоклазом, клинопироксеном и темным вулканическим стеклом. Химические составы лав приведены в таб.18 (ан.9-14).

Лавы вулкана Мурадсар покрывают значительную площадь (40 кв.км). В южном и западном направлениях они прослеживаются на расстоянии более 12-13 км. Породы порфировые с вкрапленниками плагиоклаза, клинопироксена, реже базальтической роговой обманки и оливина. Структура основной массы микролитовая, гиалопилитовая с плагиоклазом, клинопироксеном, магнетитом и темным вулканическим стеклом.

Химический состав породы приведен в таблице 18.

Средне-верхнечетвертичные лавы. В эту возрастную группу включены андезитобазальты вулкана Трдатанист, расположенные на второй террасе р.Ехегис, андезитобазальты Джермукского потока, андезиты вулкана Гндеванк, андезитобазальты, андезиты вулкана Арпа-Севан №1, андезиты вулкана Амараш, андезитобазальт вулканов Клордар, Армаган и андезиты вулкана Гмбет.

Лавовый поток Трдатаниста вытекает из-под юго-восточного основания его шлаковой постройки. В районе г.Гетикванк, вливаясь в

долину р.Ехегис, этот поток узкой (до 0.7 км) полосой прослеживается до района с.Кавушуг на расстоянии более 10 км. Мощность в отдельных местах достигает 140-150 м. Порода серая, темно-серая мелкозернистая плотная с глыбовой, грубоплитчатой, в центральных частях потока – призматически-столбчатой отдельностями. Микроструктура порфировая с микролитовой, местами полнокристаллической основной массой. Во вкрапленниках развиты плагиоклаз (до 3%), оливин (1%), клинопироксен и реже кварц.

Таблица 19

Химические составы среднечетвертичных вулканических пород Варденисского нагорья

№№	1	2	3	4	5	6	7
	141в	А-898	А-921	3136	3139	3154	3259
SiO_2	54.16	51.73	52.54	53.31	53.00	56.20	53.80
TiO_2	1.03	0.98	0.92	0.81	0.93	0.95	0.85
Al_2O_3	16.74	17.62	17.43	20.19	20.56	16.76	17.80
Fe_2O_3	5.94	5.90	6.37	5.47	4.75	5.10	6.40
FeO	2.60	2.29	1.80	2.86	2.64	2.98	1.18
MnO	0.11	0.13	0.14	0.20	0.13	0.03	0.10
MgO	4.08	5.55	4.91	4.15	3.59	2.65	4.22
CaO	7.74	8.26	7.98	7.56	7.75	7.45	7.42
Na_2O	4.06	4.60	5.05	4.50	4.50	4.16	3.71
K_2O	2.62	2.29	2.57	2.75	2.75	2.69	2.69
P_2O_5	0.27	0.01	0.81	-	-	0.90	0.79
H_2O^-	0.12	0.08	0.07	0.07	-	0.40	сл.
n.n.n.	0.54	0.48	0.16	0.01	-	0.20	0.56
Σ	100.01	99.92	100.74	100.61	100.59	99.97	99.47
Числовые характеристики по А.Н.Заварицкому							
a	12.9	13.4	14.9	14.2	14.4	13.3	12.5
c	4.8	5.1	4.1	6.5	6.9	4.4	6.1
b	19.3	21.8	20.9	17.5	16.0	16.7	17.5
s	63.0	59.7	60.1	61.8	62.7	65.6	63.9
Q	-4.6	-12.4	-13.7	-0.5	-10.3	0.2	-3.3

Продолжение таблицы 19

№№	8	9	10	11	12	13	14
	102	3257a	3258	3318	3507	832	2233
SiO_2	52.50	55.42	59.90	60.20	60.28	56.95	51.3
TiO_2	1.20	0.58	0.88	0.77	0.85	0.79	0.9
Al_2O_3	19.46	17.02	14.57	14.80	15.40	17.04	18.1
Fe_2O_3	3.39	5.81	5.27	4.00	2.98	2.61	7.8
FeO	4.96	2.16	1.93	2.51	2.45	3.27	2.0
MnO	0.14	0.14	0.07	-	-	0.09	0.1
MgO	4.60	3.78	1.57	3.40	2.66	4.08	4.0
CaO	8.90	7.15	7.45	5.52	5.64	6.79	8.3
Na_2O	2.50	4.20	3.90	3.52	3.80	3.34	4.7
K_2O	1.80	2.50	2.52	3.03	3.02	3.75	2.1
P_2O_5	-	0.69	0.67	0.78	0.39	-	-
H_2O^-	-	0.08	сл.	сл.	сл.	1.74	0.0
n.n.n.	0.98	0.16	0.95	1.00	1.83	-	0.8
Σ	100.49	99.69	99.68	99.53	99.30	99.85	100.5
Числовые характеристики по А.Н.Заварицкому							
a	8.5	13.2	12.4	12.1	12.9	12.5	13.7
c	7.4	5.0	3.6	3.9	4.0	5.4	5.5
b	20.3	17.5	14.7	14.4	12.6	15.5	20.7
s	63.8	64.3	69.3	62.6	70.5	66.6	60.1
Q	3.2	-2.8	10.2	4.1	11.2	2.8	-12.8

1- андезитобазальт, лава Гюлидузского потока. Авт. К.И. Карапетян (Каталог вулканов...1979).

2- андезитобазальт, лава Гюлидузского потока. Авт. К.И. Карапетян (Каталог вулканов...1979).

3- андезитобазальт,там же. Авт.К.И.Карапетян (Каталог вулканов...1979).

4- андезитобазальт, лава вулк. Арпа-Севан №1, у с.В.Гезалдара. Авт. Э.Х. Харазян, ан. С.Г. Чаталян.

5- андезитобазальт, лава вулк. Арпа-Севан №1, у с.Вартеник. Авт. Э.Х. Харазян, ан. С.Г. Чаталян.

6- андезитобазальт, лава вулк. Арпа-Севан №1, у кладбища с.В.Гезалдара. Авт. Э.Х. Харазян, ан. С.Г. Чаталян.

7- андезитобазальты, лава вулк. Арпа-Севан №1, у IV шахты Арпа-Севанского тоннеля. Авт. Э.Х. Харазян, ан. ЦЛ ГУ.

8- андезитобазальт, лава вулк. Арпа-Севан №1, у с.В.Гезалдара (верхний поток). Авт. Э.Х. Харазян, ан.Н.И. Иванян

9- андезитобазальт, бомба вулк. Арпа-Севан №1. Авт. Э.Х. Харазян, ан. Н.И. Иванян.

10- андезит, лава вулк. Амараш (к северу от г.Азиз). Авт. Э.Х. Харазян, ан. ЦЛ ГУ.
11- андезит, лава вулк. Амараш (к северу от коч.Азизнер). Авт. Э.Х. Харазян, ан. ЦЛ ГУ.
12- андезит, лава вулк. Амараш. Авт. Э.Х. Харазян, ан. ЦЛ ГУ.
13- андезитобазальт, лава севернее г.Гмбет (2557.0 м). Авт. А.С. Гинзберг (1930).
14- базальт, лава вулк. Клордар (2369.0 м). Авт. К.И. Карапетян, ан. Т.Т. Авакян

Основная масса сложена микролитами плагиоклаза, клинопироксеном, магнетитом и темным вулканическим стеклом. Химический состав породы приведен в таблице 19 (ан. 1-3).

Совершенно аналогичное строение имеет Джермукский поток (длина 10 км, ширина 0.5-0.8 км, мощность до 80 м), который, однако, сложен породами чуть более кислого состава. Вкрапленники представлены плагиоклазом, клинопироксеном, базальтической роговой обманкой и ксеногенным кварцем.

Лавовый поток вулкана Гндеванк в западном и юго-западном направлениях стекает в долину р.Арпа и у с.Кечут запруживает реку. Далее вниз по Арпе этот поток продолжается по левому борту в виде узкого длинного языка протяженностью до 15 км. Отличается Гндеванкский поток хорошей столбчатой отдельностью. Микроструктура породы порфировая с вкрапленниками плагиоклаза, клинопироксена, базальтической роговой обманки, реже ортопироксена и кварца. В микролитово-гиалопилитовой основной массе принимают участие плагиоклаз, клинопироксен, магнетит, вулканическое стекло, апатит.

Все нижнее течение р.Варденик на протяжении 10 км заполнено андезитобазальтовыми лавами вулкана Арпа-Севан №1 (ширина покровов 1-2.5 км, площадь 13 кв.км). Здесь выделяются два потока. Нижний, мощностью 13-15 м, представлен серыми, темно-серыми плотными породами с включениями пироксенов. Отдельность глыбовая (на самом верху), столбчатая (в середине потока) и грубоплитчатая (в основании). Более маломощный (до 7-8 м) верхний поток отличается крупноглыбовой (до 3-4 м) отдельностью и относительно мелкозернистым сложением.

Микроструктура пород порфировая с вкрапленниками плагиклаза, клинопироксена, опацитизированной базальтической роговой обманки, реже оливина. В гиалопилитовой основной массе принимают участие все вышеперечисленные минералы и черное вулканическое стекло (до 60% общего объема).

Глыбовая серая, темно-серая лава вулкана Амараш с вершины левого борта долины р.Варденик прослеживается до Арпа-Севанских вулканов на расстоянии около 7 км, далее сворачивает на юг и продолжается вверх по долине левого составляющего р.Варденик на расстоянии еще 3-4 км. Общая площадь лав Амараша – 6 кв.км. Микроструктура породы порфировая с вкрапленниками базальтической роговой обманки (до 3-4%), клинопироксена (2.5-3%) и реже плагиоклаза. Микролитово-гиалопилитовая основная масса сложена плагиоклазом, мелким опацитом (видимо, по роговой обманке), магнетитом, гиперстеном, апатитом и бурым вулканическим стеклом (30-35%). Химический состав породы соответствует андезиту (таблица 19).

Лавы вулкана Гмбет простираются в северо-западном направлении до района вулкана Кармирдар, где плавно, обтекая конус последнего с восточной стороны, прослеживается на расстоянии около 3 км.

Порода темно-серая, микропористая с микроплитчатой отдельностью. Макроотдельность – крупноглыбовая (3-4 м). Структура порфировая с вкрапленниками плагиоклаза, клинопироксена, редкой базальтической роговой обманки и частым оплавленным кварцем. Гиалопилитовая основная масса на 50-60% сложена буроватым вулканическим стеклом. Химический состав породы приведен в таблице 19 (ан. 1-3).

Верхнечетвертичные лавы. В эту группу включены андезитобазальт-андезитовые потоки вулканов Севкар и Северный Севкар (на западном конце Варденисского хребта), Арпа-Севан №2, Гейсар, Покр Коч (в верховьях р.Ехегис), относительно маломощные лавовые языки оливиновых андезитобазальтов ур.Эшак-Мейдан (на вершине правого борта р.Мартуни) и долины р.Астхадзор, а также небольшие излияния основных и средних лав вулканов водораздельной зоны – Болорака, Хлиса, Карглуха, Кмахка и др.

Таблица 20

Химические составы верхнечетвертичных лав Варденисского нагорья

№№	1	2	3	4	5	6	7
	3232	3276	3390	3133	758	3195	3208
SiO_2	58.45	57.70	58.50	57.20	59.00	53.90	53.13
TiO_2	0.89	0.80	1.25	0.69	0.55	1.29	1.70
Al_2O_3	16.48	17.30	17.49	18.08	13.00	18.30	16.57
Fe_2O_3	3.85	2.94	2.62	4.51	6.95	4.89	6.47
FeO	3.45	3.93	3.78	3.08	4.26	3.57	1.52
MnO	-	-	-	0.09	0.13	0.07	0.14
MgO	2.90	3.50	2.48	3.04	2.86	3.99	2.72
CaO	6.32	6.72	6.50	6.32	7.65	7.45	7.93
Na_2O	3.57	3.57	4.24	4.25	3.56	3.69	4.56
K_2O	2.18	2.00	2.64	3.00	2.32	1.67	2.22
P_2O_5	0.63	0.71	0.50	-	-	0.78	0.74
H_2O^-	сл.	0.10	сл.	0.20	0.40	сл.	сл.
n.n.n.	0.64	0.45	0.42	-	-	0.55	0.64
Σ	99.36	99.72	100.42	100.46	100.68	100.1	98.40
Числовые характеристики по А.Н.Заварицкому							
a	11.2	10.9	13.3	13.9	10.7	11.0	12.8
c	5.8	6.5	5.3	5.3	3.1	7.1	4.4
b	13.9	14.5	12.9	14.5	10.6	17.2	16.4
s	69.1	68.1	68.5	66.3	65.6	64.7	66.1
Q	10.0	7.9	5.1	-0.5	6.7	0.3	-1.9

Продолжение 1 таблицы 20

№№	8	9	10	11	12	13	14
	3212	3217	3315	3448	3440	3442	2118
SiO_2	53.45	52.67	52.44	53.50	54.45	53.14	55.52
TiO_2	1.63	1.57	1.60	1.50	1.35	1.10	0.90
Al_2O_3	16.36	16.77	15.96	17.20	16.25	17.00	17.91
Fe_2O_3	6.39	5.37	5.39	3.87	8.77	5.19	5.05
FeO	1.59	2.66	2.35	4.20	0.21	3.60	2.08
MnO	0.14	0.14	0.14	-	-	-	0.12
MgO	2.99	4.04	3.87	3.29	3.87	3.69	4.43
CaO	7.44	8.05	8.05	8.48	7.32	7.56	7.04
Na_2O	4.62	4.71	4.02	4.40	4.06	4.66	4.25
K_2O	2.20	2.22	2.20	1.92	2.28	2.42	3.25
P_2O_5	0.85	0.85	0.87	0.69	0.64	0.79	-
H_2O^-	0.35	сл.	0.25	сл.	сл.	сл.	0.01
n.n.n.	0.55	0.19	0.65	0.36	0.27	0.24	0.19
Σ	98.56	99.24	97.79	99.41	99.47	99.39	100.75
Числовые характеристики по А.Н.Заварицкому							
a	13.9	13.6	12.5	12.7	11.1	13.9	14.1
c	4.4	4.5	4.9	5.5	5.8	4.7	4.9
b	17.5	20.3	19.4	18.3	18.1	19.1	17.5
s	64.2	31.6	63.2	63.5	65.0	62.3	63.5
Q	-4.0	-8.5	-3.5	-3.9	2.0	-7.9	-6.1

Продолжение 2 таблицы 20

№№	15	16	17	18	19	
	3460	3403	34.55	3456	3459	1- андезит, бомба вулк. Севкар. Авт. Э.Х. Харазян, ан. ЦЛ ГУ
SiO_2	57.44	60.56	57.91	53.53	52.90	2- андезит, лава вулк.Северн.Севкар. Авт. Э.Х. Харазян, ан. ЦЛ ГУ
TiO_2	1.25	0.95	0.95	1.53	1.50	3- андезит, лава вулк. Севкар. Авт. Э.Х. Харазян, ан. ЦЛ ГУ
Al_2O_3	17.00	16.00	16.15	17.69	17.44	4- андезит, лава вулк. Арпа-Севан №2. Авт. Э.Х. Харазян, ан. ЦЛ ГУ
Fe_2O_3	6.90	4.33	6.17	4.18	4.06	5- андезит, лава вулк.Гейсар. Авт. К.И. Карапетян, ан. Г.Джрбашян
FeO	1.40	1.56	2.45	3.78	4.48	6- андезитобазальт, лава р-на г.Крчовдар (2524.7м). Авт. Э.Х. Харазян, ан. ЦЛ ГУ
MnO	-	-	-	-	-	7- андезитобазальт, лава у с.Астхадзор. Авт. Э.Х. Харазян, ан. ЦЛ ГУ
MgO	2.83	2.32	2.25	3.61	3.64	8- андезитобазальт, лава средн.теч.р.Астхадзор. Авт. Э.Х. Харазян, ан. ЦЛ ГУ
CaO	6.00	4.92	6.72	7.80	8.24	9- андезитобазальт, лава ур.Эшак-Мейдан. Авт. Э.Х. Харазян, ан. ЦЛ ГУ
Na_2O	4.24	4.42	4.00	4.54	4.64	10- андезитобазальт, лава у г.Гелер (2493.6м). Авт. Э.Х. Харазян, ан. ЦЛ ГУ
K_2O	1.48	3.02	2.64	2.02	1.92	11- андезитобазальт, лава у выс.2717.8м. Авт. Э.Х. Харазян, ан. ЦЛ ГУ
P_2O_5	0.60	0.32	0.46	0.70	0.69	12- андезитобазальт, лава вулк.Кмахк. Авт. Э.Х. Харазян, ан. ЦЛ ГУ
H_2O^-	сл.	сл.	сл.	сл.	сл.	13- андезитобазальт, лава вулк.Болорак. Авт. Э.Х. Харазян, ан. ЦЛ ГУ
п.п.п.	0.78	1.02	0.22	0.32	сл.	14- андезит, лава там же. Авт. Э.Х. Харазян, ан. ЦЛ ГУ
Σ	99.92	99.42	99.92	99.70	99.51	15- андезит, вершина вулк. Караглух. Авт. Э.Х. Харазян, ан. ЦЛ ГУ

Числовые характеристики по А.Н.Заварицкому						16- андезит, лава вулк.Караглух. Авт. Э.Х. Харазян, ан. ЦЛ ГУ
a	11.7	14.3	12.8	13.1	13.1	17- андезит, лава вулк.Кармирдош. Авт. Э.Х. Харазян, ан. ЦЛ ГУ
c	5.8	3.8	4.6	5.6	5.3	18- андезитобазальт, лава
b	14.0	11.6	15.3	17.7	19.1	вулк. П.Хлис. Авт. Э.Х. Харазян, ан. ЦЛ ГУ
s	68.5	70.3	67.3	63.6	62.5	19- андезитобазальт, лава
Q	7.8	8.2	1.2	-4.6	-6.5	вулк. П.Хлис. Авт. Э.Х. Харазян, ан. ЦЛ ГУ

Лавовые потоки вулканов Севкар и Северный Севкар начинаются из-под западного и северо-западного подножий крупных шлаковых конусов. Поток Севкара шириной 0.75 км и мощностью у выхода 120-130 м прослеживается в западном направлении и через 5 км достигает долины р.Аргичи, где растекается на север и на юг и широким (5-6 км) барьером запруживает названную долину.

Аналогичный поток Северного Севкара в северо-западном направлении через 5.4 км достигает района шоссе Мартуни-Ехегнадзор и расчленяется там на два рукава. Первый рукав поднимается вверх по долине р.Аргичи, а правый течет вниз – на 10 км вплоть до Севанского побережья. Общая площадь потока 20 кв.км.

Лавы Севкарских вулканов характеризуются темно-серым, черным цветами и глыбовой, чингилисто-мелкобугристой поверхностью, микроструктура олигофировая, афировая с гиалопилитовой, микролитовой основной массой. Очень редкие вкрапленники представлены клинопироксеном и ортопироксеном. Основная масса сложена плагиоклазом, пироксеном, магнетитом и темно-бурым стеклом (до 90%).

Совершенно аналогичная черно-темно-серая лава с мелкопористым глыбовым сложением вытекает из-под северного основания вулкана Арпа-Севан №2 и вдоль левого борта р.Варденик продолжается до одноименного селения. Мощность – 35-40 м, ширина потока – 0.25 км. Микроструктура этих лав аналогична севкарским, только здесь прибавляются зерна опацитизированной базальтической роговой обманки. В основной массе содержание темно-бурого вулканического стекла – до 65%. Химический состав всех вышеописанных лав соответствует андезиту (таблица 20, ан. 1-4).

Потоки вулкана Гейсар и Покр Коч спускаются вниз по долине р.Соганлу (на 5 км) и верховьям р.Ехегис (на 6 км) до окрестностей с.Гетикванк. В разрезе лавовых языков выделяются два самостоятельных излияния мощностями 4-5 м (нижняя) и 8-10 м (верхняя). Обе они глыбовые, темно-серые, мелкопористые с блестящими чешуями мелких слюд. Лавы Покр Коча текут по левому борту долины в виде узкой (менее 150 м) полосы мощностью 10 м, а затем, достигнув дна долины, занимают все ее правобережье и дальше продолжаются уже более широким (500-800 м) фронтом и спокойным течением.

Лавы вышеуказанных вулканов по химизму соответствуют андезиту (табл. 20, ан.5), несмотря на близкий к андезитобазальту петрографический состав. Порфировые вкрапленники здесь представлены плагиоклазом, оливином и клинопироксеном. Микролитово-гиалопилитовая, местами полнокристаллическая основная масса сложена теми же минералами, а также магнетитом, кварцем и стеклом.

Лавы ур. Эшак-Мейдан и долины р.Астхадзор излились из трещинного вулкана северо-западного подножья плиоценового вулкана Сакоивар. Начало потока Эшак-Мейдан, протекавшего в северном направлении, проложено по узкому (150-180 м) наклонному желобу в плиоценовых лавах. Через 4 км лавовый поток постепенно расширяется до 600-700 м и в районе вершин Крчовдар и Гелер подразделяется на три отдельных рукава. Крайний западный рукав через небольшое расстояние выклинивается, а остальные два прослеживаются на север еще на 3 км.

Лавовый поток долины р.Астхадзор (шириной 0.75-1.0 м) по восточному берегу реки непрерывно прослеживается до района с.Астхадзор и там уходит под современные отложения южного побережья оз.Севан.

Породы обоих потоков яснокристаллические с многочисленными блестящими чешуями эксгаляционного биотита. Микроструктура порфировая с полнокристаллической микродолеритовой основной массой. Вкрапленники представлены клинопироксеном и мелким оливином. Основная масса сложена из плагиоклаза, клинопироксена, магнетита, оливина и светло-бурого стекла. Химический состав породы отражен в таблице 20.

Яснопорфировые лавы вулканов Болорак, Кармирдош, Караглух характеризуются крупноглыбовой отдельностью и серыми, серо-розоватыми окрасками. Микроструктура порфировая с вкрапленниками плагиоклаза (до 5-6%), базальтической роговой обманки (до 4-5%), клинопироксена (до 2-3%), ортопироксена (до 2-3%). Структура основной массы гиалопилитовая или мелкозернистая полнокристаллическая, аллотриоморфнозернистая (у лав Кармирдоша). Сложена эта масса плагиоклазом, пироксеном и светлым микрофельзитовым стекловатым агрегатом с большим развитием аллотриоморфных выделений кристобалита. Химические составы этих породы приведены в таблице 20.

Основные лавы вулканов Хлис и Кмахк представлены темными, пористыми оливиновыми андезитобазальтами с микродолеритовой или гиалопилитовой основной массой. Очень похожи на андезитобазальты Астхадзорского потока. Химические составы этих породы приведены в таблице 20.

Верхнечетвертично-современные лавы. К числу лавовых образований этого возраста относятся глыбовые лавы вулкана Порак, расположенного на центральном водоразделе Варденисского хребта. В виде двух основных языков (Карчахпюрский и Акункский) эти образования прослеживаются далеко на север до побережья оз.Севан на расстоянии около 20 км. На юге лавы Порака частично залили Алагельскую котловину, высокой перемычкой разделив оз.Алагель на две неравные части. Средняя мощность лавового покрова на севере превышает 70-80 м, а на юге – 30-35 м. Общий обúем всего излившегося материала Порака составляет около 4 куб. км. Эти лавы изливались многократно как из-под основания шлакового сооружения (первые порции), так и из кратера (поздние излияния). Наиболее далеко на север прослеживаются только лавы ранних излияний, которые внешне ничем не отличаются друг от друга.

Микроструктура всех лав Порака порфировая с микролитово-гиалопилитовой-гиалиновой основной массой. Во вкрапленниках развиты плагиклаз, клинопироксен, ортопироксен, реже оливин, а также базальтическая роговая обманка. Всюду попадаются крупные (до 6 мм) округлые зерна кварца. Основная масса состоит из плагиоклаза, клинопироксена, магнетита и бурого стекла.

Химический состав породы соответствует кислому андезитобазальту (табл. 21).

Таблица 21

Химические составы верхнечетвертичных-современных и современных лав Варденисского нагорья

№№	1	2	3	4	5	6	7
	2	33	63	2190	800	108	А-949
SiO_2	57.50	56.40	56.20	54.61	57.60	59.68	59.21
TiO_2	0.23	0.17	0.85	1.13	0.85	0.77	0.70
Al_2O_3	16.70	18.24	17.35	16.87	17.62	15.52	17.02
Fe_2O_3	3.37	7.27	3.02	6.29	5.03	2.72	2.92
FeO	3.80	1.57	4.48	1.69	4.00	3.18	2.56
MnO	0.13	0.06	0.13	0.11	0.13	0.11	0.10
MgO	6.35	3.04	3.63	4.02	2.62	2.99	3.38
CaO	6.11	7.54	6.73	7.90	5.86	5.92	5.34
Na_2O	4.30	4.26	4.00	3.75	4.08	3.95	4.33
K_2O	2.04	2.22	3.40	2.00	2.74	2.88	3.40
P_2O_5	-	-	-	-	-	0.48	0.52
H_2O^-	-	-	0.38	0.48	-	1.13	0.04
n.n.n.	-	0.40	0.60	1.70	0.45	0.50	0.75
Σ	99.53	101.18	100.77	100.55	100.85	99.86	100.27
Числовые характеристики по А.Н.Заварицкому							
a	12.2	12.7	13.8	11.5	13.1	13.1	14.5
c	4.8	5.9	4.8	5.9	5.3	3.9	4.2
b	18.7	16.5	16.6	18.1	15.1	13.8	13.1
s	64.3	64.9	64.8	64.5	66.5	69.2	68.2
Q	-0.2	-1.5	-2.8	-1.1	8.3	8.3	3.2

Продолжение таблицы 21

№	8	9	10	11	12	13
	А-944	795	13	31	84	100д
SiO_2	58.25	57.30	56.00	56.10	55.79	54.29
TiO_2	0.80	0.84	0.70	0.73	0.78	0.83
Al_2O_3	17.18	17.16	16.57	16.12	15.49	14.27
Fe_2O_3	2.92	4.96	1.86	3.38	5.24	11.08
FeO	2.69	4.04	5.15	5.14	4.84	0.62
MnO	0.10	0.13	0.12	0.11	0.12	0.12
MgO	3.07	3.22	5.75	5.05	6.48	5.35
CaO	6.12	6.59	8.00	7.10	7.15	8.55
Na_2O	4.25	4.12	3.08	3.18	2.08	3.10
K_2O	3.35	2.62	1.98	1.98	1.70	1.28
P_2O_5	0.54	-	-	-	-	-
H_2O^-	0.24	-	0.60	0.36	0.58	0.20
n.n.n.	0.82	0.40	0.40	1.20	-	0.34
Σ	100.33	100.40	100.21	100.43	100.25	100.03
Числовые характеристики по А.Н.Заварицкому						
a	14.5	12.8	9.7	10.00	7.1	8.6
c	4.4	5.1	6.3	5.8	6.8	5.1
b	13.5	16.5	19.8	19.4	22.1	24.1
s	67.6	65.6	64.2	64.8	64.0	63.2
Q	1.8	0.5	+2.7	+3.8	+7.0	+3.1

Опись анализов

1- андезит, лава вулк. Порак (3047.2 м). Авт.Э.Х.Харазян.
2- андезит, лава вулк. Порак, у с.Акунк. Авт.Э.Х.Харазян.
3- андезит, лава вулк. Порак, у с.Макенис. Авт. К.И. Карапетян.
4- андезитобазальт, лава вулк. Порак, у восточн. подножья. Авт. К.И. Карапетян.
5- андезит, лава в кратере вулк.Смбатасар. Авт. К.И. Карапетян, ан.В.А.Бабаян.
6- андезит, лава вулк.Смбатасар, у с.Алаяз. Авт. К.И. Карапетян, ан.Н.Левенфиш.
7- андезит, лава вулк.Смбатасар, там же. Авт. К.И. Карапетян, ан.Н.Левенфиш.
8- андезит, лава, там же. Авт. К.И. Карапетян, ан. Н.Левенфиш.
9- андезит, лава, там же, начало восточного потока. Авт. К.И. Карапетян, ан.В.А.Бабаян.
10- Черные шлаки с восточного склона кратера.
11- лавы первого этапа излияния (в 2 км к СВ от конуса)
12- лавы второго этапа излияния (в 2 км к Ю от конуса)
13- микробомба из агглютинатового потока.

Современные лавы. Эти лавы залегают на современном почвенном покрове и нисколько не затронуты эрозионными процессами. Они еще не покрылись почвенным слоем и совершенно лишены поверхностного стока. Площади, покрытые этими образованиями, представляют собой безжизненную каменистую пустыню с труднопроходимой чингилистой, мелкохолмистой, бугристой поверхностью.

К числу современных лавовых образований относятся лавы вулкана Смбатасар, расположенного на южном склоне Варденисского хребта в 6 км к северо-востоку от с.Алаяз. Здесь эти лавы вытекали срезу с двух сторон шлаковой постройки – с юга и северо-востока. Северо-восточный очень узкий (20-100 м) лавовый язык прослеживается вниз по речке Кызылгюль на расстоянии 11 км. Мощность меняется в пределах 3-15 м.Южный поток Смбатасара течет в сторону с.Алаяз (ширина 20-1000 м, мощность 1.5-25 м) и далее по долине р.Ехегис прослеживается до окрестностей с.Шатин на расстоянии 17 км. У крутого спуска в долину р.Ехегис, на западной стороне с.Алаяз сохранен типичный лавопад.

Порода обоих потоков Смбатасара темно-серая, черная с глыбовой отдельностью. Вкрапленники представлены плагиокла-

зом, клинопироксеном, базальтической роговой обманкой. Основная масса сложена теми же минералами, а также темно-бурым стеклом. Структура основной массы микролитовая, гиалопилитовая, гиалиновая. Химический состав породы соответствует андезиту (табл. 21).

2.2.3. Интрузивные образования

Интрузивные образования на изученной территории представлены относительно небольшими телами, обнаженными в отдельных эрозионных «окнах» донеогенового основания – в долинах р.р.Мартуни, Гетикванк, Бардара, Тартар (Вагашенский, Варденисский, Зейликский, Гетикванкские массивы), а также изолированных выступах древних пород среди молодых лавовых покровов северного и южного склонов Варденисского нагорья (Субатанский, Соганлинский массивы), Джермукское плато (Мурадсарская, Джермукская группы массивов), а также на водоразделе Тексарского хребта (Газминский массив). В разное время эти выходы детально изучены В.Н. Котляром (1940), К.Н. Паффенгольцем (1948), Э.Г. Малхасяном (1958), Г.А. Казаряном и др.(1967, 1974), Б.М. Меликсетяном (1989) и др. Описание интрузивных пород в возрастной последовательности ниже приводится главным образом по этим литературным данным.

Субатанский массив находится в районе одноименного селения, в 8 км к юго-западу от райцентра Варденис. Интрузивные образования обнажаются на трех возвышенностях, расположенных непосредственно к западу, юго-западу и к югу от селения, и вместе с вмещающими эоценовыми породами со всех сторон обтекаются четвертичными андезитобазальтами. Площадь обнаженной части массива не превышает 1 кв.км. В его составе выделены две главные фазы: I- габбро-диориты, монцониты; II- кварцевые диориты, гранодиориты, аплитовые граниты, граносиениты.

I-ая интрузивная фаза. Наиболее ранними породами являются габбро-диориты, обнажающиеся в западной и юго-западной частях массива. Макроскопически – это темно-зеленовато-серые мелкозернистые породы с вкрапленниками плагиоклаза и темноцветных минералов.

Монцониты слагают крайнюю северо-западную часть массива. С юго-востока эрозией вскрыт их контакт с граносиенитами. На южном выходе среди габбро-диоритов отмечена монцонитовая дайка, что свидетельствует о более позднем внедрении монцонитов по отношению к габбро-диоритам.

Отсутствие обнажающихся контактов не позволяет судить о характере экзо- и эндоконтактовых изменений. На вершине холма монцониты образуют скальные выходы. Представлены они серовато-зелеными средне-крупнозернистыми с вкрапленниками полевого шпата, пироксена, биотита породами.

II-я интрузивная фаза. Породы этой фазы обнажаются на площади более 0.6 кв.км на южной возвышенности, вытянутой в меридиональном направлении (2384.8 м). С трех сторон интрузивные породы перекрыты четвертичными лавами и только с севера контактируют с плагиоклазовыми андезитовыми порфиритами среднего эоцена. Контактовая плоскость имеет широтное простирание с крутым (80°) падением на север. В эндоконтактовой зоне кварцевые диориты постепенно переходят в диориты и габбро-диориты, за которыми следуют роговики и ороговикованные вулканиты палеогена. Ширина эндоконтактовой полосы 15-17 м.

Наиболее распространенными в пределах этого выхода являются кварцевые диориты, внутри которых с постепенными переходами встречаются участки гранодиоритов. Более поздние члены II-ой фазы – аплитовидные граниты – развиты на южной возвышенности, к западу от вершины. На правом берегу речки Субатан гранодиориты секутся аплитовидными гранитами. К вершине холма аплитовидные граниты гидротермально изменены и превращены в кварц-турмалиновые породы.

Наиболее молодыми в массиве являются граносиениты, слагающие вершину и восточный склон западной возвышенности. На западной части юго-западного склона они секут габбро-диориты и аплитовидные граниты, проникая в них в виде узких дайкообразных апофиз длиной порядка 20-25 м. в западной части контакт с монцонитами резкий прямолинейный.

Из жильно-магматической фазы в пределах массива встречается только одна дайка диорит-порфирита, пересекающая монцониты западных выходов. Порода серовато-зеленоватая порфировая с вкрапленниками полевого шпата и пироксена.

Возраст пород Субатанского массива верхний эоцен-олигоценовый – 39.4 млн.лет (Багдасарян Г.П., Гукасян Р.Х., 1985). Они рвут среднеэоценовые андезитовые порфириты и перекрываются среднеплиоценовыми игнимбритовыми пемзовыми туфами. Ниже приводится краткая петрографичесская характеристика пород.

Габбро-диориты имеют порфировую структуру с призматически-зернистой основной массой. Вкрапленники представлены длиннопризматическими зональными кристаллами плагиоклаза и короткопризматическими неправильными зернами роговой обманки.

Основная масса породы сложена зональным плагиоклазом размерами до 0.5 мм, более мелкими призмочками плагиоклаза и ксеноморфными зернами роговой обманки. Из акцессорных минералов встречаются игольчатые апатиты и квадратные зерна магнетита. Вторичные минералы представлены эпидотом и хлоритом, замещающими соответственно плагиоклаз и роговую обманку. По количественно-минералогическому составу (табл.23) эти породы соответствуют диоритам, а по химическому (табл.22) – основным диоритам, близким габбро.

Монцониты – это среднезернистые породы со слабо выраженной порфировой структурой. Основная масса типично монцонитовая с резким идиоморфизмом плагиоклаза. В составе породы участвуют также калиевый полевой шпат, кварц, пироксен, амфибол, биотит, акцессорные и вторичные минералы.

Акцессорные минералы в монцонитах представлены магнетитом, гематитом, апатитом, цирконом.

Из вторичных минералов присутствуют эпидот, хлорит, серицит. *Кварцевые диориты* – порфировые породы с вкрапленниками плагиоклаза. Структура основной массы гипидиоморфнозернистая. В ней присутствуют плагиоклаз, калиевый полевой шпат, кварц, пироксен, роговая обманка, биотит, вторичные минералы (эпидот, хлорит) и акцессорные минералы (апатит, циркон, сфен, магнетит).

Количественно-минералогический (табл. 22) и химический (табл. 23) составы соответствуют кварцевому диориту со слегка лейкократовым характером.

Таблица 22

Количественно-минеральный состав пород Субатанского массива (в объемн. %%)

Минералы	Монцо-нит	Кварц-диорит	Грано-диорит	Габбро-диорит			Грано-сиенит		
				Вкр.	О.М.	Всего	Вкр.	О.М.	Всего
Плагиоклаз	47.6	69.5	46.0	31.0	33.0	64.3	19.1	25.7	44.8
Кали-полев.шпат	18.0	5.5	20.0	-	-	-	0.7	32.2	32.9
Кварц	1.5	9.7	19.0	-	-	-	-	16.0	16.0
Пироксен	10.8	8.9	4.7	-	-	-	-	-	-
Рогов. обманка	13.4	3.5	3.0	17.7	15.4	33.1	-	2.5	2.5
Биотит	3.0	1.7	5.0	-	-	-	-	1.9	1.9
Акцес. и руд. мин.	2.2	1.7	2.5	-	2.6	2.6	-	1.9	1.9
Эпидот	2.0	-	-	-	-	-	-	-	-
Хлорит	1.5	-	-	-	-	-	-	-	-

Таблица 23

Химические составы главных типов интрузивных пород Субатанского массива

№№	1	2	3	4	5	6
SiO_2	55.57	50.30	58.03	61.50	70.04	50.12
TiO_2	0.60	0.67	0.45	0.52	0.37	0.32
Al_2O_3	18.39	18.77	16.97	17.16	17.69	17.69
Fe_2O_3	4.21	4.55	3.66	3.07	4.88	2.79
FeO	3.89	3.89	3.34	2.90	5.79	3.23
MnO	0.09	0.09	0.14	0.14	0.18	0.09
MgO	4.17	4.12	2.88	2.80	4.70	2.63
CaO	3.99	10.77	6.65	5.20	8.63	5.11
Na_2O	2.50	2.50	3.22	3.02	3.30	3.40
K_2O	0.78	2.00	2.56	3.90	3.20	3.70
P_2O_5	0.18	0.21	0.18	0.18	0.36	0.32
H_2O^-	0.20	0.28	0.24	0.07	0.44	0.10
n.n.n.	1.30	1.15	2.30	0.66	1.44	0.70
Σ	100.87	100.80	100.08	100.84	100.39	100.66
Числовые характеристики по А.Н.Заварицкому						
a	6.2	8.7	11.3	12.3	15.2	12.3
c	5.0	8.9	6.2	5.3	2.3	5.7
b	23.2	21.24	13.8	11.4	3.5	22.5
s	65.0	61.0	68.7	71.0	79.0	59.5

1. Габбро-диорит, в 0.3 км к Ю от с.Субатан, колл. Казаряна Г.А., ан. Гаспарян З.Ш.
2. Монцонит, там же, колл.Казаряна Г.А., ан.Гаспарян З.Ш.
3. Кварцевый диорит, к югу от с.Субатан, колл.Казаряна Г.А., ан. Навасардян
4. Гранодиорит, к югу от с.Субатан, колл. Казаряна Г.А., ан. Гаспарян З.Ш.
5. Диорит-порфирит, к западу от с.Субатан, колл. Казаряна Г.А., ан. Гаспарян З.Ш.

Гранодиориты под микроскопом характеризуются порфировой структурой и гипидиоморфнозернистой основной массой. Минеральный состав: плагиоклаз, кварц, калиевый полевой шпат, пироксен, роговая обманка, биотит, акцессорные (апатит, магнетит, циркон) и вторичные (хлорит) минералы.

В отличие от более ранних пород фазы во вкрапленниках содержится также пироксен.

Аплитовидные граниты макроскопически равномерно мелкозернистые. Состав пород: плагиоклаз, кварц, калиевый полевой шпат, роговая обманка, акцессорные (апатит, циркон, сфен, магнетит) и вторичные (эпидот, хлорит) минералы.

Плагиоклазы очень кислые (альбит №4-6), видимо, деаноритизированные, эпидотизированные.

Граносиениты имеют следующий минеральный состав: плагиклаз, калиевый полевой шпат, кварц, роговая обманка, биотит, акцессорные (апатит, магнетит, циркон) и вторичные (эпидот, хлорит) минералы. Общая структура порфировая с трахитовой основной массой. Кварц развит только в основной массе.

Диорит-порфириты имеют порфировую структуру с призматически-зернистой гипидиоморфнозернистой основной массой. Вкрапленники представлены зональным плагиоклазом, пироксен-авгитом и роговой обманкой. Основная масса сложена теми же минералами, а также кварцем, вторичным амфиболом (за счет пироксена), акцессорными и вторичными (эпидот, хлорит, кальцит) минералами.

Зейликский массив. Зейликский гранитоидный массив находится у северной оконечности с.Зейлик Азербайджана на обоих берегах р.Зар, правого притока р.Тартар. Гранитоиды здесь проры-

вают вулканогенно-осадочные породы среднего эоцена. Состав интрузива варьирует от монцонитов до гранодиоритов. Обнаженная их площадь не превышает 1 кв.км. Из жильно-магматической фации известны микропегматиты, жильные граниты и диорит-порфириты.

Гранодиориты имеют порфировую структуру с вкрапленниками плагиоклаза и более редко пироксена.

Плагиоклазы образуют крупные (до 3х2 мм) призматическизональные кристаллы состава андезина № 39-40 (ядро) – олигоклаза №23-24 (краевые зоны).

Вкрапленники пироксена-диопсида размерами до 2.0х1.5 мм сильно резорбированные, разъеденные. Гипидиоморфнозернистая основная масса сложена мелкими плагиоклазами, пироксеном, амфиболом, биотитом, калиевым полевым шпатом, кварцем, а также акцессорными – апатитом, магнетитом, цирконом и вторичными хлоритами, серицитом, кальцитом. Кварц обычно встречается в микропегматитовых срастаниях с калиевым полевым шпатом.

Монцониты слагают эндоконтактовые фации гранитоидного интрузива от аналогичных пород Субатанскского массива. Они отличаются чуть более мелкозернистым сложением. Минеральный их состав следующий (табл.24): плагиоклаз, калиевый полевой шпат, пироксен, кварц, биотит, роговая обманка, апатит, магнетит, хлориты, пелитоморфное вещество. Состав плагиоклаза колеблется в пределах лабрадора №52-53 – олигоклаз-андезина № 23-24. Наиболее распространенным после плагиоклаза минералом здесь является калиевый полевой шпат, часто образующий микропегматитовые срастания с кварцем. В этих породах очень много апатита.

Жильные граниты – микроскопически светло-розоватые с порфировой (в центральной части массива) и микропегматитовой (на эндоконтактах) структурами основной массы. В минеральном составе участвуют плагиоклаз, калиевый полевой шпат, кварц, пироксен, амфибол, биотит и вторичные (амфибол, хлориты, эпидот) минералы. Главным из вышеперечисленных является калиевый полевой шпат, представленный очень сильно пелитизированным анортоклазом. Наибольшее количество кварца наблюдается в эндоконтактовых зонах, где наблюдается его интенсивное микропегматитовое срастание с калишпатом.

Таблица 24

Количественно-минеральный и химический составы пород Зейликского массива

Минералы	Монцодиорит, обр. 618			Кварцевый сиенит обр.668		
	Вкр.	О.М.	Всего	Вкр.	О.М.	Всего
Плагиоклаз	23.5	20.0	43.5	9.7	46.7	56.4
Кали-полев.шпат	-	26.0	26.0	-	18.6	18.6
Кварц	-	11.0	11.0	-	4.9	4.9
Пироксен	6.0	2.5	8.5	-	7.9	7.9
Рог.обманка	2.8	2.7	5.5	-	7.5	7.5
Биотит	-	2.9	2.9	-	2.5	2.5
Акцес. и руд. мин.	-	2.6	2.6	-	2.2	2.2
Всего	32.3	67.7	100.0	9.7	90.3	100.0
Окислы (гранодиорит обр.638): SiO_2 – 60.08; TiO_2 – 0.82; Al_2O_3 – 17.69; Fe_2O_3 – 2.79; FeO – 3.23; MnO – 0.09; MgO – 2,63; CaO – 5.11; Na_2O – 3.40; K_2O – 3.70; P_2O_5 – 0,32; H_2O^- – 0.10; n.n.n. – 0.70; Σ – 100.66 a=13.1 c=5.5 b=11.0 s=70.3						

Количественно-минеральный и химический составы некоторых пород Зейликского массива приведены в таблице 23. Возраст пород Зейликского массива по мнению всех изучивших его исследователей (Аллахвердиев Г.И., 1964; Казарян Г.А. и др, 1974) соответствует верхнему эоцену-олигоцену.

Варденисский массив. Этот интрузивный массив был обнаружен при изыскательских работах на трассе тоннеля Арпа-Севан. Скважина, пробуренная в 2 км к югу от кочевки Азизнер, на глубине 603 м встретила гранитоидные породы и более 70 м прошла по ним. При изучении материалов проходки шахты №3 и соответственно тоннеля выяснилось, что интрузив формировался в результате двухфазного внедрения гранитоидного магматического расплава, I-ая фаза представлена монцонитами, прослеживающимися до глубины 650 м, II-ая фаза – кварцевыми сиенитами.

По материалам геологической документации трассы тоннеля в южном направлении интрузивные породы прослеживаются более чем на 1.1. км, а в северном – 0.9 км. Таким образом, вырисовывается довольно крупное тело со слегка выпуклым сводом, заключенное со всех сторон в верхнеэоценовые гидротермально измененные андезитовые порфириты. Породы обеих фаз отличаются порфиро-

вым строением, что говорит о небольшой глубине формирования интрузива.

Монцодиориты имеют порфировую с гипидиоморфнозернистой основной массой структуру. Вкрапленники представлены крупными (до 3x1 мм) зональными кристаллами плагиоклаза состава лабрадор №54-55 – андезин №32-33 и изометричными бесцветными зернами авгита (c:Ng=41°, Ng-Np=0.025). Основная масса сложена более мелким плагиоклазом, калиевым полевым шпатом, пироксеном, биотитом. Из акцессорных минералов присутствуют апатит и магнетит, из вторичных – хлорит, реже серицит.

По количественно-минеральному составу (табл. 25) эти породы сответствуют переходной разности от диоритов к монцонитам, что подтверждается также химически. (табл. 26).

Таблица 25

Количественно-минеральный состав пород Варденисского массива (в объемн.%%) по Г.А. Казаряну и др. (1974)

Минералы	Монцодиорит, обр. 618			Кварцевый сиенит обр.668		
	Вкр.	О.М.	Всего	Вкр.	О.М.	Всего
Плагиоклаз	28.1	35.9	64.0	22.5	22.5	45.0
Кали-полев.шпат	-	12.2	12.2	-	36.3	36.3
Кварц	-	1.3	1.3	-	11.1	11.1
Пироксен	9.7	2.3	12.0	-	-	-
Биотит	-	3.5	3.5	0.9	3.3	4.2
Акцес. и руд. мин.	-	5.7	5.7	-	3.0	3.0
Всего	37.8	60.9	98.7	23.4	76.2	99.6

Кварцевые сиениты также характеризуются порфировой структурой с вкрапленниками плагиоклаза и, вероятно, биотита. Плагиоклаз представлен широкотаблитчатыми незональными кристаллами андезина (№33-33) размерами до 2x1.5 мм. Он обычно очень сильно серицитизирован, карбонатизирован и слегка пелитизирован. Вкрапленники свежего темноцветного минерала отсутствуют, но встречаются крупные участки, сложенные хлоритом и крупночешуйчатым серицитом, по форме сильно напоминающие биотиты.

Структура основной массы гипидиоморфнозернистая с последовательностью выделения минералов – биотит-плагиоклаз-кали-

евый полевой шпат-кварц. Состав плагиоклаза соответствует андезину (№32-33). Из акцесссорных минералов присутствует апатит, из вторичных – хлорит, серицит, кальцит.

Таблица 26

Химические составы интрузивных пород Варденисского массива

№№	792	793	Числовые характеристики по А.Н.Заварицкому		
				792	793
SiO_2	51.24	60.06	a	12.6	18.2
TiO_2	0.72	0.43	c	6.1	2.0
Al_2O_3	17.72	16.09	b	19.9	9.6
Fe_2O_3	5.01	3.31	s	61.4	70.2
FeO	3.91	1.72			
MnO	0.20	0.18			
MgO	3.77	2.06	Обр. 792 – монцодиорит, шахта №3 Арпа-Севанского тоннеля, глуб. 618м, колл. Казаряна Г.А., ан.Гаспарян З.Ш.		
CaO	8.55	2.67			
Na_2O	3.50	4.50			
K_2O	3.00	5.40			
P_2O_5	0.18	0.16			
H_2O^-	0.32	-	Обр. 793 – кварцевый сиенит, там же, глуб. 668м, колл. Казаряна Г.А., ан. Гаспарян З.Ш.		
n.n.n.	1.27	3.56			
Σ	99.39	100.14			

По количественно-минеральному составу (табл.25) эти породы являются кварц-полевошпатовыми. По химизму (табл.26) они характеризуются как насыщенные SiO_2 и богатые щелочами породы. Высокое содержание щелочей сближает их с сиенитами, а довольно существенное количество кварца позволяет причислить к кварцевым сиенитам.

Возраст Варденисского интрузива вероятнее всего поздний эоцен-олигоценовый, абсолютный возраст по K-Ar методу – 39-42 млн.л. (Багдасарян Г.П., Гукасян Р.Х., 1985).

Гетикванкская группа массивов состоит из нескольких отдельных относительно небольших массивов (Соганлинский, Северо-Гетикванкский, Восточно-Гетикванкский) интрузивных пород, разбросанных в верховьях р.Ехегис. Относительно близкое расположение и полное сходство петрографического состава позволяет

предполагать, что все они на глубине сливаются в крупный единый гранитоидный батолит.

Соганлинский массив. Представлен тремя небольшими выходами, расположенными среди верхнеэоценовых вулканогенных пород верховьев речки Соганлу, в 4 км к С от с.Гетикванк. Общая обнаженная площадь не превышает 2.5 кв.км. Вмещающие породы вместе с интрузивными подвержены интенсивному гидротермальному изменению: окварцеванию, пропилитизации, серицитизации. Именно в этих измененных зонах между двумя наиболее крупными интрузивными выходами, вдоль зоны Анкаван-Сюникского разлома по обеим сторонам четвертичного вулканического конуса Гейсар локализованы Варденисское медно-молибденовое и Соганлинское полиметаллическое проявления.

По структурным особеностям и минеральному составу выделяются породы главной интрузивной фации и фации эндоконтактов.

В центральных частях выходов породы однородные, равномерно-зернистые, по составу соответствуют кварцевому монцодиориту. В эндоконтактовых зонах в связи с интенсивной ассимиляцией вмещающих пород состав весьма непостоянен. Здесь развита среднезернистая пегматоидная гранитная масса.

Кварцевые монцодиориты имеют зеленовато-серую окраску и средне-мелкозернистое сложение. В минеральном составе этой породы участвуют плагиоклаз, калиевый полевой шпат, кварц, амфибол (табл.26), а также акцессорные апатит, циркон, сфен, магнетит, пирит и вторичные – эпидот, хлориты, кальций-карбонат.

Плагиоклазы во вкрапленниках очень крупные (до 3.0x1.5 мм), зональные, соответствующие по составу лабрадору №52-53 – олигоклазу №24-25. В основной массе они значительно мельче и кислее.

Калиевый полевой шпат очень редко образует пелицитизированные вкрапленники размерами до 1.5x1.0 мм, отвечающие по составу нерешетчатому микроклину (Ng=83°, Nm=10.5°, Np=83°, 2V=(-)76°). В основной массе калиевый полевой шпат встречается мелкими скоплениями ксеноморфных кристаллов.

Кварц встречается только в основной массе, местами образуя микропегматитовые срастания с калиевыми полевыми шпатами.

Амфиболы во вкрапленниках крупные (до 3.0x1.5 мм), представлены зеленой роговой обманкой. В породе наблюдаются отдельные таблитчатые участки, по-видимому, бывшие амфиболы, замещенные хлоритами и рудным минералом.

Породы фации эндоконтактов имеют более резко выраженную порфировую структуру, от пород центральной части выходов отличаются отсутствием кварца и наличием среди основных минералов пироксенов бесцветного диопсида. Микроструктура основной массы этих пород гипидиоморфнозернистая, местами гранулитовая, микропегматитовая.

Северо-Гетикванский массив. Находится в 1 км к северу от с.Гетикванк, на правом берегу правого притока р.Ехегис. И, по-видимому, является апофизом более крупного Соганлинского массива. Интрузивное тело прорывает средне-верхнеэоценовую вулканогенную свиту и перекрывается четвертичными лавами. Оно фактически представляет собой узкую полосу пород эндоконтактовой фации. По мин.составу (табл.27) они полностью сходны с аналогичными породами Соганлинского массива.

Таблица 27

Количественно-минеральный состав породы Гетикванкской группы интрузивов (по Г.А. Казаряну и др., 1974)

Минералы	Соганлинский массив(квар. монцодиорит)			Северо-Гетикванк. массив			Восточ.-Гетикванкский массив		
	Вкр.	О.М.	Всего	Вкр.	О.М.	Всего	Вкр.	О.М.	Всего
Плагиоклаз	45.5	8.7	54.7	32.1	13.9	46.0	23.0	29.3	52.3
Кали-полев.шпат	-	14.4	14.4	-	26.7	26.7	-	12.9	12.9
Кварц	-	14.9	14.9	-	11.7	11.7	-	16.3	16.3
Пироксен	4.4	0.4	4.8	1.5	3.3	4.8	-	-	-
Рог.обманка	3.5	1.1	4.6	3.2	3.3	6.5	5.3	6.4	11.7
Биотит	-	3.9	3.9	-	0.3	0.3	1.8	3.1	4.9
Акцес. и руд. мин.	-	3.2	3.2	-	3.5	3.5	-	2.0	2.0
Эпидот	-	-	-	-	0.5	0.5	-	-	-
Всего	53.4	46.6	100.0	39.2	69.2	100.0	30.1	70.0	98.1

Восточно-Гетикванкский массив. Расположен на дне узкого и глубокого ущелья р.Бардара, левого притока р.Ехегис, в 1.5 км к востоку от с.Гетикванк.

Обнаженная часть массива представляет собой узкую (до 100 м) длинную (до 2 км) полосу, вытянутую вдоль долины. Местами река пропилила интрузив на 90-100 м. На востоке интрузивные породы перекрыты миоценовыми кислыми вулканитами, здесь они интенсивно гидротермально изменены, а на западе рвут среднеэоценовые вулканогенные породы.

Наблюдается полное сходство петрографического состава пород с Соганлинским и Северо-Гетикванкским массивами: те же кварцевые монцодиориты в центральных частях выходов и пегматоидные гранитоиды эндоконтактовых фаций.

Возраст пород Гетикванкской группы интрузивов определен геологическим положением как верхнеэоцен-олигоценовый: интрузивные породы рвут средне-верхнеэоценовые вулканогенные толщи и перекрываются в свою очередь другими вулакнитами, но уже нижнеплиоценового возраста.

Таблица 28

Химические составы интрузивных пород Гетикванкской группы массивов

№№	1	2	3
SiO_2	59.30	58.24	61.43
TiO_2	0.59	0.70	0.58
Al_2O_3	15.44	17.26	13.26
Fe_2O_3	4.10	3.23	4.96
FeO	3.75	3.75	2.97
MnO	0.08	0.11	0.19
MgO	2.09	2.68	3.03
CaO	4.97	6.72	5.42
Na_2O	3.70	3.10	3.30
K_2O	3.40	2.60	2.60
P_2O_5	-	-	-
H_2O^-	0.38	0.10	0.32
п.п.п.	3.03	2.12	1.42
Σ	100.86	100.61	99.48

Числовые характеристики по А.Н.Заварицкому

	1	2	3
a	13.4	11.8	11.0
c	3.8	6.5	3.6
b	13.3	13.3	15.6
s	69.5	69.2	70.1

1- кв.монцодиорит, Соганлинский массив, обр.436, колл. Г.А. Казаряна

2- то же, обр.375, колл. Г.А. Казаряна

3- монцодиорит, Восточно-Гетикванкский массив, обр.406, колл. Г.А. Казаряна

Джермукский массив. Представлен 13 отдельными интрузивными выходами, из которых в пределы изученного района попадают лишь 6. Это относительно небольшие (от 0.1 до 1 кв.км) штокообразные интрузивные тела, прорывающие среднеэоценовую вулканогенную толщу левого борта долины р.Арпи, непосредственно восточнее кур. Джермук. Общая их площадь – около 3.5 кв. км. Вариации состава во всех выходах весьма сходны: от оливин-биотитовых субщелочных габбро до монцонитов-кварцевых сиенитов. В эндоконтактах появляются гибридные фации состава габбро-диоритов, пироксеновых диоритов.

Оливин-биотитовые габбро приурочены к контактовой зоне интрузивных массивов. По количественно-минералогическому составу (табл.29) и данным химического состава (табл.30) они близки к субщелочным габбро.

Эти породы отличаются темно-серым до черного цветом, средне-мелкозернистой микроструктурой. Главные породообразующие минералы представлены оливином (до 8%), таблитчатым или ксеноморфным лабрадором №58-60, а также прозрачным диопсидом, зеленоватым авгитом и, наконец, темноокрашенным биотитом (до 7.2%).

Монцониты – наиболее распространенные породы Джермукских интрузивов. Они более крупнозернисты, темно-серого цвета с характерным кучным расположением темноцветных минералов.

Таблица 29

Количественно-минеральный состав интрузивных пород Джермукского и Мурадсарского массивов (об.%)

Минералы породы	Пл	Кпш	Ол	Кпи	Амф	Би	Кв	Мт	Акц
Габбро-эссексит	52	5.8	7.8	22.0	-	7.2	-	3.2	2.0
Монцонит	42	26.1	0.5	18.6	2.1	2.1	0.5	8.1	-
Кв. монцо-диорит	60.6	12.8	-	10.6	4.7	5.3	2.2	2.9	0.9
Порфировид. гранодиорит	39	33	-	-	1.0	2.0	23	1.5	0.5

Вообще эти породы хатрактеризуются неравновесностью и неоднородностью текстурно-структурных особенностей и количес-

твенно-минерального состава (табл. 29). Главными породообразующими минералами являются плагиоклаз – до 42%, калиевый полевой шпат – до 18.6%, а также амфибол – до 2.5% и биотит – до 2.1%. Спорадически встречаются оливин и кварц, причем одновременно.

Плагиоклазы крупнотаблитчатые (до 2-4 мм), идиоморфные, слабозональные, состава основного андезина-лабрадора. Развит также плагиоклаз поздней генерации состава олигоклаза. Клинопироксен представлен короткопризматическим авгитом.

Калишпат также встречается двумя генерациями: ранняя в виде пелетизированных крупных кристаллов пертитового ортоклаза и поздняя – водянопрозрачного высокого ортоклаза.

Биотит образует как крупные гломеропорфировые скопления, так и мелкие каплевидные выделения.

Из акцессорных встречаются сфен, апатит, магнетит.

Кварцевые монцодиориты характеризуются среднезернистым строением и серовато-зеленоватой, розово-сероватой окраской. По химизму соответствуют субщелочным кварцевым диоритам (табл.30).

Таблица 30

Химические составы интрузивных пород Джермукского и Мурадсарского массивов

№№	1	2	3	4	
SiO_2	52.27	56.45	57.85	66.30	1-габбро, Джермукский массив, колл. Г.Малхасяна 2-монцонит, Джермукский массив, колл. Г.Малхасяна 3- кв.монцодиорит, Джермукский массив, колл. Г.Меликсетяна 4-порфировидный гранодиорит, Мурадсар. масс. колл. Б.М. Меликсетяна
TiO_2	0.51	0.39	0.70	0.42	
Al_2O_3	19.38	17.70	18.42	14.96	
Fe_2O_3	4.13	4.35	2.69	1.95	
FeO	2.98	3.32	2.43	1.05	
MnO	0.27	0.05	0.05	0.10	
MgO	3.15	2.70	3.79	2.87	
CaO	9.35	6.26	5.88	3.35	
Na_2O	3.98	3.95	3.50	3.80	
K_2O	3.02	3.26	4.50	4.36	
P_2O_5	-	-	-	0.15	
H_2O^-	0.49	0.72	0.30	-	
n.n.n.	1.27	-	0.95	0.60	
Σ	100.79	100.05	101.04	99.91	

Структура гипидиоморфно-зернистая, местами гранофировая. В минеральном составе участвуют андезин (№38) – до 62.6%, калиевый полевой шпат – до 12.8%, клинопироксен – до 10.6%, роговая обманка – до 4.7%, биотит – 5.3%, а также кварц – до 2.5%. Калишпат и роговая обманка по краям и трещинам сильно биотизированы, биотит ранней генерации хлоритизирован. Акцессорные минералы представлены сфеном, цирконом, флюоритом, турмалином и магнетитом.

Возраст Джермукского массива 34.5-36.9 млн.лет (Б.М. Меликсетян, 1989).

Газминский массив. В пределы исследованной территории попадает только северная часть Газминской группы интрузивов, площадью около 5 кв. км. Занимает она водораздельную зону Текарского хребта – вершину левого борта долины р.Ехегис.

Газминский интрузив трехфазный: I- сиенито-диориты, II-гранодиориты, граносиениты, III- порфировые граниты. Близкое по времени внедрение этих магм подтверждается наличием во многих местах постепенных переходов между ними.

Сиенитодиориты (I-ая фаза) занимают вершинную часть массива г.Текар и приурочены к юго-западному крылу Текарской антиклинали. Породы эти прорывают среднеэоценовую туфоосадочную толщу. Характеризуются зеленовато-серым цветом и мелко-среднезернистым сложением. Под микроскопом обнаруживают гипидиоморфнозернистую структуру. В минералогическом составе участвуют короткопризматические таблитчатый андезин (№32-№37), ксеноморфный, нередко серицитизированный ортоклаз, мелкие (0.2-0.3мм) кварцы, роговые обманки и хлоритизированные биотиты, а также акцессорные турмалин, апатит, сфен, рудный минерал и вторичные хлорит, эпидот, серицит.

Гранодиориты, граносиениты (II-ая фаза) обнажаются в юго-западной части массива г.Текар, образуя штокообразное тело. Они также прорывают туфоосадочные слои среднего эоцена, образуя вдоль контактов протяженные пояса сильно ороговикованных пород.

Макроскопически эти породы серые, розово-серые с мелко-среднезернистым сложением. Микроструктура гипидиоморфная, обусловленная различной степенью идиоморфизма составных частей. Плагиоклаз и цветные минералы образуют относительно идио-

морфные зерна, а калиевый шпат и кварц приспосабливаются к их интерстициям. Среди цветных минералов главную роль играют идиоморфные призмы диопсида, по трещинам слегка амфиболизированные. Встречаются также зеленая роговая обманка и биотит. Из акцессорных минералов развиты сфен и апатит.

Порфировидные граниты образуют округлый конусообразный выход в районе крепости Прошиберд с отвесными склонами. В верхней части этого выхода отдельность пород параллелепипедная. Это наиболее молодые породы Газминского интрузива, прорывающие все остальные. Цвет светло-серый, слаборозоватый.

Порфировые выделения представлены крупными (до 3 см) кристаллами анортоклаза. Общая микроструктура породы порфировидная с микрографической основной массой. Минеральный состав – анортоклаз, плагиоклаз, биотит, авгит, реже роговая обманка. Из акцессорных присутствуют циркон, сфен, апатит, магнетит, из вторичных – эпидот, хлориты.

Химические составы этих пород отражены в нижеследующей таблице 31.

Таблица 31

Химические составы интрузивных пород Газминского массива

№№	1	2	3	4
SiO_2	62.44	63.34	65.01	68.49
TiO_2	1.02	0.47	0.20	0.28
Al_2O_3	16.72	16.66	16.65	15.65
Fe_2O_3	3.25	2.06	3.07	1.60
FeO	2.05	4.17	1.05	1.80
MnO	-	0.04	0.11	0.12
MgO	2.86	2.04	2.02	1.05
CaO	4.85	2.90	3.86	2.92
Na_2O	3.53	3.12	4.27	3.62
K_2O	2.28	4.45	2.41	4.08
P_2O_5	-	0.23	-	-
H_2O^-	1.05	0.61	0.45	-
n.n.n.	-	0.14	0.65	0.76
Σ	100.05	100.23	99.75	100.37

	Числовые характеристики по А.Н.Заварицкому			
	1	2	3	4
a	11.3	13.2	13.0	13.8
c	5.8	3.5	4.7	3.5
b	9.9	11.1	7.2	5.0
s	73.0	72.2	75.1	77.7

1- кв.сиенитодиорит, в 2 км к сев. от крепости Прош., колл. Э.М. Малхасяна (Хим.составы, 1962)
2- гранодиорит, колл. А.К. Бабаджаняна (Хим.составы, 1962)
3- граносиенит, в 0.5 км к ЮЗ коч.с.Гладзор, колл. Э.М. Малхасяна (Хим.составы, 1962)
4- порфировидный гранит, севернее скл.г.Прошян, колл. Э.М. Малхасяна (Хим.составы, 1962).

Возраст Газминских интрузивов верхний олигоцен-нижнемиоценовый. Абсолютный возраст монцонитов – 30.5 млн.лет, а порфировидных гранитов – 26.1 млн.лет (Багдасарян Г.П., Гукасян Р.Х., 1985).

Мурадсарский массив. Состоит из четырех изолированных выходов, разбросанных на южных и юго-восточных подножьях четвертичного вулкана Мурадсар. Наиболее крупный из них (около 0.6 кв.км) расположен между кур.Джермук и Мурадсаром, где обнажается из-под нижнечетвертичных андезитобазальтов другого крупного вулкана – Чагатсара. Вмещающие породы интрузива здесь не обнажены. Сами интрузивные породы гидротермально очень сильно изменены – окварцованы, турмалинизированы, пиритизированы. По петрографическому и химическому составам (табл. 29, 30) это порфировидные гранодиориты с крупными (до 1-2 см) выделениями кварца, ортоклаза, андезина (№36-42), биотита, амфибола, составляющими вместе до 40-50% всего объема.

Основная масса породы полнокристаллическая микрогранитовая, представлена кварцем и калишпатом, часто с микропегматитовыми срастаниями.

Количественно-минералогический и химические составы показывают большое сходство с аналогичными породами Прошибердского интрузива (Газминский массив).

Остальные три небольшие (общая площадь менее 0.2 кв.км) выходы Мурадсарских порфировидных гранодиоритов обнажены из-под Мурадсарских лав на южных подножьях этого вулкана, а также в районе г.Капутсар.

Здесь отчетливо видно, как они рвут среднеэоценовые вулканогенные толщи. Вместе с вмещающими породами очень сильно гидротермально переработаны и содержат молибденовую минерализацию.

Судя по совершенно однообразному вещественному составу самих интрузивных выходов, а также типу гидротермальных изменений, можно предполагать, что все эти выходы на небольшой глубине сливаются в единый крупный гранитоидный интрузив.

Абсолютный возраст Мурадсарского массива по данным K-Ar датирования 23.4 млн.лет (Меликсетян Б.М., 1989), что, как и в

случае с прошибердским интрузивом, соответствует позднему олигоцену-раннему миоцену.

Вагашенский массив. Вагашенский гранитоидный массив находится в верховьях р.Мартуни, в районе коч.с.Вагашен. Выходы интрузивных пород здесь протягиваются главным образом вдоль основания левого борта широкой троговой долины реки на расстояние около 2.5 км при ширине 600-800 м. На самом юго-восточном краю интрузивные породы частично переходят и на правый борт долины.

На всем своем протяжении Вагашенский интрузив рвет верхнеэоценовые грубообломочные вулканогенные образования, а также потоки андезитов и дацитов. Верхнеэоценовые образования здесь же с резким угловым несогласием перекрываются плиоценовой вулканогенной толщей, мощные вертикальные карнизы которой со всех сторон свисают над долиной.

Палеогеновые породы широкой полосой (до 250-300 м) вдоль реки (вдоль северо-западной разломной зоны) очень сильно гидротермально изменены – окварцованы, пропилитизированы, лимонитизированы и в истоках речки Мартуни на западном склоне массива г.Астхонк заключают полиметаллическое оруденение (Вагашенское проявление). Интрузивные же породы почти не тронуты гидротермальными процессами, т.е. интрузив явно пострудный.

Крутопадающие, в общем параллельные плоскости и сильная вытянутость позволяет предполагать о дайкообразной форме массива.

По данным микроскопического исследования внутри интрузивного массива выделены диорит-порфириты, кварцевые диориты, эссекситовые габбро, связанные друг с другом постепенными переходами. Таким образом, Вагашенский интрузив является продуктом одноактного внедрения гранитоидной магмы.

Кварцевые диориты составляют более 70% площади массива, охватывая всю его центральную часть. Это светло-серые зеленоватые среднезернистые породы с постоянным минеральным составом (табл.31) из плагиоклазов, калиевого полевого шпата, кварца, пироксенов, амфиболов, биотита, ряда акцессорных и вторичных минералов.

Плагиоклазы призматические, размерами до 0.5-1 мм, зональные (ядро – андезин №40-42, края – олигоклаз №18-20), по краям частично альбитизированные.

Кварц встречается нечасто, в виде ксеноморфных зерен, заполняет интерстиции. Местами установлено микропертитовое срастание с калишпатом.

Пироксены представлены бесцветным диопсидом, слегка хлоритизированным, иногда замещенным амфиболом актинолитового ряда и более редко биотитом.

Среди акцессорных минералов отмечены апатит (длинные – до 1.5 мм призмы с включениями мелких иголочек ранней генерации), магнетит, циркон, турмалин.

Эссекситовые габбро встречаются только на юго-западном эндоконтакте. Это средне-крупнозернистая меланократовая порода с редкими чешуями биотита (размерами до 2-3 мм). Структура породы гипидиоморфно-зернистая, в минеральном составе участвуют плагиоклаз (более 60% всего объема, таблица 32) состава лабрадор-андезин (№45-55), диопсид – до 26%, биотит – до 6.5%, а также калиевый полевой шпат, оливин, магнетит – до 5% и крупнопризматический (до 1.5 мм) апатит. Состав остальных акцесссорных минералов тот же.

Таблица 32

Количественно-минеральный состав интрузивных пород Вагашенского массива

Минералы	Эндоконтактовая фация		Главная интруз.фация
	Эссекс.габбро	Диор.порф.	Кварцевый диорит
Плагиоклаз	60.3	70.4	59.3
Калиев.полевой шпат	0.5	-	0.6
Кварц	-	1.8	18.7
Оливин	0.1	-	-
Пироксен	26.3	6.0	-
Роговая обманка	-	16.7	18.0
Биотит	6.4	1.1	0.6
Магнетит	5.2	4.0	1.6
Апатит и др. акцессорные	1.2	4.0	1.6

По содержанию кремнезема (табл.33) эти породы очень близки к эссекситам, но по другим компонентам (щелочи, магний, железо) – тождественны с габбро.

Таблица 33

Химические составы интрузивных пород Вагашенского массива (по данным Г.А. Казаряна и др., 1974)

№№	1	2	3	4	5
SiO_2	50.10	54.28	54.96	58.92	61.24
TiO_2	1.00	0.30	0.52	0.64	0.68
Al_2O_3	15.55	17.63	17.24	16.96	15.88
Fe_2O_3	4.98	4.38	4.29	2.82	5.08
FeO	2.38	4.43	2.71	3.36	1.99
MnO	0.14	0.13	0.11	0.11	0.07
MgO	5.90	2.95	4.09	3.00	1.49
CaO	10.31	7.33	7.33	6.05	2.74
Na_2O	3.62	4.88	4.40	4.00	5.00
K_2O	2.62	2.38	2.44	2.82	3.05
P_2O_5	0.90	0.55	0.42	0.35	0.30
H_2O^-	0.38	0.10	0.18	0.23	0.56
n.n.n.	1.60	0.68	0.98	0.21	1.78
Σ	100.08	100.02	99.51	97.47	99.50

Числовые характеристики по А.Н.Заварицкому

	a	c	b	s
1	12.0	4.4	25.3	58.3
2	14.3	4.8	17.6	63.3
3	13.4	5.0	17.4	64.2
4	13.2	5.0	13.2	68.6
5	15.8	2.8	9.7	71.7

1- эссекситовое габбро;
2- диорит-порфирит;
3- диорит-порфирит;
4- кварцевый диорит;
5- кварцевый диорит.

Диорит-порфириты – серовато-зеленоватые мелкозернистые крупнопорфировые породы, также характерные для эндоконтактовых зон. Микроструктура основной массы гипидиоморфнозернистая.Вкрапленники представлены зональным плагиоклазом состава андезина (№48-50 – в ядрах и №33-45 – на краях) и бесцветным диопсидом (обычно в виде гломеропорфировых скоплений мелких округлых зерен вокруг центрального более крупного).

Основная масса диорит-порфирита мелкозернистая равномерно-зернистая с плагиоклазом, пироксеном, биотитом (обычно замещающим пироксены), а также апатитом, цирконом, магнетитом, пиритом, хлоритами, кальций-карбонатом.

Возраст пород Вагашенского массива послеверхнеэоценовый и даже послеолигоценовый (пострудный). Абсолютный возраст по K-Ag методу дает очень низкие значения – в среднем 5.5 млн.лет (Г.А. Казарян и др., 1967), что соответствует среднему плиоцену. Этот возраст выглядит не очень убедительным.

Как было выяснено, с плиоценовой вулканогенной толщей интрузивные породы непосредственно не контактируют, хотя мощность непрорванной покрышки верхнеэоценовой толщи над интрузивом не превышает несколько десятков метров. Наиболее вероятно предполагать о миоценовом возрасте Вагашенского массива.

2.2.4. Экструзивно-субвулканические образования

Субвулканические, экструзивные породы на исследованной территории пользуются большим развитием. По возрасту выделяются 8 групп близоверхностных рвущих тел: дат-палеоценовая, среднеэоцеовая, вернеэоценовая, верхнеэоцен-олигоценовая, верхнеолигоцен-нижнеплиоценовая, нижнемиоценовая, нижнеплиоценовая, среднеплиоценовая.

К дат-палеоценовым субвулканическим породам относятся диорит-порфириты, прорывающие отложения этого возраста. Они представлены двумя небольшими телами в верховье ручья Сона (левый приток р.Масрик).

Диоритовые порфириты представлены темно-серой, синевато-серой породой с кристаллическим строением и глыбовой грубостолбчатой отдельностью.

Микроструктура порфировая с мелкозернистой аллотриоморфнозернистой основной массой. Вкрапленники представлены плагиоклазом и зеленой роговой обманкой. Основная масса сложена кварцем, плагиоклазом, роговой обманкой, клинопироксеном, рудными зернами и вторичным кварцем и хлоритом.

К ***среднеэоценовым вулканическим породам*** относятся многочисленные силлы, дайки и штокообразные тела габбро-диабазов, диоритовых порфиритов и андезитов, развитых, главным образом, в восточной части Варденисского нагорья, в бассейнах рек Масрик и Тертер.

Габбро-диабазы и диабазы в виде типичных силлов зафиксированы в среднеэоценовой толще близмеридионального водораз-

дельного отрога хребта Демер между селами Субатан и Акунк и в нижнем эоцене северного крыла Масрикской антиклинали.

В хребте Демер встречены 3-4 субпараллельных силла, выходы которых в виде вертикальных карнизов близгоризонтально протягиваются (с перерывами) вдоль западного склона на расстоянии 2-2.5 км. Залегают они совершенно согласно с вмещающими породами. Мощность их в основании склона более 15 м, в средней части – 6-7 м и на вершине водораздела – около 15-16 м.

У двух верхних силлов в нижней части наблюдаются крупные (до 1 м) округлые, пластически деформированные куски-ксенолиты вмещающих песчано-глинистых пород среднего эоцена, что свидетельствует о синхронности внедрения указанных силловых залежей с отложениями вмещающих осадочных пород.

Порода силлов темно-серая, зеленоватая, крупнозернистая с выделениями крупных (до нескольких мм) кристаллов плагиоклаза. Отдельность в эндоконтактах плитчатая, а в центральных частях – крупноглыбовая, изредка столбчатая.

Микроструктура этих пород крупнозернистая, диабазовая. Более 60% общей массы представлено крупными (до 5 мм) призматическими, зональными, альбитизированными кристаллами плагиоклаза, промежутки между которыми заполнены непрозрачной массой буро-зеленоватого хлорита с едва просвечивающимися иголочками плагиоклаза, сгустками черных точечных выделений магнетита, вторичного кварца и акцессорного апатита.

Мощное (до 30 м) силловое тело габбро-диабазов в виде близвертикальной стены высотой до 10 м и протяженностью более 150 м возвышается среди нижнеэоценовых флишоидных пород северного крыла Масрикской антиклинали, в 3 км к югу от с.В.Шоржа. Несмотря на общее согласное с вмещающими породами залегание, хорошо видны рвущие контакты силла. Порода в центральной части силла крупнозернистая, серо-зеленоватая с крупноглыбовой отдельностью. В зальбандах она более темная и мелкозернистая с флюидальной полосчатой текстурой и грубоплитчатой отдельностью. Микроструктура диабазовая с пойкилоофитовыми участками. Главными минералами являются плагиоклаз и клинопироксен с заметно большим развитием последнего (до 45%). Угловатые промежутки вышеперечисленных минералов заполнены серпентин-хлоритом, серицитом, пренитом. По химизму эти породы отличаются

от габбро-диабазов хребта Демер более низкой кислотностью, высокой магнезиальностью, железистостью и щелочностью (таб. 29).

Диабазовой породой сложена близширотная дайка, секущая нижнеэоценовые породы северного крыла Масрикской антиклинали, в 1 км к западу от коч.Сарыягуб.Мощность 7-8 м, протяженность более 100 м. Порода буровато-коричневатая, отдельность округло-глыбовая, луковично-скорлуповатая. Микроструктура диабазов офировая-олигофировая с диабазовой основной массой. Очень редкие вкрапленники предтавлены почти полностью хлоритизированными плагиоклазом и пироксеном. Основная масса состоит из мелких призмочек плагиоклаза и опацита. Много хлорита буровато-зеленоватого цвета, а также скопления вторичного кварца.

Диоритовые порфириты во всем исследованном районе совершенно однообразны.

В районе хребта Демер зафиксировано 6 даек диорит-порфиритов с северо-восточным (50-80°) простиранием и близвертикальным падением. Четыре из них расположены на западном склоне хребта, между местностью Хачкарер и с.Чахырлу. Порода даек темно-серая, зеленовато-серая, синевато-серая с яснокристаллическим плотным строением и глыбовой, реже грубостолбчатой, брусчатой отдельностью. Мощности колеблются в пределах 1.5-2 м, а протяженность – более 1.5-2 км. Две маломощные (1-2 м) дайки зеленовато-серых диорит-порфиритов расположены на юго-восточном подножье хребта Демер, в 500-700 м к югу от с.Акунк.

В пределах Масрикской антиклинали дайки диорит-порфиритов встречены в ядре структуры у коч.с.Кошабулаг (2 дайки), на водоразделе между р.Кошабулаг и ур.Тарса, на дороге Варденис-Джермук в истоках р.Сона, на южном крыле антиклинали в районе ур.Метиснер (2 дайки), а также на северных подножьях массива г. Царасар и на правом берегу р.Кети, в 1 км к СВ от кочевки с.Варденис. Большинство этих даек также имеют северо-восточное простирание и близвертикальное падения.

Микроструктура их порфировая с полнокристаллической и кристаллически-зернистой основной массой. Вкрапленники предстaвлены крупным (до 4 мм) призматическим плагиоклазом с включениями точечных новообразований серицита и кальций-карбоната. Часто встречается ярко-зеленый хлорит, который является псевдоморфозой по темноцветному минералу. Основная масса сложена

мелкими (0.2-1.0 мм) призмами плагиоклаза, хлоритом, кальцитом, реже кварцем. Химизм этих пород отражен в табл. 34.

Таблица 34

Химические составы интрузивных пород Вагашенского массива

№№	1	2	3	4	5	6	7
	1014г	1383	1389ж	1390	787	1099а	570а
SiO_2	52.65	56.51	56.29	51.74	78.20	44.05	50.93
TiO_2	0.59	0.52	0.47	0.56	0.68	1.8	1.47
Al_2O_3	14.09	17.00	19.66	18.73	20.42	16.4	16.61
Fe_2O_3	3.50	2.69	1.06	2.91	4.36	4.76	3.89
FeO	3.90	3.76	4.88	6.37	5.54	4.81	6.38
MnO	0.12	0.10	0.14	0.20	0.13	0.18	0.18
MgO	2.89	2.30	3.98	4.45	9.00	5.6	3.49
CaO	7.12	6.18	7.35	8.24	2.68	11.23	6.58
Na_2O	3.50	3.20	2.50	2.15	4.50	3.20	3.00
K_2O	2.80	2.00	1.80	2.00	1.25	0.7	1.00
P_2O_5	0.99	-	-	-	0.22	0.25	-
H_2O^-	0.40	0.08	0.41	0.17	0.25	0.2	0.10
n.n.n.	6.94	5.16	1.66	2.90	3.38	5.48	2.60
Σ	99.49	99.54	100.16	100.42	100.58	99.94	99.23
Числовые характеристики по А.Н.Заварицкому							
a	12.7	10.8	8.5	8.1	11.5	8.4	8.5
c	3.8	6.9	9.5	9.2	3.1	7.3	7.5
b	18.2	11.9	14.0	19.0	32.1	26.3	21.3
s	65.8	70.4	68.0	62.7	53.3	58.0	62.7

1- диорит-порфирит. Дайка в верховьях р.Масрик, колл. Г.А.Казаряна, ан. Н.А. Иванян; 2-кварцевый диорит-порфирит. Дайка в 0.5 км к С от коч.с.Каябаш, колл.Г.А. Казаряна, ан. З.Ш. Гаспарян; 3-диорит-порфирит.дайка у разв.коч.с.Чахырлу, колл. Г.А. Казаряна, ан. С.Г. Чаталян; 4- то же, там же, на выс.отм.2167м, колл. Г.А.Казаряна, ан. С.Г. Чаталян; 5- диабазовый порфирит. Дайка в местности Хачкарнер. Г.А. Казаряна, ан. С.Г. Чаталян; 6- габбро-диабаз. В 1 км к З от коч.с.Сарыякуб, кол. Г.А. Казаряна, ан. Н.А. Иванян; 7-диабазовый порфирит. Там же, колл. Г.А. Казаряна, ан. Н.А. Иванян.

Диорит-порфиритами сложен также ряд мелких штокообразных, линзовидных тел в бассейне р.Тертер между селами Зелик и Зар, а также на южном склоне Варденисского хребта.

Андезиты представлены многочисленными силлами по обеим бортам р.Ехегис – от с.Гюмдуз до с.Шатин.

Среднеэоценовый возраст всех вышеперечисленных пород обосновывается следующими соображениями:

1.Силловые тела габбро-диабазов хребта Демер совершенно синхронны с вмещающими среднеэоценовыми породами.

2.Дайки диорит-порфиритов, развитые в поле распространения мел-среднеэоценовых пород, нигде не соприкасаются с верхнеэоценовыми породами.

К верхнеэоценовому возрасту относятся андезиты, андезитодациты, диоритовые порфириты.

Выходы андезитов и андезитодацитов приурочены к верховьям р.Сона, левого притока р.Масрик. Здесь закартировано 8 отдельных выходов, разделенных четвертичными вулканическими сооружениями: Аккая, Харамнер, Хаджи-Има и их лавовыми потоками. Общая обнаженная площадь около 4.5 кв.км. Чрезвычайное внешнее сходство пород, а также идентичность всех микроструктурных особенностей позволяет предполагать об общности всех выходов внутри единого крупного субвулканического массива, расчлененного только четвертичным шлаково-лавовым чехлом.

Породы макроскопически крупнозернистые, серые, синевато-серые с многочисленными выделениями крупного (до 1 см) полевого шпата, кварца и роговой обманки (до 0.5 см). Отдельность крупноглыбовая, местами крутопадающая плитчатая.

В районе кочевки с.Мазра встречаются шлировые включения мелкозернистой породы с угловатыми контурами и размерами от очень мелких до 15-20 см в поперечнике. Местами вышеописанные породы гидротермально изменены, осветлены с характерной полосчатостью.

Микроструктура свежих пород крупнопорфировая-полифировая с очень мелкозернистой, аллотриоморфнозернистой основной массой. Вкрапленники представлены крупнотаблитчатым, реже призматическим плагиоклазом (до 10% всего объема), слегка уралитизированной роговой обманкой (до 5%), кварцем (менее 1.5%) и, реже, ромбическим пироксеном.

Основная микромасса описываемых вулканитов сложена точечными зернами плагиоклаза, магнетитовой пылью и светлобу-

ро-желтоватым слабо раскристаллизованным, частично хлоритизированным стеклом.

Порода шлиров отличается полнокристаллическим равномерно-зернистым сложением и состоит из длинных призм частично альбитизированного и карбонатизированного плагиоклаза, роговой обманки и кварца.

Породы осветленных зон сильно серицитизированы, окварцованы, карбонатизированы и хлоритизированы. Но несмотря на это, здесь сохранены следы многочисленных крупных вкрапленников минералов, чем и определяется характер первоначальной породы.

Диоритовые порфириты образуют крупные силлы в междуречье верхних течений рек Арпа и Егис, где прорывают среднеэоценовые отложения. Одна дайка диоритовых порфиритов в верховьях р.Варденис прорывает верхнеэоценовые отложения.

Верхнеэоценовый возраст доказывается общими геологическими соотношениями, а также данными абсолютного возраста по калий-аргоновому методу (43-49 млн.лет).

Химизм пород отражен в таблице 35.

Таблица 35

Химические составы верхнеэоценовых субвулканических андезито-дацитов верховьев р.Сона

№№	1	2	3	4	5	6
	3754	3763	4306	683	1089а	13546
SiO_2	62.47	64.78	62.25	65.09	62.68	61.18
TiO_2	0.37	0.28	0.76	0.26	0.60	0.25
Al_2O_3	15.59	15.71	15.65	15.46	15.28	18.32
Fe_2O_3	2.75	2.75	4.16	2.69	2.91	3.16
FeO	2.01	1.51	2.66	1.84	1.71	2.02
MnO	-	-	0.03	0.06	0.09	0.13
MgO	2.19	1.83	2.51	1.48	2.00	3.34
CaO	5.33	4.57	5.00	3.99	4.77	5.51
Na_2O	3.00	3.00	2.85	4.00	3.65	3.35
K_2O	2.25	2.15	1.83	3.00	3.10	2.25
P_2O_5	0.19	0.18	0.25	-	-	-
H_2O^-	0.28	0.39	0.78	-	-	-
n.n.n.	3.23	2.50	2.11	-	-	-
Σ	99.66	99.65	100.94	98.87	96.79	100.50
Числовые характеристики по А.Н.Заварицкому						
a	10.3	10.1	9.3	13.4	12.8	10.8
c	3.8	5.7	6.2	4.5	4.1	6.8
b	9.4	7.3	10.7	7.1	9.7	11.2
s	74.5	76.9	73.8	75.0	73.4	71.2

1-андезитодацитовый порфирит, на южном склоне г.Хаджи. Авт.Э.Х.Харазян 2-дацитовый порфирит, у вулк. Харамнер. Авт.Э.Х.Харазян 3- андезитодацитовый порфирит, у северн.подножья г.Аккая. Авт.Э.Х.Харазян 4-дацитовый порфирит (по авт.гранодиорит-порфирит) коч.с.Мазра.Авт.Г.А.Казарян (1974) 5- андезитодацитовый порфирит, (по авт. кварц. диорит-порфирит) в 2 км к З от коч.с.Мазра.Авт.Г.А.Казарян 6- андезитовый порфирит, (по авт. кварц. диорит-порфирит) Перевал Аккая, по дороге Варденис-Джермук. Авт.Г.А.Казарян (1974)

Верхнеэоцен-олигоценовые субвулканические образования представлены кварцевыми дацитами, риодацитами, фельзитовыми риолитами, дайками андезитодацитов, дацитов, риодацитов.

Фельзитовые риолиты имеют наибольшее развитие в этой группе пород. Их выходы сконцентрированы внутри Масрикской вулкано-тектонической структуры. Здесь закартировано более 15 выходов. Размеры их от нескольких десятков кв.км до нескольких сот кв. км. Все тела имеют четкие рвущие контакты и куполовидные, округлые в плане формы.

Большинство массивов находится внутри среднеэоценовой толщи, а самый крупный из них – Айдаринский экструзив (площадью около 4 кв.км) – расположен в ядре Масрикской антиклинали, где рвет весь ее разрез от нижнего коньяка до среднего-верхнего эоцена включительно.

Порода тонкозернистая желтоватая, буровато-рыжеватая, светло-розовая с тонкоплитчатой отдельностью и тонкофлюидально-плитчатой скульптурной поверхностью. Плитчатость всюду концентрическая, строго параллельная контактам экструзивов.

Микроструктура пород Айдаринского экструзива афировая, полнокристаллическая, мелкозернистая, аллотриоморфнозернистая. Вся эта масса состоит из сложного агрегата ксеноморфного кварца и тонкопризматического плагиоклаза, а также хлорита, кальцийкарбоната.

Совершенно аналогичный состав имеют риолиты Верхнешоржинских массивов, расположенных цепочкой вдоль правого берега р.Кета.

Породы выходов, расположенных к югу от с.Даюкенд, очень сильно окварцованы, обелены, обохрены. Заслуживает внимания куполовидный экструзивный массив Оджах, расположенный на вершине хребта Демер к западу от с.Дашкенд.

Сам интрузив занимает северную вершину г.Оджах (площадь 04 кв.км). Его поверхность скалистая, зазубренная. Фельзитовые риолиты здесь плотные, светло-серые, желтоватые, на северо-восточном склоне светло-розоватые. На восточных карнизах наблюдается близвертикальная грубостолбчатая отдельность.

Микроструктура пород этого экструзива олигофировая-порфировая с вкрапленниками довольно свежего плагиоклаза и, реже, мелкого биотита.

Возраст фельзитовых риолитов определяется как конец эоцена-начало олигоцена. Они рвут верхнеэоценовую толщу андезитов. Химический состав их отображен в таблице 36.

Таблица 36

Химические составы верхнеэоцен-олигоценовых фельзитовых риолитов Варденисского нагорья

№№	1	2	3	4	5
	1014а	1094д	1107а	1397а	1735а
SiO_2	71.89	75.71	71.85	74.00	66.48
TiO_2	0.83	0.14	0.19	0.15	0.58
Al_2O_3	12.37	13.29	13.01	12.02	16.61
Fe_2O_3	2.54	1.37	3.14	0.52	1.94
FeO	0.29	0.80	1.09	0.28	1.71
MnO	0.03	0.02	0.04	0.04	сл.
MgO	0.61	0.25	0.14	0.52	0.86
CaO	1.86	0.35	1.92	1.40	2.80
Na_2O	1.87	2.25	2.75	2.30	4.5
K_2O	3.05	3.70	3.75	3.30	3.5
P_2O_5	0.06	0.04	0.07	-	0.20
H_2O^-	1.63	0.22	0.80	1.31	0.64
n.n.n.	3.31	1.62	1.76	2.03	0.67
Σ	99.79	99.76	100.44	100.87	100.49
Числовые характеристики по А.Н.Заварицкому					
a	15.1	8.5	9.6	11.5	2.5
c	3.4	1.0	0.4	2.3	1.6
b	5.1	9.5	8.6	5.0	8.0
s	76.4	81.4	81.4	81.2	80.9

1-липарит.порфир. Верховье р.Масрик. Авт Казарян Г.А., ан.Бабаян В.А.
2-липарит.порфир. Коч. с.Акунк.Авт.Казарян Г.А., ан.Бабаян В.А.
3- липарит.порфир.В 3 км к З от коч.с.Варденис. Авт Казарян Г.А., ан.Бабаян В.А.
4- липарит.порфир. В 1 км к Ю от с.Н.Шоржа. Авт. Казарян Г.А., ан.Гаспарян З.Ш.
5- липаритодацит. К Ю от с.Акунк, г.Оджах. Авт Казарян Г.А., ан.Пилипосян Н.

Кварцевые дациты распространены в верхнеэоцен-олигоценовой вулканической толще верховьев р.Варденис. На правом борту этой долины кварцевые дациты образуют неккообразно выступающие скалистые уступы высотой до 30-35 м. Отдельность в центральных частях выходов горизонтально-столбчатая или брусчатая, а по краям – вертикально-плитчатая. В некоторых частях эндоконтактов встречаются плотные сбрекчированные разновидности. Порода темно-серая крупнопорфировая с очень крупными призматическими полевыми шпатами (до 2-2.5 см). Местами обнаруживают ясную флюидальную текстуру. Такие резко выступающие в рельефе плотные тела оконтуриваются более светлыми с многочисленными небольшими гнездами рыхлого охристого вещества. Эти породы также крупнопрфировые, но менее крепкие, кварцсодержащие.

Микроструктура плотной породы порфировая с мелкозернистой криптокристаллической основной массой. Вкрапленники представлены крупным сплавленным плагиоклазом, кварцем (до 3.5 мм), опацитизированным биотитом (до 1мм). Основная масса сложена аллотриоморфнозернистым кварцем, микролитами и точечными образованиями плагиоклаза, мелкими призмочками опацитизированного бывшего амфибола. Отдельными участками развиты более крупнозернистый кварц, кальций-карбонат, серицит, хлорит.

Андезитодациты, дациты, риодациты широкой полосой развиты в долине р.Тертер. Азимут простирания даек колеблется в пределах 0-30°. Углы падения очень крутые – 60-90°, причем в центральной части полосы дайки вертикальные. С центра они веерообразно расходятся книзу на юго-восток и северо-запад. Мощности колеблются в пределах 0.25-0.30 м, протяженность более 100 м. В общем, это типичное даечное поле, местами они так густо расположены, что трудно их показать в отдельности. Преобладают дайки андезитодацитового и дацитового составов. Породы мелкозернистые серые, иногда сильно измененные. Структура порфировая с вкрапленниками плагиоклаза, биотита, реже роговой обманки. Основная масса полнокристаллическая, аллотриоморфнозернистая, кварц-плагиоклазовая.

Породы эти часто хлоритизированы, окварцованы и серицитизированы, что особенно заметно в осевой полосе Зейликской антиклинали на левом борту р.Зар.

Указанные породы прорывают среднеэоценовые и, отчасти, верхнеэоценовые образования.

Верхнеолигоцен-нижнемиоценовые образования представлены силлами диоритовых порфиритов. Несколькими крупными телами обнажаются в междуречье р.Ехегис и ее правого притока Сулема. Они прорывают средне-верхнеэоценовые отложения и силлы среднеэоценовых андезитов.

Нижнемиоценовые экструзивные образования представлены полосчатыми трахириодацитами, дацитами, андезитодацитами. Они слагают экструзивные купола Марал, Грасар, Чом и др.

Экструзивный купол Марал, сложенный *трахириодацитами*, находится на центральном водоразделе Варденисского хребта, на северном берегу оз.Б.Алагель. В плане имеет грушевидную форму, острым концом обращенную на юго-восток. С юго-запада экс-

трузив зажат среднеплиоценовыми амфибол-биотитовыми андезитодацитами, а с северо-востока – верхнечетвертичными андезитами вулкана Порак. Общая обнаженная площадь около 7 кв.км.

Породы, слагающие Марал, светло-серые, желтоватые, кремовые. Отдельность в центральной части массива глыбовая, реже столбчатая с преобладающей горизонтальной флюидальностью и полосчатостью. По краям массива наблюдается плитчатая, тонкоплитчатая отдельность с концентрическим расположением плоскостей и падением в сторону центра массива под углом до 80°.

Микроструктура породы порфировая с гиалопилитовой основной массой. Вкрапленники представлены частично резорбированным плагиоклазом (до 2 мм), опацитизированной базальтической роговой обманкой и биотитом. Основная масса сложена микролитами плагиоклаза и иголками опацита, сцементированных криптокристаллическим агрегатом стекла с рудной пылью. Химический состав породы отражен в таблице 36.

Дациты распространены на куполе Грасар, расположенном на водоразделе Восточно-Севанского хребта. В плане массив имеет округлую форму со средним диаметром 600 м. Вся поверхность покрыта плитчатыми чингилями. Это плотные, мелкозернистые серорозоватые, слегка зеленоватые породы с многочисленными включениями белого полевого шпата и темноцветных минералов. Отдельность в коренном выходе северного основания экструзива толстоплитчатая, матрацевидная с падением плоскостей в сторону горы под углом 30-35°.

Структура породы порфировая с почти полнокристаллической аллотриоморфнозернистой основной массой. Во вкрапленниках обнаружены крупные серицитизированные и карбонатизированные плагиоклазы размерами до 1.7 мм, а также полностью разложенный темноцветный минерал (бывшая базальтическая роговая обманка, превращенная в смесь ярко-зеленого хлорита с кальций-карбонатом и магнетитом). Основная масса породы сложена кварцем, плагиоклазом, сильно разложенной базальтической роговой обманкой, а также хлоритом, серицитом, магнетитом, кальций-карбонатом. На южном краю выхода породы отличаются более крупнозернистым строением основной массы. Химический состав породы отражен в таблице 37.

Таблица 37

Химические составы миоценовых экструзивно-субвулканических пород Варденисского нагорья.

№№	1	2	3	4	5	6	7	8
	3708	4122	4126а	1021с	586	1461	1930г	3745
SiO_2	63.00	70.47	74.48	68.88	69.86	62.72	64.53	64.04
TiO_2	0.55	0.27	0.33	0.33	0.21	0.66	0.77	0.54
Al_2O_3	16.43	14.66	13.21	14.11	15.14	16.88	17.72	15.71
Fe_2O_3	2.90	1.56	1.35	3.60	1.23	0.03	2.64	2.71
FeO	2.44	0.84	0.70	0.87	1.60	5.07	0.20	1.72
MnO	-	0.03	0.03	0.04	0.07	-	0.08	-
MgO	1.74	1.16	0.64	1.56	1.67	1.54	0.24	2.75
CaO	4.45	1.50	1.50	2.34	1.70	5.52	2.14	4.70
Na_2O	3.61	2.40	3.95	3.40	4.25	3.30	5.31	3.10
K_2O	2.25	3.83	3.73	3.00	4.50	2.20	5.28	2.15
P_2O_5	0.30	0.04	0.04	-	-	-	-	0.22
H_2O^-	0.04	0.86	0.60	0.34	0.05	-	0.36	0.24
п.п.п.	1.64	3.45	0.80	1.43	0.43	0.84	-	1.49
Σ	100.35	100.17	100.36	100.50	100.71	99.56	99.75	99.37
Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому								
a	11.6	10.8	11.6	12.0	15.5	11.7	19.5	10.2
c	5.6	1.9	1.9	3.6	2.0	5.7	2.4	5.7
b	8.1	6.6	3.9	5.0	5.3	8.9	3.1	9.0
s	74.7	80.7	82.7	79.4	77.2	73.7	75.0	75.1

Опись анализов:

1-Андезитодацит.Дайка. Скалы Шишпал на дороге с.В.Шоржа-Зейлик, к св от коч.с.Басаргечар. Авт.Харазян Э.Х.

2-Риодацит. В 1 км севернее вулк.Гетик. Авт.Харазян Э.Х., ан.Затикян В.

3-Риолит. Ущелье р.Бардара, южное поднжье вулк. Гетик. Авт.Харазян Э.Х., ан.Затикян В.

4-Риодацит. Коч.Чом. по р.Каракоюн. Авт.Харазян Э.Х., ан.Чаталян С.Г.

5-Риолит. Дайка на зап.склоне г.Царасар. Авт. А.Г.Куюмджян

6-Андезитодацит. Дайка в 2 км к СВ от коч.Басаргечар (Шишпал). Авт.Казарян А.Г.

7-Трахириодацит г.Марал. Авт.Гинзбург А.С. (1930)

8-Дацит, купол Грасар. Авт.А.Х.Харазян.

Андезитодацитовая мощная дайка Шишпал пересекает дорогу из долины р.Масрик в сторону Зейликского перевала и находится в 1.5 км к западу от последнего. Построение близмеридиональное с вертикальным падением. Скалистые выходы дайки прослеживаются на расстоянии более 1.5 км, после чего на севере перекрываются чехлом плиоценовых лав, а на юге, юго-западе теря-

ются в среднеэоценовой толще. Мощность дайки изменчивая, с многочисленными раздувами (45-50 м) и пережимами (менее 10 м). Очень хорошие обнажения наблюдаются непосредственно над дорогой Варденис-Зейлик, где возвышаются скалы высотой 35-40 м. Порода здесь темно-серая, черная, мелкозернистая, почти стекловатая с очень хорошо развитой вертикальной концентрической тонкоплитчатой отдельностью.

Микроструктура афировая с микролитово-кристаллитовой и интерсертальной основной массой. Очень редкие вкрапленники представлены мелким плагиоклазом и призматическим ортопироксеном. В основной массе наблюдается сеть микролитов-иголочек плагиоклаза, погруженная в темную стекловатую массу. Химический состав породы приведен в таблице 37.

Все вышеуказанные тела рвут средне-верхнеэоценовые породы и с заметным размывом перекрываются плиоценовой вулканогенной свитой Варденисского хребта. Данные абсолютного возраста по калий-аргоновому методу позволяют датировать эти образования как нижнемиоценовые.

К нижнеплиоценовому возрасту относятся риодациты, дациты и андезиты.

Риодациты расположены на центральном водоразделе Варденисского хребта, в 1.5 км к югу от минерального источника Ттуджур, выше III шахты Арпа-Севан. Здесь они занимают всю верхнюю часть горного массива с абсолютной высотой 3212 м. Площадь выхода не превышает 0.6 кв.км. Коренные скальные выходы отсутствуют. Вся поверхность покрыта плитняковыми чингилями мелкозернистых пород, почти лишенных флюидальности. Микроструктура плитняка в центральной части вершины порфировая с мелкозернистой гиалопилитовой основной массой. Вкрапленники представлены свежим плагиоклазом (до 1.2 мм), клинопироксеном (до 0.7 мм), реже буро-коричневой базальтической роговой обманкой, снаружи слегка опацитизированной. Основная масса породы сложена мелкими ксеноморфными плагиоклазами, иголочками полностью опацитизированной роговой обманки и светлым стекловатым мезостазисом. Во многих участках наблюдаются скопления черепитчатого кристобалита. Из акцессорных минералов встречаются стально-серые, слегка буроватые апатиты.

В породе встречаются остроугольные ксенолиты мелкозернистой полнокристаллической породы с более крупными клинопироксенами, базальтической роговой обманкой и диоритоподобной основной массой из плагиоклаза (до 0.15 мм) и опацита.

На восточных склонах горы породы приобретают тонкофлюидально-полосчатую текстуру. Основная масса здесь гиалиновая с буровато-сероватым оттенком. Более частые светлые полосы здесь чередуются с более темными. Такая же гиалиновая основная масса с флюидально-полосчатой текстурой наблюдается также на западных склонах. Здесь чередуются ярко-оранжево-красные и более светлые серо-коричневатые полосы стекла.

Нижнеплиоценовые дациты представлены незначительными по размерам телами, прорывающими верхнеэоцен-олигоценовые фельзитовые риолиты.

Андезиты представлены в виде одной дайки в верховьях р.Варденис (на правом борту) и неккообразного тела на водоразделе Варденисского хребта, на вершине г.Сохуял.

Среднеплиоценовые образования сложены риолитами, риодацитами, перлитами, обсидианами и дайками дацитов, андезитодацитов, андезитов и андезитобазальтов.

Риолиты слагают сложный массив Бардара, обнажающийся на левом борту р.Бардара, в 2.5 км к востоку от с.Гетикванк. Общая форма обнаженной части массива в плане удлиненная (на 3 км) в северо-восточном направлении, причем хорошо обособляются как бы два эруптивных центра: куполовидный северо-восточный и линейный юго-западный, связанные узкой перемычкой.

Куполовидная часть массива сложена более или менее плотными риолитами, часто с мелкими шаровидными обособлениями, локализованными вдоль отдельных полос флюидальности. Порода сложена плагиоклазом и радиально-лучистым агрегатом бурого разложенного стекла и калиевого шпата. Небольшие промежутки заполнены кварц-полвошпатовой микрофельзитовой массой.

Отдельность на вершине купола плитчатая, иногда мелкоглыбовая. На юго-западном склоне встречаются перлитизированные разности. На западном склоне кислые породы купола прорваны небольшим выходом темно-серых андезитобазальтов с мелкоглыбовой, плитчатой отдельностью.

Вершина линейного центра узкая, каменистая со скалистыми выходами плотных серых риолитов с многочисленными включениями кварца и биотита. Отдельность вертикально-матрацевидная, совпадающая с крупной флюидальностью. Вдоль отдельных крупных полос порода мелкошаровая. На северо-западном склоне линейного центра из-под указанных плотных пород выступают более мягкие перлитизированные риолиты, которые легко разрушаются, образуя рыхлую, белесоватую, пемзово-песчаную массу мощностью около 120 м.

Риодациты слагают куполовидный экструзивный массив Чом, обнажающийся на правом борту р.Каракоюн, в 2.5 км к ЮВ от с.Азизлу. Порода буро-сероватая крупнопорфировая с толстоплитчатой отдельностью. Плоскости плитчатости всюду имеют выдержанное юго-западное падение под углами 50-70°. Поверхности скальных выходов округлые, выветрелые.

Микроструктура породы порфировая с гиалопилитовой основной массой. Вкрапленники представлены оплавленными округлыми зернами кварца, кристаллами плагиоклаза и мелким биотитом. Основная масса светло-буро-коричневатая, состоит из микролитов плагиоклаза, мелких клинопироксенов и вулканического стекла.

Риолиты, риодациты, перлиты, обсидианы распространены также на крупных массивах Бережнер, Хорапор и в ряде других мест.

Куполовидный массив Бережнер, рвущий туфобрекчиевую нижнеплиоценовую пачку, на правом борту р.Варденис, в 2 км к востоку от лет. Азизнер, представляет собой округлую куполообразную постройку с диаметром основания 1 км и относительной высотой с запада более 400м.

Породы, слагающие этот купол, светло-серые, слегка голубоватые, порфирового сложения с многочисленными каменными розами-литофазами. Отдельность плитчатая, крупные скалистые выходы полностью отсутствуют.

Крупный кислый массив Варденисского нагорья – Хорапор, расположен на северном склоне, к югу от с.В.Загалу. Образует изолированную, вытянутую в меридиональном направлении куполообразную постройку с основанием 4-2 км. Максимальная относительная высота с севера и запада – около 500 м, минимальная с юга

– не более 80 м. Абсолютная отметка вершины 2906.5 м. С всех сторон Хорапор залит четвертичными андезитодацитами г.Сандухкасар.

В строении массива, как отмечалось выше, принимают участие риолиты, риодациты, перлиты, обсидианы.

На плоской вершине Хорапор сохранены руины двух небольших шлаковых вулканов с останцами лавовых потоков оливиновых андезитобазальтов.

Микроструктура всех пород купола порфировая или олигофировая с микрофельзитовой (у риолитов), гиалопилитовой (у перлитов и обсидианов) структурами основной массы.

Перлиты здесь развиты на северной половине горы. Отсюда, из-под основания массива, на север уходит агломератовый поток белой перлит-пемзовой массы мощностью более 15-18 м. Через 300-400 м этот поток перекрывается четвертичными лавами и снова выступает уже в районе с.Лчаван. Развиты перлиты также на восточной стороне массива Бережнер, в местности Бабаджанюрт. Это белые, светло-серые сахаровидные, параллельно-полосчатые с тонкими (до 3-4 мм) полосами ярко-красно-бурых разностей.

Микроструктура перлитов порфировая с вкрапленниками плагиоклаза (до 2мм), кварца (до 1.5 мм) и мелкого биотита (менее 0.3 мм). Основная масса очень светлая, желтоватая с редкими иголочками плагиоклаза. Стекло имеет перлитовую трещиноватость.

Обсидианы приурочены к западному и южному склонам Хорапора, где встречаются среди риолит-перлитовой массы в виде небольших внедрений. Часто встречаются полосчатые смешанные липарит-обсидиановые разности. Обсидианы черные, в тонком изломе серые, прозрачные с вкрапленниками плагиоклаза. Основная масса гиалиновая. Здесь наблюдается чередование тонких полос совершенно чистого светлого стекла с темным стеклом с многочисленными зачаточными кристаллами темноцветного минерала и рудной пылью.

Химический состав вышеописанных пород отражен в таблице 38.

Многочисленные небольшие субвулканические тела и дайки дацитов, андезитодацитов, андезитов распространены на северном склоне г.Варденис, в верховье р.Соганлу, по левому борту р.Зейлик и в других местах.

Таблица 38

Химические составы плиоценовых экструзивно-субвулканических и дайковых тел

№№	1	2	3	4	5	6	7
	3690б	3876	932а	542	540б	3826	3656
SiO_2	74.25	72.04	67.89	73.67	75.28	71.13	68.65
TiO_2	-	0.39	0.33	0.23	0.16	0.25	0.16
Al_2O_3	12.53	13.52	16.84	10.73	13.87	15.09	15.49
Fe_2O_3	0.81	1.98	2.49	3.12	0.89	1.06	1.52
FeO	0.25	1.26	0.51	-	1.31	0.49	0.50
MnO	0.03	0.03	0.09	0.09	0.03	0.03	-
MgO	0.55	1.25	0.30	0.57	0.10	-	1.09
CaO	1.27	2.25	2.27	1.28	1.00	2.12	2.42
Na_2O	3.57	2.95	4.75	3.75	3.75	3.16	3.15
K_2O	4.16	3.15	4.25	4.00	4.00	3.28	3.31
P_2O_5	-	0.06	0.14	0.03	-	0.04	0.08
H_2O^-	0.16	0.81	0.19	0.11	-	-	0.84
n.n.n.	1.89	1.23	0.36	2.88	0.10	3.27	2.82
Σ	99.47	100.92	100.41	100.46	100.49	99.92	100.02
a	13.7	11.0	16.7	13.7	13.4	11.9	12.0
c	1.4	2.7	2.7	0.1	1.1	2.6	3.0
b	2.6	5.6	3.5	4.8	4.2	3.1	5.2
s	82.3	80.7	77.1	81.4	81.3	82.4	79.8

Продолжение таблицы 38

№№	8	9	10	11	12	13
	4105	4093	822а	199	68	276
SiO_2	66.25	62.03	63.08	64.23	64.00	57.00
TiO_2	0.45	0.78	0.43	0.61	0.59	0.88
Al_2O_3	17.21	16.14	16.06	17.86	17.71	16.98
Fe_2O_3	2.11	4.44	4.27	3.56	3.64	4.86
FeO	2.10	1.61	0.86	0.85	0.93	2.51
MnO	0.03	0.03	0.07	0.01	0.09	0.09
MgO	0.40	1.70	1.18	0.49	0.72	3.31
CaO	4.00	4.90	3.97	2.90	3.85	6.09
Na_2O	3.54	3.57	4.30	4.45	4.40	4.00
K_2O	2.65	2.60	3.70	4.10	3.20	2.80
P_2O_5	0.25	0.39	0.04	-	0.33	0.43
H_2O^-	0.73	0.84	0.33	1.10	0.37	0.85
n.n.n.	0.79	1.53	3.32	2.12	0.87	0.80
Σ	100.51	100.56	100.62	103.18	100.90	98.94
a	12.0	12.0	15.0	15.3	14.7	13.2
c	5.0	5.1	2.8	3.6	4.8	4.9
b	5.4	9.4	8.8	6.4	5.3	14.9
s	77.6	73.5	73.4	74.7	75.2	67.0

Опись анализов:
1-перлит, куп.Бережнер.Авт.Э.Х.Харазян; 2- перлит, там же. Авт. Э.Х. Харазян; 3- липарит, куп.Хорапор. Авт.А.Г.Куюмджян; 4-перлит, там же. Авт. А.Г. Куюмджян; 5-обсидиан, там же. Авт.А.Г.Куюмджян; 6-перлит, купол П.Дали. Авт.Э.Х.Харазян; 7-липаритодацит в долине р.Варденис, напротив вулк.Арпа-Севан №3. Авт.Э.Х.Харазян; 8-купол к востоку от вулкана Гейсар. Авт. Э.Х.Харазян; 9-купол андезитодацитов, истоки р.Ехегис, южные подножья г.Варденис. Авт.Э.Х.Харазян; 10-дацит, купол, верховье р.Ехегис.Авт.Г.А.Казарян; 11-дацит, дайка в 0.8 км к востоку от коч.Вагашен. Авт. А.Г.Куюмджян; 12-дацит, дайка, коч. с.Вагашен. Авт.А.Г.Куюмджян; 13-андезит, дайка левый борт долины р.Мартуни, р-н коч.с.Вагашен. Авт. Э.Х.Харазян.

2.2.4. Тектоника

По последней схеме тектонического районирования территории Армении А.А. Габриеляна (Габриелян А.А., Саркисян О.А. и др., 1981) Варденисское нагорье попадает в центральную часть Базумо-Зангезурской интенсивно-складчатой зоны, возникшей из-за эвгеосинклинального прогиба, заложенного в поздней юре-раннем мелу. Это фактически шовная зона, расположенная на стыке двух тектонических комплексов с разновозрастными доальпийскими основаниями: герцинским субплатформенным (на юго-западе) и байкальским геосинклинальным (на северо-востоке).

А.А. Габриеляном и О.А. Саркисяном Базумо-Зангезурская зона подразделяется на две подзоны: Севано-Амасийскую офиолитовую,что то же самое – Севано-Ширакскую синклинорную (там же, стр.144) и Анкавано-Зангезурскую. Варденисское нагорье целиком входит в Севано-Ширакскую зону, которая «через Варденисское поперечное поднятие» сочленяется с Вайоцдзорским. Таким образом, наложенный на гетерогенном основании палеогеновый прогиб продолжается далеко на юг в сторону Сюникского нагорья и в действительности может иметь статус подзоны, только почему «офиолитовой»? Ведь сама офиолитовая зона (или полоса) косо срезает Севано-Ширакский синклинорий и переходит в соседние геотектонические зоны.

Совершенно иная ситуация с Анкавано-Зангезурской подзоной. Судя по описанию, зона существует лишь в составе двух разрозненных, удаленных друг от друга на более чем сотню кило-

метров блоковых структур: Цахкуняцского антиклинория и Южно-Сюникского блок-антиклинория. На всем пространстве между этими антиклинориями указанная подзона как бы затухает, хотя в ранних работах А.А.Габриеляна (1959, 1968 и др.) наличие такой структуры предполагалось под Гегамским, Варденисским и Зангезурским вулканическими хребтами. В действительности, не сюда ли входит Аргичинский антиклинорий? Как ни удивительно, эта структура вообще не упоминается при описании структурных слагающих вышеуказанных и соседних геотектонических зон.

Совершенно идентичное строение Аргичинского антиклинория с находящейся на юге подзоны Гехинской антиклиналью (палеозойское ядро, верхний мел-палеогеновые крылья, расположение параллельно другим зонам и подзонам) позволяет включить его в состав более полноценной и единой Анкавано-Зангезурской подзоны.

Таким образом, можно с уверенностью сказать, что Варденисское нагорье срезает всю ширину Базумо-Зангезурской зоны.

Современная тектоническая структура Варденисского нагорья – это новейшее (неоген-четвертичное) поперечное горст-антиклинальное поднятие, расположенное на стыке крупнейших структур Базумо-Зангезурской зоны: Севано-Ширакского (на севере), Вайоцдзорского (на юго-востоке), Кельбаджарского (на востоке) синклинориев и Аргичинского антиклинория (на западе). Основными фазами складчатости, соответствующими региональным структурным несогласиям, на этой территории являются доверхнемеловая, доверхнеэоценовая, доплиоценовая и доверхнеплиоценовая.

Пликативные структуры доступны детальному изучению только на южных склонах нагорья в пределах северного обрамления Вайоцдзорского синклинория. В остальной площади с очень большим развитием плиоцен-четвертичных лавово-пирокластических покровов о складчатых структурах донеогенового основания можно догадываться только по отдельным изолированным фрагментам мел-палеогеновых пород, обнаженных в приводораздельной зоне северного склона Варденисского нагорья. Судя по структурным элементам всех этих выходов, под неоген-четвертичным чехлом Варденисского нагорья погребена крупная сложная моноклиналь северо-западного простирания, являющаяся, вероятно, се-

веро-восточным крылом расположенного на западе Аргичинского антиклинория и, одновременно, юго-западным крылом единого Севано-Ширакско-Кельбаджарского синклинория (на востоке). Граница между этими крупными складчатыми структурами проходит по диагональному (СВ-ЮВ) Варденисскому разлому, являющемуся составным звеном известной региональной зоны Анкаван-Сюникского разлома.

В действительности, во всех выходах донеогеновых отложений исследуемого района (бассейны р.р.Мартуни, Астхадзор, Варденик, Орбатех, Айсасы, Каракая, Соганлу, Ехегис) на значительной полосе шириной более 17-18 км, охватывающей почти все нагорье, наблюдаются северо-восточные падения под углами 20-40°.

По геологическим и отчасти геофизическим (Дж.А. Оганесян, 1976 и др.) данным Варденисская моноклиналь осложнена рядом параллельных или кулисообразно расположенных северо-западных или близширотных мелких брахиантиклиналей (Вагашенская, Гетикванкская, Акункская, Масрикская, Хопурлинская) и разделяющих их синклиналей. Некоторые из этих антиклиналей возможно являются надразломными (по Дж.А.Оганесяну, 1976) и подчинены крупным северо-западным разрывным нарушениям, во многих случаях насквозь пересекающим нагорье. На восточном краю Варденисского нагорья, в районе его сочленения с Кельбаджарской мульдой с поперечным планом дислокаций, эти северо-западные второстепенные складки дугообразно изгибаются до близмеридионального, или даже северо-восточного (10-20°) простирания.

Несомненно, крупнейшей складчатой структурой донеогенового основания этой области является Тексарская антиклиналь, расположенная на юге, в пределах Вайоцдзорского синклинория.

Тексарская антиклиналь зигзагообразно протягивается по линии с.Кармрашен (за юго-восточными пределами района) – с.Кабах – долина Ехегиса – с.Ехегис и дальше на северо-запад в сторону Аргичинского антиклинория. В центральной части сложена среднеэоценовыми вулканогенно-терригенными флишевыми породами, прорванными на южном крыле олигоценовым Газминским гранитоидным интрузивом.

В районах с.с.Кабах и Ехегис ось антиклинали несколько вздымается, вследствие чего в ядре выходят более древние отложения – соответственно нижние слои эоцена и возможно палеоцена,

а также нижнего коньяка. Более того, в ядре Ехегисской складки на небольшой глубине в скважине вскрыты возможно даже триасовые образования.

Описываемая структура имеет отчетливое асимметричное строение. Северо-восточное крыло более крутое (20-30°), чем юго-западное (18-20°).

Вагашенская антиклиналь расположена в верховьях р.Мартуни, в районе коч.с.Багашен. Выделяется предположительно, на основании уменьшения угла падения (от 45°<35° до 45°<18-20°) верхнеэоценовых вулканогенных пород в юго-западном направлении, что наблюдается, по-видимому, при приближении к ядру антиклинальной складки. Ось складки имеет северо-западное простирание, она погребена под неогеновой вулканогенной толщей водораздельной зоны Варденисского хребта. Все породы в ядре складки вдоль северо-западного разлома гидротермально сильно изменены и содержат полиметаллическое оруденение. Сюда внедрен также молодой (среднеплиоценовый?) гранитоидный интрузив.

Гетикванкская антиклиналь по отношению к предыдущей структуре расположена кулисообразно в верховьях реки Гетикванк, вдоль зоны Варденисского глубинного разлома. Также выделяется предположительно, как надразломная асимметричная антиклинальная складка с более крутым юго-западным опущенным крылом, которая, однако не обнажена. Ядро антиклинали сложено верхнеэоценовыми андезитовыми порфиритами, а северное крыло верхнеэоцен-олигоценовыми и миоценовыми кислыми вулканитами. Вдоль оси складки внедрен Северо-Гетикванкский гранитоидный интрузив верхнеэоцен-олигоценового возраста. Как интрузив, так и вмещающие вулканогенные породы густо рассечены многочисленными оперяющими разломами, раздроблены и подвержены интенсивному гидротермальному метасоматозу с образованием на юго-западном сброшенном борту молибденового и медно-полиметаллического оруденения.

Акункская антиклиналь четко вырисовывается на изолированном выходе среднеэоценовых туфогенно-флишоидных пород хр.Демер (между с.с.Субатан и Акунк Варденисского района). Антиклинальная складка резко асимметрична с наиболее пологим (16-30°) северо-восточным и очень крутым (60-75°) юго-западным крыльями. Последнее крыло почти полностью бронировано четвертич-

ными лавами. В ядро складки внедрен приповерхностный интрузив анортозитового состава и многочисленные дайки диорит-порфиритов. На северо-западном конце складка погружается под неоген-четвертичные образования, а на юго-востоке прослеживается на расстоянии более 10-12 км, после чего в верховьях речки Сонаджур плавно затухает.

Масрикская антиклиналь расположена в верховьях р.Масрик в бассейнах ее главных притоков – Сонаджур, Кошабулаг, Айидзор – и имеет широтное простирание. На западе, в районе дороги Варденис-Джермук, расщепляясь на две самостоятельные антиклинальные складки, она уходит под четвертичные лавы, а на востоке круто заворачивает на юг и продолжается за пределами района исследования.

В ядре Масрикской антиклинали обнажаются наиболее древние породы этой территории – нижнеконьякские оливиновые базальты и их туфобрекчии. На крыльях складки поочередно выступают маастрихтские, датско-палеоценовые и нижне-среднеэоценовые нормально-осадочные и осадочно-вулканогенные породы. На южном крыле резко несогласно залегают также верхнеэоценовые и миоценовые вулканогенные толщи. Крылья складки начинаются очень круто – 60-65°, затем постепенно выполаживаются. В долине р. Айидзор в ядро антиклинали внедрен крупный экструзив риолит-фельзитовых порфиров.

Северное крыло антиклинали в районе коч.с.Кошабулаг осложнено небольшим продольным сбросом (амплитудой в несколько десятков метров) с крутым северным падением сместителя.

Хопурлинская антиклиналь находится на самом востоке изученной территории, в левобережной зоне р.Тартар и в плане имеет дугообразную форму. Обнажена только крайне юго-восточная часть этой дуги в окрестностях с.Хопурли Кельбаджарского района, где сложена вулканогенно-осадочными породами среднего эоцена. Северо-западная часть складки погребена под мощным чехлом плиоценовых вулканитов и, видимо, там же антиклиналь затухает, не достигая обнажений палеогеновых толщ бассейна р.Масрик.

Синклинальные прогибы, разделяющие вышеназванные антиклинали, всюду покрыты мощными толщами плиоцен-четвертич-

ных вулканитов, и изучать их специально не представляется возможным.

Новейшая структура Варденисского нагорья, судя по элементам залегания нижне-среднеплиоценовой вулканогенной свиты, представляет собой широтно вытянутое пологое *брахиантиклинальное поднятие* со средними уклонами склонов от 10-12°(на юг и запад) до 15-22°(на север и северо-восток). Ось этой складки с точностью совпадает с центральным водоразделом Варденисского хребта. К северу Варденисская брахиантиклиналь плавно переходит в новейшую Севанскую синклинальную впадину, восточное, востоко-юго-восточное продолжение которой хорошо прослеживается также на восточной-северо-восточной частях нагорья. Неогеновые породы в этом месте собраны в широкую синклинальную складку с более крутым (20-25°) юг-юго-западным крылом, обрывисто возвышающимся над правым берегом р.Масрик. Центральная часть этой синклинали (в долине р.Сод) заполнена мощными плиоцен-четвертичными грубообломочными рыхлыми отложениями.

Возникновение резко отличной (по плану складчатости) от мел-палеогеновых структур Варденисской субширотной антиклинали связано с образованием новейшей Севанской блоковой грабен-синклинали, ограниченной от соседних, более высоко приподнятых, по-видимому, горстовых блоков, линейными разрывными нарушениями. Южный пограничный разлом имеет близширотное простирание и, возможно, фиксируется цепью плиоценовых полигенных вулканов (вдоль водораздела Варденисского хребта).

Разрывные нарушения. В тектоническом строении изученной территории наряду с вышеописанными складчатыми структурами большую роль играют также разрывные нарушения разных порядков и категорий. Из-за очень большого развития новейших вулканических покровов на предшествующих геологических картах территории Варденисского нагорья разрывные нарушения, тем более крупные, почти не были отражены. Однако, проведенные в последнее время комплексные исследования (геологосьемочные, геофизические, аэро-космогеологические, вулканологические и др.), позволили в столь «неинтересном» в тектоническом отношении районе выделить ряд зон крупных разрывных нарушений и многочисленные оперяющие их другие разрывные структуры.

Варденисский разлом. Главная рудоконтролирующая структура района. Четко выражен на высотных и космических снимках, трассируется в северо-западном направлении от района кур. Джермук в сторону Гетикванкского рудного поля. Далее по долине правого составляющего р.Варденис этот разлом прослеживается к городу Мартуни и выходит за пределы района. Фактически это составное звено крупной зоны Анкаван-Сюникского разлома глубинного заложения, отделившее Анкаван-Сюникскую подзону от Севано-Амасийской офиолитовой.

Зона Варденисского разлома в районе водораздела нагорья на поверхности представлена сплошным поясом гидротермально измененных обеленных загипсованных пород с большим развитием алунитовых кварцитов и местами рудной минерализацией (Варденисское молибденовое и Гетикванкское полиметаллическое проявления). В долине р.Варденис на глубине 500-600 м зона разлома в поперечном направлении пересекается Арпа-Севанским тоннелем. Здесь на протяжении около 0.5-0.6 км (фактическая ширина разломной зоны) развита зона дробления с обильной водоотдачей и минерализацией азурита.

Вдоль этой структуры расположены многочисленные минеральные источники – в долинах р.р.Арпи, Ехегис, Варденик, а также в районе с.Личк.

По данным ст. «Земля», Варденисский разлом достигает нижних слоев земной коры, плоскость его близвертикальная. Амплитуда вертикального перемещения, выраженного в верхних слоях лишь крупным флексурообразным изгибом, достигает 2.5 км. Подвижки по этому разлому продолжались и в постплиоценовое время. Вдоль его трассы пачки нижне-среднеплиоценовых вулканических пород разломаны и флексурообразно наклонены (под углом 30-35°) в северо-восточную сторону. Кроме того, линейная цепь четвертичных базальтовых вулканов – Сардаривар, Тапак, Хрбекнер и Пепенот – выстроены именно в эту сторону.

Карчахпюрский разлом. Трассируется по линии с.Карчахпюр – Лчаван – вулк.Кармирванк – вулк.Порак – долина Курбага и далее на юго-восток в сторону массива г.Далидаг в Кельбаджарском районе. Очень хорошо фиксируется на крупномасштабных аэрофотоснимках или даже на топографических планшетах (Караханян А., Харазян Э.Х., 1989). На поверхности очень четко выражен значи-

тельным смещением контуров четвертичных многоступенчатых лавовых покровов. Среднечетвертичный вулканический шлаковый центр Кармирванк этим разломом разделен на две неравные части, которые сдвинуты по отношению друг к другу на 750 м. Восточная маленькая часть этого вулкана перемещена на юго-восток.

Юго-восточное продолжение Карчахпюрского сдвига смыкается с Карахач-Гарашихским северо-западным разломом, ограничивающим с севера Далидагский гранитоидный интрузив (Кашкай М.А., Шихалибейли Э.Ш. и др., 1971).

По данным ст. «Земля» (Оганесян Дж.А., 1976), Карчахпюрский разлом в глубоких слоях земной коры выражен типичным сбросом с опущенным юго-западным крылом. Предполагается, что в относительно приподнятом СВ блоке глубина фундамента (меловых плотных вулканогенных пород) не превышает 1 км, а палеогеновые отложения здесь отсутствуют. Это последнее предположение не подкрепляется геологическими данными, так как здесь же, всего в нескольких километрах мощность среднеэоценовых туфогенно-флишоидных толщ Акункской антиклинали, имеющей к тому же такое же северо-западное простирание, превышает 1.5 км.

Норакертский разлом прослеживается по долине р.Каракоюн от района Кельбаджарского перевала на северо-запад к коч. Чом и далее по Масрикской котловине к с.Норакерт. Этот разлом также фиксируется ст. «Замля» в виде крупного сброса с опущенным северо-восточным крылом. Таким образом, по данным ст. «Земля», между Карчахпюрским и Норакертским разломами предполагается горстообразный выступ с приподнятым фундаментом из меловых плотных магматических пород.

Однако такое предположение поверхностными геологическими данными не подтверждается также на примере Норакертского разлома. Здесь, в действительности, несколько (100-150 м) приподнят только северо-восточный блок, в результате чего в районе коч. Чом лавовая пачка среднего плиоцена, обнажающаяся на левом борту долины р.Каракоюн, непосредственно противостоит нижнеплиоценовой туфобрекчиевой пачке правого борта. Интересно, что здесь разломом рассечен также небольшой среднеплиоценовый риодацитовый экструзив Чом.

Тартарский разлом имеет северо-восточное простирание вдоль оси долины р.Тартар. По данным Г.И. Аллахвердиева, Э.Ш.

Шихалибейли и др., разлом фактически представляет собой полосу многочисленных параллельных трещин отрыва и растяжения шириной до 2.5 км. Трещины залечены жильными породами разнообразного состава, которые, по нашему мнению, ошибочно считаются корнями излияний плиоценовых лавовых покровов этого района. По восточной границе дайковой полосы западное крыло разлома резко опущено на 700 м.

Юго-восточнее кур.Исти-су зона Тартарского разлома уходит под четвертичные лавовые покровы. Вдоль зоны разлома развиты многочисленные горячие минеральные источники.

Азатек-Соткский разлом. Простирается вдоль долины верхнего течения р.Арпи, от района Азатекского месторождения (за южными пределами района) до Царасарского кислого субвулканического массива и дальше по водоразделу Восточно-Севанского хребта до Соткского золоторудного месторождения.

На космических снимках хорошо видно, что этот крупнейший разлом прослеживается до Дашкесана, Мингечаурского водохранилища, северо-восточного прямолинейного отрезка низовьев долины р.Алазани и, наконец, перевалив Восточный Кавказ, выходит к Каспийскому морю к востоку от Махачкалы.

Вдоль этого разлома в пределах изученной территории чрезвычайно широко развиты рвущие субвулканические тела верхнеэоцен-олигоценового, миоценового и плиоценового возрастов, широко развиты поля гидротермально измененных окварцованных пород, во многих случаях с рудной минерализацией (чаще всего промышленной), а также многочисленные источники минеральных вод.

В группе второстепенных по своей значимости выделяется Вагашенский разлом северо-западного простирания, входящий фактически в зону более крупного Варденисского глубинного разлома. С Вагашенским разломом связаны интенсивные гидротермальные изменения, сопровождающиеся полиметаллической рудной минерализацией (Вагашенское проявление).

Определенный интерес представляют другие мелкие разрывные нарушения, подчиненные Варденисскому разлому и контролирующие Гетикванкское и Варденисское рудопроявления.

Второстепенные крутопадающие сбросовые нарушения широтного, северо-западного и северо-восточного простираний развиты также в бассейне р.Масрик и Тартар. Большинство из них здесь

сопровождаются гидротермально измененными зонами и контролируют золотую и ртутную минерализации.

2.2.6. Закономерности размещения полезных ископаемых и оценка перспектив области

Разнообразные по составу оруденения района относятся к эндогенному типу, что видно из пространственной связи магматизма и оруденения и залегания руд среди гидротермально измененных пород.

Закономерности размещения, как известно, определяются структурными, магматическими, стратиграфическими и литологическими факторами. Здесь можно выделить структурные факторы регионального и локального значения.

Наиболее широко распространена идея И.Г.Магакьяна о поясовом расположении эндогенных рудных месторождений Армении. Им выделены три рудных пояса: 1) Алаверди-Кафанский (колчеданный); 2) Памбак-Зангезурский (медно-молибденовый); 3) Севано-Амасийский (хромитовый и ртутно-сурьмяно-мышяковый).

Исследованная территория входит в пределы Памбак-Зангезурского пояса, в котором выделены три рудных района: Памбакский, Айоцдзорский и Зангезурский, представляющие, по мнению И.Г. Магакьяна, части единого пояса, разобщенные покровами молодых лав. Но в последние годы появились концепции, авторы которых (Б.М. Меликсетян, С.А. Мовсесян) характерной особенностью строения земной коры региона считают развитие в ее пределах серии тектонических блоков, обусловленных системой глубинных разломов общекавказского и антикавказского направлений. Зоны глубинных разломов, особенно субмеридионального направления, наряду с другими геологическими факторами не только влияли на процессы рудообразования, но и задолго до этого определяли размещение магматизма.

Исследованный район входит в Варденисский и Айоцдзорский (частично) блоки. В пределах каждого блока намечается ряд блоков второго и более низких порядков.

Для понимания вопроса о природе связи магматизма и оруденения с тектоникой большие перспективы открываются при исследованиях в областях новейшего вулканизма.

Итоги изучения закономерностей расположения молодых вулканов (исключительная приуроченность их к областям новейших сводовых поднятий, связь их с зонами слабости в земной коре, образующимися вследствие ее растяжения, часто наблюдаемые линейные расположения вулканов и т.д.), а также тщательный анализ имеющихся данных по магматизму более древних эпох позволяют сделать вывод, что путями проникновения магматических расплавов и оруденения к земной поверхности являются трещины (или разломы) растяжения, возникающие при поднятии и растяжении земной коры.

Значительная часть территории исследованной области перекрыта неоген-четвертичными лавами и пирокластами. Вследствие этого трудно конкретно указать местоположение и направления региональных трещин, контролирующих донеогеновые магматические и рудные проявления. Главный глубинный разлом (трещинного типа в нашем понимании), по всей вероятности, как это предполагают и многие другие исследователи, проходит по гребням наиболее приподнятых частей Анкаван-Зангезурской зоны сводовых поднятий, протягивающихся в северо-западном направлении по линии: Анкаван-Гегам-Восточный Айоцдзор-Зангезур. Именно на этих наиболее приподнятых частях широко развиты магматические и рудные образования.

На общем фоне указанного Анкаван-Зангезурского глубинного разлома в неогене и антропогене развивались и другие местного значения разломы растяжения как северно-западного, так и субмеридионального, северо-восточного и других направлений, игравшие не менее важную роль в распределении молодого вулканизма и связанных с ним оруденений.

Варденисский разлом, проходящий по гребню одноименного хребта в северо-восточном, близширотном направлении контролирует, в основном, распределение неогеновых вулканических массивов. К этому разлому и сопряженным с ним трещинам разного направления тяготеет часть месторождений алунитовых кварцитов.

Почти все проявления магматизма и оруденения исследованной области приурочены к Гегамо-Варденис-Восточноайоцдзорской зоне антиклинальных поднятий, имеющих геоантиклинальную тенденцию развития еще с конца нижнего карбона. В пределах крупных антиклинальных поднятий (Варденисского, Гегамс-

кого и др.) выделяются антиклинальные и синклинальные структуры меньших порядков.

Магматические комплексы исследованной территории, с которыми мы связываем (в парагенетическом смысле) минерализацию, расчленяются на нижнеконьякские, позднепалеогеновые и неогеновые возрастные группы.

По данным Э.Х. Харазяна, с нижнеконьякской толщей базальтовых пирокластов, обнажающейся в ядре Масрикской антиклинали (лист К-38-140-Г), связана гидротермальная ртутная минерализация прожилково-вкрапленного типа. В качестве экрана здесь выступают органогенные известняки маастрихта, трансгрессивно перекрывающие базальтовую толщу. Минерализация контролируется разрывами второго порядка, имеющими субширотное или северо-восточное простирание. Разрывы эти подчинены региональному Азатек-Соткскому поперечному разлому.

Позднепалеогеновый магматический комплекс представлен вулканическими, субвулканическими и интрузивными породами. Практически все более или менее крупные рудные месторождения области (Газминское) связаны с этим комплексом.

По материалам Э.Х. Харазяна, в пределах Варденисского молибденового и Соганлинского полиметаллического проявлений оруденение локализовано в верхнеэоценовой вулканогенной (среднего состава) толще. Рудные жилы приурочены к сильно гидротермально-измененным породам экзоконтактов верхнеэоцен-олигоценовых гранитоидных интрузивов (Северо-Гетикванкского и Гетикванкского интрузивов).

Главной рудоконтролирующей структурой этой территории является зона регионального Анкаван-Сюникского разлома северо-западного простирания с многочисленными мелкими оперяющими разрывными нарушениями.

Наиболее благоприятная среда для скопления руд – это участки сильно раздробленных верхнеэоценовых грубообломочных вулканогенных пород в узлах сечения разрывов различных направлений, совпадающих с местами расположения интрузивных и субвулканических выходов.

Джермукское медно-молибденовое проявление приурочено к среднеэоценвой туфоосадочной толще, прорванной верхний

эоцен-олигоценовым гранитоидным и позднеолигоценовым габбродиоритовым интрузивами.

Территория исследованной области представляет интерес и в отношении золота. Наиболее перспективна Варденисская металлогеническая зона, где оруденение локализовано в Верхнешоржинском и Царасарском участках. В структурном плане зона эта контролируется Азатек-Соткским поперечным разломом.

В геологическом строении исследованной области принимают участие самые разнообразные по генезису и составу (осадочные, вулкнические, интрузивные, субвулканические и др.) породы, с которыми связаны, соответственно, определенные виды полезных ископаемых.

Перспективы территории в отношении обнаружения новых рудных тел или участков не ограничены, и необходимо проведение более детальных геологосъемочных и поисковых работ. По генезису почти все рудные проявления и месторождения здесь принадлежат к гидротермальному ряду. Зоны гидротермально измененных пород являются прямым поисковым критерием и в пределах территории Варденисского и Южногегамского хребтов перекрыты плиоцен-четвертичными лавами. Поэтому перспективы обнаружения новых рудных полей связываются с глубинным изучением скрытых под лавами площадей.

С гидротермальными процессами связано также формирование месторождений алунитовых кварцитов, представляющих значительный интерес.

Несомненное значение для выявления новых рудных скоплений имеют эндо- и экзоконтактовые зоны интрузивных и экструзивных массивов и жерловые части крупных вулканических массивов.

Строительные материалы (андезиты, андезитодациты, вулканические шлаки, перлиты) настолько широко распространены здесь, что говорить об их потенциале не приходится. Залегая на обширных площадях, измеряемых десятками и сотнями квадратных километров, они представляют неисчерпаемые запасы сырья.

Заключение

Вышеприведенное обобщенное изложение всего материала по геологическому строению Варденисского нагорья позволяет наметить ряд вопросов, на которые следует обратить особое внимание при дальнейшем геологическом изучении этой территории.

1. Одним из главных рудоконтролирующих структур района является Варденисский глубинный разлом, оруденелая зона которой в большей своей части покрыта плащом неоген-четвертичных вулканических образований. Между тем на ограниченных обнаженных участках этой зоны уже известен ряд медно-молибденовых, медно-полиметаллических и др. рудных проявлений. На закрытых участках разломной зоны, особенно под лавами Джермукского плато, (а мощности здесь не превышают 200-300 м), между долинами р.р.Ехегис и Арпи следует проводить глубинное геологическое изучение всей полосы шириной 5-7 км с привлечением большого объема буровых и геофизических работ.

2. В той же зоне Варденисского разлома в обнаженной ее части водораздела нагорья предшествующими работами обнаружены и предварительно оценены значительные залежи алунитовых кварцитов. Необходимо здесь предусмотреть специальные поисковые и поисково-оценочные работы с целью установления окончательной перспективы этого ценного технологического сырья и возможного его промышленного освоения.

3. Другой главной рудоконтролирующей структурой является Азатекско-Соткский поперечный разлом, в зоне которой расположены месторождения золотых, золотополиметаллических и др. руд, а также многочисленные минеральные источники. Глубинное геологическое изучение следует проводить также вдоль зоны этого разлома, между кур.Джермук и котловиной оз.Алагель.

4. После прекращения многолетних геолого-поисковых работ в пределах известного Царасарского месторождения золота на Азатекско-Соткском разломе его перспективы, к сожалению, все еще не выяснены. Более того, в отношении содержания золоторудной минерализации определенный интерес представляет также остальной северный участок (между Царасаром и Сотком) этого разлома, особенно на местах пересечения с другими разломами северо-западного простирания. Вдоль всей этой полосы шириной до

5 км следует проводить работы по крупномасштабному подлавовому геологическому картированию с широким привлечением различных геофизических работ.

5. Как известно, изученный район богат различными природными строительными и др. технологическими материалами. Однако из многочисленных проявлений и месторождений вулканических шлаков, песков, базальтов, пемзовых песков, перлитов, обсидианов опоискованы и оценены лишь несколько. В нынешней ситуации всеобщей нехватки всех этих материалов необходимо широко развернуть работы по их более специализированному изучению, окончательному выяснению перспектив и установлению всех наличных запасов.

6. Необходимо вновь вернуться к проблеме бороносности минеральных вод Орбатехского месторождения. В прошлые времена объектом изучения в этом отношении были лишь палеоген-неогеновые отложения, к которым приурочены бороносные минеральные воды. Однако ранее геологом Р.К. Хачатряном установлено, что твердые бораты связаны только с подстилающими вулканогенно-осадочными породами нижнего коньяка (по автору – турона-нижнего коньяка).

7. В настоящее время считаем возможным пробурить некоторые благоприятные антиклинальные структуры южной части изученного района (Ехегисская и др.) на 2-3 км для проверки нижних горизонтов мезозойских и всего комплекса верхнепалеозойких (пермь-триасовых), как известно, битуминозных (со следами нефти) отложений.

Литература к главе 2.2

1.Акопян В.Т. Биостратиграфия верхнемеловых отложений Армянской ССР. Изд.АН Арм.ССР, 1978г.

2.Аллахвердиев Г.Н. Новые данные о геологическом строении восточного склона Восточно-Севанского хребта в верховьях р.Тер-Тер (Малый Кавказ). Известия Ан Аз.ССР, сер.геол.-геогр.наук, №2, 1964.

3.Асланян А.Т. Региональная геология Армении, Айпетрат, 1958.

4.Вегуни А.Т. Некоторые закономерности верхнечетвертичного вулканизма Армянского нагорья. В кн. «Вулканические и вулкано-плутонические формации». Наука, М., 1966.

5.Габриелян А.А. К стратиграфии третичных отложений западного Вайка. ДАН Арм.ССР,№5,1946.

6.Габриелян А.А. Палеоген и неоген Армянской ССР.Изд.АН Арм. ССР, 1964.

7.Гинзберг А.С. Геолого-петрографическое описание южного побережья оз.Севан. «Бассейн оз.Севан (Гокча)», т.II, вып.I. Изд.АН СССР и Упр.водн.хоз. Арм. ССР, Л-д, 1930.

8.Казарян Г.А., Куюмджян А.Г., Чибухчян З.О. О возрастном расчленении магматических пород Варденисского нагорья. Известия АН АрмССР. Науки о Земле №4, 1967.

9.Карапетян К.И. Петрохимические особенности четвертичного вулканизма Гегамского нагорья и Айоцдзора (Армения). Сб. «Петрохимические особенности молодого вулканизма». Изд. АН СССР.М.;1963.

10.Кашкай М.А., Хани В.Е., Шихамбетян Э.Ш. К вопросу о возрасте Кельбаджарской вулакногенной толщи. ДАН Аз.ССР, т.8, №6, 1952.

11.Кашкай М.А., Ханафов Ф.Д., Шихамбетян Э.Ш., Аллахвердиев Г.И. Структурные условия распределения минеральных вод в верховьях бассейна р.Тертер. Известия АН Аз.ССР, серия Науки о Земле, №1, 1971.

12.Котляр В.Н. Геологический очерк восточной черты Даралагязского уезда ССР Армении (басс.верхн.теч.р.Арпачай). Материалы по общ. и прикладн.геологии.Вып.136, м.1930.

13.Кржечковский А.В. Газминское полиметаллическое месторождение Даралагязского уезда ССР Армении. Тр. Всес. геол. разв. объединения ВСНХ СССР, вып.81, 1931.

14.Малхасян Э.Г. Петрография интрузивных пород Даралагеза. Изд. АН Арм. ССР, 1958.

15.Милановский Е.Е. Новые данные о стратиграфии неогеновых и четвертичных отложений бассейна оз.Севан. Изв.АН СССР. Серия геол. №10, 1956.

16.Милановский Е.Е. О неогеновом и антропогеновом вулканизме М. Кавказа. Изв. АН СССР. Серия геол. №10, 1956.

17. Освальд С.Ф. К истории тектонического развития Армянского нагорья. Зап.Кав.отд.русск.географ. общ. Кв.29, вып.2, 1916.

18. Остроумова А.С., Румянцева Н.А. Щелочные вулканические формации складчатых областей. Л. «Недра»,1967.

19. Паффенгольц К.Н. Бассейн р.Восточный Арпачай. Геологическое описание. Тр.ВГРО, вып.21, 1931.

20. Паффенгольц К.Н. Стратиграфия четвертичных лав Восточной Армении. Зап. мин. общ., т.60, №2,1931

21. Паффенгольц К.Н. Бассейн оз.Когча (Севан). Геологический очерк. Тр.ВГРО, вып.24, 1934.

22. Тоноян Э.Г., Харазян Э.Х. О связи вулканизма и оруденения золота в Масрикской вулкано-тектонической структуре (Армянская ССР). В кн. «Мезозойский и кайнозойский вулканизм и связанные с ним полезные ископаемые». Тбилиси, 1980.

23. Харазян Э.Х. Долеритовые базальты Севанского бассейна и некоторые вопросы новейшего вулканизма Гегамского нагорья. Изв. АН Арм.ССР. Науки о Земле, №2, 1975.

24. Харазян Э.Х., Куюмджян А.Г. Некоторые основные закономерности строения и составы плиоценовой вулканогенной свиты Армянской ССР. В кн. «Вулканизм и металлогения Арм.ССР». Зап. Арм.отд.ВМО, вып.8, 1976.

Рукописная

1. Аллахвердиев Г.Н. Геологическое строение и история тектонического развития Кельбаджарской наложенной мульды. Канд. дисс. 1967, Фонды Аз.геол.упр.

2. Асатрян А.А. Геологическое строение и прогноз полиметаллического оруденения Азизбековского района Армянской ССР, 1954. Фонды ИГН АН Арм.ССР.

3. Григорян Ж.М., Тер-Маркарян А.А. Отчет о работах Мартунинской ПРП за 1954г. Фонды УГ ЦМ АрмССР, 1955.

4. Егоркина Г.В., Соколова И.А. Отчет о работах опытно-методической партии 82/71 УГЭ ВНИИ Геофизики по дальнейшему усовершенствованию методики изучения глубинного строения территории Арм.ССР с помощью сейсмической станции «Земля» в 1971-1973г.г. Фонды УГ АрмССР, 1974.

5. Епремян П.Л. Геологическое строение Басаргечарского р-на Арм. ССР (отчет по работам 1953). Фонды Арм.ГУ, 1954.

6. Казарян Г.А., Арутюнян Г.С., Куюмджян А.Г. Геологическое строение и интрузия СВ части Севанского хребта и гранитоидов центральной части Варденисского нагорья. Фонды ИГН АН Арм.ССР, 1967.

7. Казарян Г.А., Куюмджян А.Г., Саркисян Г.А. Магматизм и постмагматические образования басс.оз.Севан и Айоцдзора. Фонды ИГН АН Арм.ССР, 1974.

8. Карапетян К.И. Четвертичный вулканизм Даралагяза. Канд.дисс. Фонды ИГН АН Арм.ССР, 1960.

9. Мартиросян С.В., Амарян В.А., Харазян Э.Х. и др. Отчет групповой геологической съемки М1:50000 на территории Вайоцдзорского и Южно-Севанского геолого-экономических районов Арм.ССР (1976-80г.) Фонды УГ Армении, 1981.

10. Милановский Е.Е. Геологическое строение и история формирования Севанской впадины. Канд.дисс.М.,1953. Фонды ИГН АН Арм.ССР.

11. Мнацаканян М.Е., Агаронян Л.В. и др. Газминское свинцово-цинковое месторождение (сводный) отчет по работам 1960-64 г.г. с подсчетом запасов. Фонды УГ АрмССР, 1964.

12. Оганесян Дж.А., Явруян В.А., Вартазарян Э.Г. Отчет партии по профильному глубинному изучению территории Армянской ССР (профиль VI-VI) за 1974-76г. Фонды УГ Арм.ССР, 1976.

13. Осипова И.Б., Арменакян К.Х. Отчет по работам 1971 г. со станциями аппаратуры «Черепаха». Фонды УГ Арм.ССР, 1978.

14. Остроумова А.С. Третичный вулканизм Западного Даралагяза (Армения). Канд.дисс., Л., 1963. Фонды УГ Арм.ССР.

15. Птухян А.Е. Опорные разрезы палеогена Армении и сопоставление с Крымским стратотитом (отчет по работам 1975-78 г.г. палеонтологического отряда). Фонды УГ Арм.ССР, 1978.

16. Тоноян Э.Г., Газумян П.В. Отчет о геологических результатах поисковых работ на золото в Варденисском и Азизбековском районах Арм.ССР за 1976-78 г.г. Фонды ГУ Арм.ССР, 1975.

17. Чубарян Г.А., Маркосян Л.Е., Арутюнян С.А. и др. Геологическое строение Севанского геолого-экономического района. Фонды УГ Арм.ССР, 1976.

18. Ядоян Р.Б., Симонян Д.Я. и др. Отчет о поисково-разведочных работах Орбатехского месторождения подземных боронос-ных вод за 1966. Фонды УГ Арм.ССР, 1967.

19. Яникян В.О., Саркисян Л.О. Отчет о геофизических работах по профилю VI-VI. Фонды УГ Арм.ССР, 1974.

20. Яникян В.О., Диланян С.М., Арутюнян Ф.С. Отчет о региональных геофизических работах по профилю V-V. Фонды УГ Арм.ССР, 1978.

2.3. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ДОИЗУЧЕНИЕ М 1:50000 ТЕРРИТОРИИ ЗАНГЕЗУРСКОГО ГЕОЛОГО-ЭКОНОМИЧЕСКОГО РАЙОНА

Введение

Южный Зангезур – интереснейший район Армянского нагорья, отличающийся чрезвычайно сложным геологическим строением. Богатая гамма разновозрастных интрузивных и эффузивных магматических пород, прорывающих палеозойские, мезозойские и кайнозойские осадочные, осадочно-вулканогенные толщи, а также интенсивная тектоническая раздробленность обусловили локализацию в Южном Зангезуре многочисленных месторождений (подчас очень крупных) и проявлений медно-молибденовых, медно-полиметаллических, золотополиметаллических и других руд, превращая этот регион в основную кладовую рудного сырья Армянской республики.

Несмотря на многочисленные специальные и общие геологические исследования, проведенные несколькими поколениями геологов в пределах Южного Зангезура, многие вопросы стратиграфии, тектоники и магматизма этой территории все еще оставались спорными или неполностью освещенными. Последним и объясняется необходимость постановки работ по геологическому доизучению м-ба 1:50000, перепроверки всех ранее составленных геологических карт и составления новой геологической карты Южного Зангезура м-ба 1:50000 с подготовкой ее к изданию.

За период с 1 июля 1983 по 31-ое декабря 1985г. геологосъемочной партией Управления геологии Армянской ССР геологическое доизучение в м-бе 1:50000 было проведено в пределах номенклатурных листов J-38-33-А, J-38-33-Б, J-38-33-В, J-38-33-Г, J-38-45А, J-38-45-Б общей площадью 2160 кв.км. В административном отношении это территория подчиняется Кафанскому и Мегринскому районам Армянской ССР и Ордубадскому р-ну Нахичеванской АССР. Южная граница района работ проходит по Государственной границе СССР – р.Аракс.

В орографическом отношении изученный район представляет собой типичную высокогорную страну с сильно расчлененным

рельефом и большими (до 1500-1700м) превышениями водораздельных хребтов над доньями ущелий и долин*.

Главной орографической единицей является Зангезурский хребет, протягивающийся в С-СВ направлении на западе района. Абсолютные высоты хребта превышают 3800 м; в верховьях р.Вохчи, берущей начало с Зангезурского хребта, находится скалистая вершина г.Капутджух (3904.5м), являющаяся второй по высоте (после г.Арагац – 4095м) вершиной Советского Закавказья. На значительном протяжении хребет сложен различными гранитоидными породами, в пределах которых гребень хребта имеет незначительную ширину с резко зазубренными обрывистыми вершинами Егасар (3825.9м), Сисакасар (3752.5м), Газанлич (3650м), Акмечит (3620м), Нахапет (3509 м) и др. Севернее хребет сложен вулканогенно-осадочной толщей эоцена и миоплиоцена и имеет относительно более широкий водораздельный гребень, высотой не более 3200 м.

Крайней южной вершиной Зангезурского хребта является г.Союх (3146.1м), откуда хребет, снижаясь, протягивается к реке Аракс. В Иране на протяжении хребта находятся горы Иранского Карадага.

Из поперечных отрогов, ответвляющихся от Зангезурского хребта к востоку, в пределах исследованной области располагается Баргушатский, Пирамзасарский и Мегринский хребты.

Баргушатский хребет ответвляется от Зангезурского в р-не верховьев р.Гехи и протягивается к востоку в близширотном направлении, отделяя Сисианский и Кафанский административные районы. Главными вершинами этого хребта являются Арамазд (3392.8 м), Танрисху (3295 м).

К востоку от г. Арамазд от Баргушатского хребта, в свою очередь ответвляется Хуступ-Катарский близмеридиональный хребет (г.Хуступ – 3214 м, г.Катар – 3006 м), который антиседентно пропиливается р.Вохчи, затем южнее Хуступа круто поворачивает на восток, где служит водоразделом между р.р.Вохчи и Цав.

В районе г.Капутджух от Зангезурского хребта ответвляется в широтном направлении Пирамсарский хребет, являющийся во-

* Петрографическое описание изученной территории главным образом дается по С.С. Мкртчяну (1958).

дорасделом между р.р.Вохчи и Гехи. Высотные точки хребта достигают 2932м (Пирамсар) и 3620.4м (Ахмечит).

Последней хорошо выраженной орографической единицей области является Мегринский хребет, ответвляющийся от Зангезурского хребта в р-не г.Паракан (3820.0м). Он разделяет бассейны р.р.Мегри и Вохчи, отделяя Мегринский и Кафанский административные районы. До крупной вершины г.Багацсар (3256 м) Мегринский хребет имеет широтное направление, затем поворачивает на юг до г.Чкнавор (3026 м) и снова на юго-восток. Протягиваясь через вершины Гюмаран (2431.о м), Шахбузюрт (2373.1 м), Хамбеюк (2178.5 м), хребет постепенно снижается к долине р.Аракс. Самая низкая точка области находится в долине р.Аракс – 390м.

Западная часть области (к западу от Хуступ-Катарского и Мегринского хребтов) в целом характеризуется весьма резкими формами рельефа, с глубокими узкими ущельями, скалистыми гребнями хребтов, обрывистыми склонами и труднодоступными, поэтому все населенные пункты располагаются исключительно по долинам рек.

Восточные части области характеризуются более мягким, менее расчлененным рельефом, постепенно снижающимся к рекам Вохчи и Цав.

На крайнем юго-западе области в р-не развития палеогеновых осадочно-вулканогенных толщ Ордубадского синклинория выделяются участки со сглаженными мягкими формами рельефа.

Южный Зангезур богат горными реками и родниками. В его пределы входят полностью бассейны р.р.Вохчи, Мегри, Цав, а также небольшой бассейн р. Ордубад, которые впадают в реку Аракс.

Река Вохчи берет начало на восточных склонах Зангезурского хребта в р-не вершин Капутджух и Егасар. До г.Кафан р.Вохчи течет в широтном направлении, затем поворачивает на юго-восток и впадает в р.Аракс за пределами области. Наиболее крупными притоками р.Вохчи являются р.р.Егасар, Давачи, Пхрут, Ачели, Гирратах, Гехи, Халадж. Наиболее крупный из них – р.Гехи берет начало под ледниками г.Казанлич и протекает в верховьях по широкой хорошо разработанной долине. Ниже с.Аджебадж долина суживается и углубляется. Крупными притоками Гехи являются р.р.Гярд, Кирс, Аджебадж.

Южнее р.Вохчи в пределах Кафанского р-на в глубокой долине протекает р.Цав с наиболее крупным притоком р.Мтнадзор, берущих начало на северо-восточных склонах Мегринского хребта.

Главной водной артерией южной части области является р.Мегригет. Она берет начало из озера Капутлич, расположенного на восточном склоне Зангезурского хребта, на абсолютной высоте 3500 м. На всем своем протяжении Мегригет течет в глубокой долине, пропиленной в интрузивных породах Мегринского плутона. После первых 15 км в широтном направлении у меридиана разв. с.Тагамир Мегригет круто поворачивает на юг и сохраняет это направление до впадения в р.Аракс. Из наиболее крупных притоков следует упомянуть правые – Айригет, Бугакар, Вагравар, Агарак, берущие начало на восточных склонах Зангезурского хребта и левые – р.р.Таштун, Ванк, Варданадзор – с южных склонов Мегринского хребта.

В юго-восточной части области имеется ряд мелких речек, непосредственно впадающих в р.Аракс. Это р.р.Шернеглух, Малев, Астазур, Мавзир, Нювади, которые спускаются с южных склонов Мегринского хребта и, протекая в глубоких долинах, расчленяют склон указанного хребта на ряд коротких меридиональных отрогов.

Климат южного Зангезура сухой континентальный. Отходящие от Зангезурского хребта горные отроги преграждают доступ знойного южного воздуха. Отсюда и наиболее засушливые условия Мегринского и Ордубадского районов и более умеренные в остальной части области.

Среднегодовая температура в Мегринском р-не изменяется в пределах 14°С (в долине р.Аракс) и 0°С (в высокогорной зоне). Средняя температура в июле – соответственно – 26°С и 6°С. Минимальные значения t°=-22°С и -40°С, максимальные – 42°С и 22°С. Количество осадков составляет 250-750 мм с максимальными значениями в высокогорной зоне. Толщина снежного покрова в горах достигает 1 м, снег держится в течение 8-ми месяцев, а в некоторых частях восточных склонов круглогодично существуют небольшие фирновые поля.

Очень хорошо выражена вертикальная зональность природных ландшафтов: до абсолютной высоты 800-900 м преобладают скелетные каменистые почвы с фригановой растительностью, в 1000-2600 м развиты песчано-глинистые бурые земли, покрытые

лесом (дуб, граб, клен, туя, можжевельник). Еще выше – зона субальпийских и альпийских лугов.

Животный мир – кабан, косуля, барсук, леопард, лесной кот, медведь, много пресмыкающихся и птиц, черепаха.

Среднегодовая температура в Кафанском р-не 12°С (в долинах) и -4°С (в высокогорье). Температура в январе – соответственно – 0°С и –14°С, в июле – 22°С и 6°С. Минимальные значения t°=-26° С и -42°С, максимальные – 40°С и 22°С.

Среднегодовое количество осадков от 500 до 850 мм в год.

В ландшафте Кафанского р-на преобладают горно-лесные, горно-луговые коричневые, альпийские торфяные земли и горный чернозем. Распространены сухостойкие деревья и кустарники, субальпийские и альпийские луга. Леса занимают более 30% территории Кафанского р-на. Из ценных пород встречается граб, дуб, ясень, клен, платан, груша, яблоня, орех, кизил и др. Из диких животных – медведь, кабан, косуля, дикие козы, волк, рысь, барсук.

Население Южного Зангезура, представленное армянами (более 70%), азербайджанцами, а также русскими и украинцами, занято в сфере промышленности и сельского хозяйства. Основной для всей области является горнодобывающая промышленность. Работают Каджаранский и Агаракский медно-молибденовые и Кафанский медно-полиметаллический крупные предприятия.

Из других отраслей промышленности можно упомянуть пищевую, текстильную, консервную, мясо-молочную, строительных материалов. В сельском хозяйстве преобладают садоводство и животноводство. Мегринский район специализируется в выращивании теплолюбивых и субтропических культур (персики, инжир, гранаты, цитрусовые). Основными транспортными артериями р-на являются железнодорожная магистраль Ереван-Баку (по долине р.Аракс), с ответвлением от ст.Минджеван в Кафан, а также шоссейные дороги Ереван-Мегри, Ереван-Кафан, Мегри-Каджаран-Кафан, Кафан-Цов. Осуществляется регулярное воздушное сообщение между Ереваном и Кафаном. Все населенные пункты связаны с городами грунтовыми дорогами.

Южный Зангезур, как уже отмечено, отличается очень сложным геологическим строением, с большим разнообразием различных эффузивных и интрузивных, осадочных, часто очень сильно метаморфизованных пород различных возрастов. Много разрывных

нарушений, зон гидротермально измененных пород, тектонических смятий, месторождений и проявлений различных полезных ископаемых.

Рельеф по проходимости соответствует «очень плохой» и «плохой» категории. Дешифрируемость аэрофотоматериалов удовлетворительная, обнаженность – хорошая, удовлетворительная и плохая (в лесистых участках).

Работам по геологическому доизучению предшествовали сбор и обработка богатого фондового и опубликованного материалов по геолого-съемочным и поисковым работам прошлых лет, дешифрирование аэрофотоматериалов различных масштабов (1:20000, 1:100000), а также космических снимков системы «Природа».

При полевых работах применялся комплекс исследований, включающий: составление опорных разрезов осадочных и осадочно-вулканогенных толщ, редакционно-увязочные маршруты (для прослеживания контактов), специализированные исследования вещественного состава магматических пород (для выяснения закономерностей эволюции магматического процесса в целом), специализированные работы по изучению литологического состава осадочных и осадочно-вулканогенных, часто сильно метаморфизованных толщ, их палеонтологической характеристики, выяснению сложной тектонической структуры области, а также поисковые работы на флангах ранее известных проявлений и месторождений и во вновь обнаруженных перспективных участках.

Поисковые работы проводились усилиями отдельного отряда, методом маршрутных исследований, проходки канав, шурфов и неглубоких скважин под руководством ст.геолога Узуняна В.Ш.

Для изучения стратиграфических разрезов и тектонических структур была пробурена серия картировочно-структурных скважин. Буровые работы проводились специальным буровым отрядом партии.

Полевое картирование проводилось на топографических планшетах м-ба 1:25000, данные которых затем были перенесены на разгруженные основы 1:50000 масштаба согласно «Инструкции по организации и производству ГГС масштаба 1:50000», утвержденной Мингео СССР от 13 мая 1977г.

Геологические работы выполнены под общим руководством начальника Геолого-съемочной партии Э.Х. Харазяна.

2.3.1. История геологической изученности

В глубокой древности Зангезурская область была одной из известных горнорудных районов. Горный промысел существовал в древней Армении и, в частности, в Зангезуре еще во втором тысячелетии до н.э. Об этом свидетельствуют многочисленные следы древних разработок и медные предметы быта и культа древних обитателей края. В дальнейшем, начиная со времен государства Урарту, рудные богатства района периодически разрабатывались.

О разработке медных руд имеются описания греческих путешественников (историческая справка приводится по С.М. Мкртчяну, 1958г.), посетивших Иверию и Армению в 250-200 г.г. до н.э. О существовании древних разработок в Зангезурской области имеются указания также в древнецерковных записях и монастырских книгах, которые свидетельствуют, что в монастырских угодьях монахами производились поиски руд по следам древних выработок.

Исследования К.Сапоера подтверждают, что «...ассиряне около 2000 лет до н.э. имели рудники в Армении и разрабатывали кроме меди и серебро». А.А. Йессен после обобщения результатов археологических исследований пришел к выводу о самостоятельном процессе развития металлургии на юге Закавказья в древние времена: «слитки металла, медные и бронзовые предметы, глиняные и каменные формы для литья, находимые во время раскопок и относимые к концу второго тысячелетия до н.э., наряду с обширными древними горными выработками и следами плавки, говорят о весьма раннем знакомстве с горным делом и широком использовании металлов древними обитателями Закавказья». Среди районов развития древней металлургии в Закавказье А.А. Йессен указывает на Зангезурскую область.

Горный инженер А.Коншин, изучавший рудные месторождения Зангезурской области в конце прошлого столетия, отмечает: «Медное дело несомненно существовало в этой области еще со времен владычества персов. Оно возникло здесь, пожалуй, еще гораздо ранее и процветало, быть может, в эпоху глубокой древности,

на что указывают... и многочисленные, высеченные в горнокаменных толщах, без пособия пороха, рудничные выработки, рассеянные повсюду в крае».

Следы древних разработок сохранились и по сей день. На некоторых месторождениях сохранились отвалы шлаков, местами перекрытых наносами до двух и более метров. Подобные шлаки С.С. Мкртчяном встречены в долине р.Мегри, севернее с.Личк и нами – к северу от с.Нювади. Г.Абих описывает древние шахты и обширные пещеры, по его мнению являющиеся следами крупной разработки.

После присоединения Закавказья к России разработку медных руд возобновил русский таможенный чиновник Яков Розов, основавший в 1845г. первый в этой области медеплавильный завод на Агаракском месторождении. В следующем году Я.Розовым было открыто медное месторождение близ с.Каварт, впоследствии явившееся центром медной промышленности области. После смерти Я.Розова в 1848г., продолжателями начатого им дела явились горные мастера – греки, переселившиеся в Закавказье из Трапезунда. Ими были основаны два небольших медеплавильных завода на Пирдоуданском (Каджаранском) и открытом Я.Розовым Кавартском месторождении. Агаракский завод, принадлежавший наследникам Розова, выплавлял к 1858 году 585 пудов меди в год, Пирдоуданский завод – 325 пудов, Кавартский завод – 675 пудов.

В 1856г. Ованесом Хаджамировым были открыты рудные жилы близ с.Катар, на базе которых им был построен Катарский медеплавильный завод с девятью рудообжигательными печами, введеный в действие в 1857г., с годовой производительностью 400 пудов меди.

Ряд небольших заводов были основаны в период с 1857г. по 1897г. на базе Катар-Кавартского месторождения Кундуровым и другими предпринимателями в районе нынешнего г.Кафана (заводы Гализурский, Угурчайский, Барабатумский, Халадж-Лазаревский, Байдахский, Сюникский).

С 1853г. по 1886г. на заводах Зангезурской области было выплавлено 2898 тонн меди. В последующем, в связи с усовершенствованием методов разработки месторождений и технологии обработки руд, выплавка меди значительно увеличивается. С 1887г. по 1917г. было выплавлено 27773 тонны меди. В этот период в

эксплуатации месторождений принимает участие Французское акционерное общество, извлекавшее большие прибыли с предприятий.

После установления советской власти в Армении и национализации предприятий были произведены коренные усовершенствования в системе разработки месторождения, механизированы горные работы и транспортировка руд.

Наряду с расширением Кафанского (Катар-Кавартского) горнорудного предприятия в пятидесятые годы начато промышленное освоение других месторождений области с значительно более крупными запасами руд и металлов.

В 1951г. была введена в экспуатацию первая очередь Каджаранского медно-молибденового комбината. В 1952г. начата разработка Дастакертского медно-молибденового месторождения. Построено крупное горнорудное предприятие на Агаракском медно-молибденовом месторождении.

В истории геологического изучения Зангезурского геолого-экономического района можно выделить четыре этапа:

На первом этапе (1858-1920 г.г.) систематические геологические исследования не проводились и представления о геологическом строении основывались, главным образом, на результатах изучения участков рудопроявлений и кратковременных маршрутов. Из региональных исследований этого времени нужно указать на работы Г.Абиха, Г.Г. Цулукидзе, В. Архипова, Г.Б. Халатова, А. Ковшина, Валентина, Ф.Освальда, А.Эрна, Л.К. Конюшевского.

В работах Г.Абиха (1893, 1899, 1902) указывается на существование крупной антиклинальной складки в бассейнах р.р.Вохчи и Воротан, меловой возраст известняковой толщи г.Хуступ, юрский возраст вулканогенно-осадочных толщ восточной части Зангезура и третичный возраст интрузивных пород.

Л.К. Конюшевский (1911г.) впервые обратил внимание на неоднородный состав пород Мегринского интрузива, а также на наличие молибдена в рудах Каджаранского месторождения.

Первую подробную геологическую карту р-на Кафанского месторождения составил А.Эрн (1910г.). Им детально описаны месторождения, отдельные рудники, составлены планы древних рудников и разрезы к ним.

Второй этап (1920-1940) характеризуется планомерными систематическими исследованиями. Территория области покрывается геологической съемкой 1:200000 и 1:100000 масштабов, изучаются рудные месторождения и проявления. В этот период наиболее ценные материалы получаются в деле изучения интрузивных пород: В.Г. Грушевым и В.Н. Котляром (1935г.), А.Л. Додиным (1940, 1941г.г.) устанавливаются сложность петрографического состава интрузивов и многофазность их формирования. По рекомендациям В.Г. Грушевого начинаются разведываться Каджаранское и Агаракское месторождения. Более или менее детально изучаются также метаморфизованные толщи долин р.Аракс и р.Гехи. По мнению А.Л. Додина, эти толщи имеют скорее всего мезозойский возраст, а метаморфизм тесно связан с интрузивными контактами.

Рудные месторождения изучаются А.В. Кржечковским, Г.М. Арутюняном, И.В. Баркановым, В. Шкрабо, И.Н. Чирковым. С.А. Тараяном детально описываются угленосные отложения Мегринской (Нор-Аревикской) свиты.

Кафанское месторождение в 1934-1935 г.г. подробно изучаются В.Н. Котляром и А.Л. Додиным.

С.Г. Саркисяном (1936г.) изучается геология и петрография Ордубадского р-на.

Несмотря на вышеуказанные детальные работы, многие вопросы геологии области остались еще слабо освещенными. Главной структурой области считалась крупная антиклиналь северо-западного простирания, осложнвнная более мелкими складками и крупными Таштунским и Ковартским рудоконтролирующими разломами.

Третий этап (1940-1960) исследований знаменуется широким размахом поисково-разведочных, геолого-съемочных и научно-исследовательских работ с участием многочисленного коллектива геологов.

Геолого-поисковые и региональные геолого-съемочные работы производились геологами П.Д. Гонтарь, С.А. Мовсесяном, С.С. Мкртчяном, А.М. Арутюняном, К.Н. Паффенгольцем, М.А. Литвином, А.Б. Кажданом, Ю.А. Араповым, И.Г. Магакьяном, А.Т. Асланяном, Ж.Г. Григоряном, П.Л. Епремяном, Г.Т. Тер-Месропяном, Т.Ш. Татевосяном, Ш.А. Азизбековым, Р.Н. Абдуллаевым, Н.В. Пашалы у др.

Детальные изучения геологического строения рудоносности, генезиса и возраста руд Каджаранского месторождения проводились С.А. Мовсесяном,А.В. Гуляевой, Т.И. Гвайта, Агаракского месторождения Н.А. Фокиным, месторождений бассейна р.Гехи С.А. Аванесяном, С.А. Тараяном, Дастакертского месторождения – И.Г. Магакьяном, Г.О. Пиджяном, А.Е. Казаряном, Кафанской группы месторождений – Ю.А. Араповым, А.К. Кочаряном, Р.А. Аракеляном, Г.О. Пиджяном и др.

Наиболее крупные месторождения разведывались Г.М. Арутюняном, П.П. Цамеряном, П.С. Саакяном, С.С. Мкртчяном, А.М. Аветисяном, Е.П. Зильманом и др. (Каджаранское), Г.М. Сластушевским, М.И. Мирзояном, Н.А. Фокиным и др. (Агаракское), Г. Аракеляном, А.Е. Казаряном, Ж.Г. Григоряном, С.М. Лусяном (Дастакертская и Личкская группа), С.С. Ванюшиным, Б.С. Вардапетяном (Кафанская группа).

Изучение вещественного состава руд медно-молибденовых месторождений проводились И.Г. Магакьяном и М.П. Исаенко.

Вопросы стратиграфии юрских и меловых отложений детально освещались в трудах К.Н. Паффенгольца (1948, 1951, 1959г.г.) и В.П. Ренгартена (1940, 1941, 1946, 1949 г.г.). Последним автором на основании определения большого количества фауны впервые детально стратиграфически расчленены меловые отложения.

Важными являются новые данные С.С. Мкртчяна (1944, 1948, 1958г.г.) по стратиграфии, тектонике и рудоносности области. Им впервые было установлено наличие верхнего девона в р-не с.Шишкерт и докембрия-нижнего палеозоя вокруг восточного и южного обрамления Мегринского плутона. С.С. Мкртчяном были выделены в Зангезуре две зоны, резко отличающиеся друг от друга по геологическому строению историей геотектонического развития. Эти зоны, по С.С. Мкртчяну, отделяются друг от друга Хуступ-Гирратахским разломом.

Р.А. Аракелян и Г.О. Пиджян (1956г.) установили байосский возраст нижней вулканогенной свиты и среднеюрский возраст оруденения Кафанского месторождения. Указанная свита по данным Ю.А. Лейе (1958), проводившего геологическую съемку м-ба 1:50000 Кафанского рудного района, относится к лейасу. Подробное петрографическое описание вулканических пород р-на Кафанского месторождения дано в работах Э.Г. Малхасяна (1956, 1957 г.г.).

А.И. Адамяном, А.Т. Вегуни и А.С. Исаханяном (1958г.) составлена первая детальная геологическая карта Мегринского плутона 1:50000 масштаба, где достаточно подробно для того времени, расчленены интрузивные породы Мегринского плутона. Однако возраст всех метаморфизованных пород дается как палеозойский.

На этом этапе проводятся первые геофизические исследования. В 1950г. партия СЦГТ (Ванцян Г.М., Зайцев В.Е.) проводила опытные работы по магниторазведке на отдельных мелких площадях. Установлена применимость метода для геокартирования.

В 1953-54 г.г. Мегринская партия Армянской геофизической экспедиции (Сохнашвили В.Н.) проводила электроразведочные, магниторазведочные и металлометрические работы и резистивиметрию. На месторождении Бугакар отмечена связь аномалий естественного поля с участками повышенного содержания меди. На Джиндаринском месторождении магниторазведкой были выделены границы рудовмещающих гранодиоритов, выявлен участок интенсивных аномалий связанных, с магнетитовым оруденением.

В 1955-58 г.г. в Мегринском районе проводилась гравимагнитная съемка партией треста «Азнефтьгеофизика» (Манина Н.С., Дунаев П.И., Фатахов Р.А.), Лерской партией геофизической экспедиции Арм. ГУ (Петросян Г.В., Чухаджян Р.С.) и Гравиразведочной партией (Костанян М.А., Аджимамудов Э.Б.). В результате этих работ на Алдаринском участке были выделены две аномальные зоны меридионального направления, совпадающие с полосой развития основных и ультраосновных интрузивных пород.

Качественно новый этап в деле изучения Южного Зангезура с применением новейших методов геологических исследований наступает с конца пятидесятых годов.

Всестороннее петрографическое, минералогическое и геохимическое изучение интрузивных пород проводилось Б.М. Меликсетяном (1961г.). В составе Мегринского плутона им были выделены и детально описаны несколько магматических формаций, установлены закономерности формирования и эволюции сложного полифазного массива.

Юрские и меловые отложения всего юго-восточного Зангезура очень детально изучаются В.Т. Акопяном (1962). На основании многочисленных новых сборов фауны В.Т. Акопян обосновывает

предложенное им стратиграфическое расчленение юрских и меловых толщ.

Обобщается весь имеющийся материал по геологическому строению территории и представляется к печати геологическая карта Южного Зангезура в м-бе 1:50000 (Тер-Месропян Г.Т., Адамян А.И. и др., 1964г.).

После обнаружения высоких содержаний золота в рудах Личквазского месторождения в результате поисковых работ (Г.А. Тунян, Р.С. Чухаджян, Г. Мкртчян, В.Г. Кочарян, Г.С. Ходжабагян, Р.А. Арутюнян и др.) были выявлены, а затем и разведаны ряд месторождений и рудопроявлений золота – Тейское, Варданадзорское, Ваграварское, Приараксинское и др.

Изучением золоторудных месторождений занималась группа сотрудников ЦНИГРИ (П.С. Бернштейн, М.М. Константинов и др.) и специально Р.А. Арутюнян (1972г.). Последним автором установлена перспективность скарновых зон в отношении золотоносности.

Начинаются работы по крупномасштабной (1:10000) геологической съемке в перспективных районах. В частности, почти полностью такой съемкой покрывается Мегринский плутон (Ходжабагян, Арутюнян и др., 1971, Абикян, Марченко и др. 1976, Ходжабагян, Арутюнян, 1981), а также центральная часть бассейна р.Гехи (Барсегян, Янсон, 1979). Г.С. Ходжабагяном (1971г.) подтверждается ранее высказанное мнение о палеозойском возрасте всех метаморфизованных пород обрамления Мегринского плутона. Среди интрузивных пород этим автором выделяются нижне-среднепалеозойские (амфиболизированные габброиды, габбро-диориты), верхнепалеозойские (граниты, плагиограниты малевские), третичные возрастные группы.

Детальные петрографическое расчленение интрузивных пород на основании их микроскопического изучения проводил А.А. Джафаров (1973). По мнению этого автора основную роль в формировании сложного интрузивного комплекса принадлежит метасоматическим процессам.

Получен ряд новых данных, позволяющих по-новому осветить особенности геологического строения Южного Зангезура.

О.П. Гуюмджяном (1963г.) впервые обнаружены фаунистически охарактеризованные пермские отложения в бассейне р.Гехи и

в зоне Хуступ-Гирратахского разлома. Этим автором установлена также очень большая роль молодых рвущих субвулканических тел в «псевдовулканогенно-осадочной» толще левобережья р.Гехи.

Работами А.А. Белова (1968, 1969 г.г.) установлено, что толща метаморфизованных нижних порфиритов бассейна р.Шишкерт, ранее отнесенная С.С. Мкртчяном к нижне-среднему палеозою, в действительности имеет более молодой мезозойский – послебарремский возраст. Метаморфические явления этим автором объясняются лишь контактовым воздействием крупного Мегринского интрузива.

Детальные исследования А.А. Габриеляна, О.А. Саркисяна, В.Б. Барсегяна и др. (1972г.) подтвердили взгляды А.А. Белова, более того, эти авторы обосновали аптский возраст толщи нижних порфиритов Шишкертского разреза, а также метаморфизованной вулканогенной толщи долины р.Аракс, также относимые ранее к нижне-среднему палеозою.

С начала семидесятых годов большие работы по изучению различных аспектов геологии и рудоносности Южного Зангезура проводились сотрудниками ИГН АН Арм.ССР: К.А. Карамяном, О.П. Гуюмджяном, Р.Т. Джрбашяном и Р.Н. Таяном составлена схематическая геолого-петрографическая карта Зангезурского рудного р-на м-ба 1:50000, служившая в дальнейшем основой для составления прогнозно-металлогенической карты этого же региона (К.А. Карамян, Р.Н. Таян, О.А. Саркисян, 1977г.). В последней карте выделены перспективные площади для дальнейшего развертывания поисково-разведочных работ на медь, молибден, полиметаллы, золото.

С.О. Ачикгезяном, С.А. Зограбяном и др. (1981, 1984) проводились работы по изучению геолого-структурных особенностей Кафанского рудного района и его прогнозно-металлогенической оценки. Ими выделены Каварт-Антарашатский и Барцраванский перспективные площади первой очереди, Шгарджикский, Чакатанский, Гедаклинский площади II очереди и ряд других площадей, перспективных на медно-полиметаллические руды.

Подробное изучение метасоматических и метаморфических формаций Зангезурского рудного района производится в работе Р.Н. Таяна (1981г.).

Очень важные сведения о Сваранцском железнорудном месторождении содержатся в монографическом исследовании Г.Б. Межлумяна (1974). Этим автором впервые установлены верхнемеловые отложения в синклинальной структуре массива г.Арамазд.

В коллективной работе М.С. Абрамян, Н.Р.Азаряна, Э.В. Ананяна и др. (1981г.) подробно освещены вопросы литологического состава и стратиграфии вулканогенно-осадочных и осадочных формаций зоны Зангезурского глубинного разлома.

Отдельные вопросы геологии и петрографии Кафанского рудного района изучались А.Х. Мнацаканяном (1970г.), Р.А. Саркисяном (1970г.), Р.А. Саркисяном, Э.В. Ананяном и А.В. Вартаняном (1977г.), Е.Л. Афанасьевой, М.П. Исаенко и В.Я. Федорчуком (1971г.), С.А. Зограбяном (1975г.), В.Б. Барсегяном, Э.Г. Малхасяном и К.С. Шабоян (1979г.) и др.

В последние годы в пределах Зангезурского рудного района произведена шлихвая съемка м-ба 1:25000 (Мидян, Микаелян и др., 1982г.), в результате которой выявлен ряд ореолов золота, цветных и редких металлов (Сыгиртский, Ньювадинский, Эрнадзорский, Вартанадзорский, Аревинский и др.).

В пределах Кафанского антиклинория проводились работы по составлению прогнозно-металлогенической карты м-ба 1:50000 (Тонаканян и др., 1985г.), основой для которой служила геолого-структурная карта м-ба 1:50000, составленная работниками МГРИ (Успенская, Бурштей, Левен, 1984г.). На восточной части Кафанского антиклинория авторами выделена меридиональная Шикахох-Барцраванская полоса, перспективная на промышленное оруденение самородной меди, халькозина.

В течение 1983-1985 г.г. А.Е. Птухяном проводились палеонтолого-стратиграфические исследования в пределах Южного и Западного Зангезура, в области распространения палеогеновых вулканогенных образований, в результате которых выделены палеоцен-нижнеэоценовые и нижнеэоценовые толщи.

В Кафанском районе с 1983г. проводятся работы по изучению глубинного геологическоого строения с большим объемом глубинного бурения, материалы которых находятся в стадии обобщения.

Из геофизических работ последнего времени следует упомянуть комплекс электроразведочных (ВП), магниторазведочных

работ м-бов 1:25000 и 1:10000 (Халатян, Петросян, Карапетян, 1967). Магниторазведкой выделена граница Цавского интрузива, отмечен ряд тектонических зон, четко отбита зона Дебаклинского разлома.

В 1969г. электроразведочными и магниторазведочными работами в Мегринском р-не (Асланян, Арутюнян) установлено, что Дебаклинский разлом является носителем интенсивной рудной минерализации, особенно в 500-1000 м к западу в порфировидных гранодиоритах.

В том же году ВИРГ (Русаков, Сироткин и др.) проведена аэромагнитная съемка м-ба 1:25000. Картированы интрузивные комплексы, выявлены крупные разрывные структуры и выделен перспективный на железо Личк-Камакарский участок.

В 1970-72г.г. ВИРГ (Акрамовский И.И.) проводил гравиметрическую съемку масштаба 1:50000 на площади более 800 кв. км. Сделано предположение о наличии скрытого гранитоидного интрузива западнее г.Кафана, построены изогипсы доскладчатого фундамента и поверхности отложений байоса.

С 1970г. по настоящее время Южная геофизическая партия геолого-геофизической экспедиции УГ Арм.ССР (Халатян, Бабурян и др.) проводит комплексные геофизические работы (сейсморазведка, магниторазведка, электроразведка). Получены новые данные о глубинном строении Кафанского р-на. Электроразведкой выявлен ряд аномалий, перспективных в отношении рудоносности.

При окончательной обработке материалов геологического доизучения Зангезурского геолого-экономического района авторами настоящего отчета детально разработан весь этот богатый арсенал данных предыдущих исследователей и использован при составлении геологической карты этой территории, подготовленной к изданию.

2.3.2. Неоген

Образования неогенового возраста развиты в бассейне р.Мегри, вдоль близмеридиональной полосы Дебаклинского разлома. Это озерные, озерно-аллювиальные угленосные отложения мегринской свиты, а также субвулканические лавовые образования в вершинной зоне г.Камакар (Каладаш – 2164.1м) и в бассейне р.Гехи, в верховьях ее левого притока Дармазур.

Нижний плиоцен, *мегринская свита* – Разрозненные небольшие останцы мегринской угленосной свиты обнажаются в окрестностях с.с.Агарак и Нор-Аревик, где залегают на размытой поверхности различных интрузивных пород Мегринского полиформационного комплекса.

Первые сведения об отложениях угленосной свиты относятся к прошлому веку. В 1870г. горные инженеры В.И. Архипов и Г.Г. Цулукидзе на основании изучения остатков фауны из углей и горючих сланцев Нор-Аревика (*Planorbis coquanolianus, Helix sr., Valvata heliocoides Forb.* и др.) относили эти отложения к миоцену.

Фаунистические остатки из Нор-Аревика были изучены также В.В. Богачевым (Габриелян, Тахтаджян, 1944г.), по мнению которого эти породы нужно отнести скорее к плиоцену, чем к миоцену.

В дальнейшем указанные образования были изучены С.А. Тараяном (1941г.) и А.А. Габриеляном и А.Л. Тахтаджяном (1944 г.). Нижеприведенные разрезы свиты даются по С.А. Тараяну.

В районе с.Нор-Аревик на интрузивных породах Мегринского комплекса снизу вверх залегают:

1. Глинисто-известково-песчанистые породы с пропластками бурых углей и горючих сланцев – 25м. Мощности угольных пропластков начала разреза достигают 0.5м.

2. Грубозернистые песчаники – 5-40 м. Выше трансгрессивно залегает мощная (до 400 м) пачка конгломерато-брекчий верхнеплиоцен-нижнечетвертичного возраста.

В первом горизонте встречены остатки гастропод, в которых А.А. Габриеляном определены: *Melanopsis cf.aciminata Sen., Mel. nobilis Sen., Melania sp., Planorbis sp., Valvata sp.* Отмечена также плохо сохранившаяся флора, среди которой А.Л. Тахтаджяном определены отпечатки листьев *Salix*.

Сходный разрез свиты был составлен у с.Агарак, где снизу вверх выделены:

1. Темно-зеленые песчано-глинистые породы с обломками интрузивных пород – 8м.

2. Угленосные песчаники с прослоями глин – 1м.

3. Глины светлокоричневого цвета с богатой ископаемой флорой – 0.2м.

4. Светло-серые грубозернистые аркозовые песчаники, также богатые флорой – до 3м.

Гипсометрически выше залегают красные брекчии мощностью до 70-80м.

Среди растительных остатков А.Л.Тахтаджяном (1944, 1956 г.г.) определены *Cinnamomum lanceolatum (Ung.) Heer., Laurocerasus officinalis Roem., Celites cf.glaborata stev., Quercus ilex L., Acer pseudoplatanus L., Periploca graeca L.*

Вышеуказанная флора и фауна свидетельствуют, по мнению А.А. Габриеляна и А.Л. Тахтаджяна, о нижнеплиоценовом возрасте вмещающих отложений.

Породы угленосной свиты обоих разрезов отчетливо дислоцированы с падением из СВ – 310° ∟ 15-20° и, как подчеркивает А.А. Габриелян (1954г.), срезаются субгоризонтально лежащими конгломерато-брекчиями и конгломератами, а также красными брекчиями.

Эти озерные, озерно-аллювиальные отложения приурочены к запруженной древней долине р.Мегри.

Средний плиоцен, *камакарская свита* – К неогеновому возрасту нами впервые отнесены самые верхние близгоризонтальные лавовые покровы вершинного плато г.Камакар, с резким угловым несогласием залегающие на дислоцированные гидротермально сильно измененные вулканиты багацсарской свиты, а также на размытой поверхности различных интрузивных пород Мегринского комплекса.

Обнажения молодых лав на северной стороне Камакара начинаются непосредственно с подножья горы, на гребне меридионального водораздельного отрога, примерно в 300 м к северу от вершины, на абсолютной отметке около 2060 м.

Здесь на интрузивные породы, имеющие прекрасно выраженную грубопризматическую отдельность, непосредственно залегают темно-серые массивные свежие лавовые породы с грубоплитчатой, местами толстоматрацевидной отдельностью. Судя по азимуту простирания контакта лавы на С-СВ-300° и углу падения 30°, лавы прорывают интрузивные породы, о чем свидетельствует также преобладающая параллельная ориентировка плоскостей плитчатости в этом направлении. Такое падение плитчатых лав

очень хорошо наблюдается также издалека, с вершины юго-западного отрога г.Мейдангядык (2158.7м) на западе.

Вверх к вершине Камакара отдельность молодых лав становится вертикальной остроглыбовой с вздыбленной поверхностью скалистых выходов. На северном привершинном карнизе (высотой 35-40 м) лавовые породы яснопорфировые с многочисленными вкрапленниками белого плагиоклаза, зеленоватых пироксенов и черного призматического минерала. Отдельность здесь снова толстоплитчатая, матрацевидная с падением плитчатости на СЗ (320°) под углом 47-50°.

Вершина горы с севера, запада и востока четко обозначена вертикальными карнизами, уходящими далеко вниз на нижние склоны до абсолютных отметок около 1600 м. В южную и юго-восточную от вершины стороны поверхность лавового покрова спускается плавно (10-12°), хотя и ступенчато, фиксируя относительно широкий (до 500 м) и плоский водораздел протяженностью более 2 км. Со всех сторон этот водораздельный лавовый покров также обрывается высокими ступенчатыми карнизами, двойной цепочкой протягивающимися в юго-восточном направлении.

Таким образом, на вершине водораздела мы наблюдаем эрозионный останец мощного пологозалегающего лавового покрова с вероятным центром излияния на северной ее части. Этот останец благодаря покровному своему характеру хорошо обозревается издалека и по характеру своего рельефа очень четко отбивается также на всех крупномасштабных топографических картах и на аэрофотосъемках.

На вершине Камакара лавовые породы темно-серые, очень плотные, мелкозернистые с полураковистым изломом и крупноглыбовой, валунно-глыбовой отдельностью. На южной стороне вершинного утеса снова появляется грубоплитчатая отдельность, но уже с юго-восточным (130°) падением под углами 58-62°. Здесь породы синевато-серые с призматическими вкрапленниками плагиоклаза и стекловатой основной массой.

На юго-восточных обрывах лавового покрова четко вырисовываются два яруса карнизов, соответствующие, по-видимому, двум отдельным лавовым потокам. Между последними, а также на поверхности верхнего потока во многих местах наблюдаются скопления рыхлого шлаково-лавового окисленного обломочного материала с

участием спекшихся шлаковых брекчий-агглютинатов. Порода нижнего потока на юго-восточном краю обрывов серо-голубоватая с крупноглыбовой отдельностью и полураковистым изломом.

Микроструктура этой породы (шл.283) мегапорфировая (вкрапленники составляют до 30-40% всей массы) с почти полнокристаллической, аллотриоморфнозернистой основной массой. Вкрапленники представлены плагиоклазом, клинопироксеном, оливином.

Призматические выделения плагиоклаза (размерами до 2.5 мм и общим содержанием до 30%) какие-то закругленные, оплавленные или же с нечеткими контурами. В большинстве случаев они сильно растресканы, резорбированы, с многочисленными червовидными включениями основной массы, цепочками, расположенными вдоль плоскостей двойникования. Часто наблюдается слабая пелитизация плагиоклаза.

Вкрапленники клинопироксена слагают около 7-8% всей массы породы. Они представлены крупными (до 4 мм) и более мелкими призмами слабо-зеленоватого цвета. Содержат многочисленные мелкие (до о.3 мм) включения призматических апатитов стально-серого цвета, а также других изометрических зерен магнетита.

Оливины во вкрапленниках сравнительно редки и, в основном, сильно разложены. Они имеют короткопризматические, изометрические и совершенно ксеноморфные формы размерами не более 0.8 мм. По краям кристаллы оливина окружены тонкой каймой буровато-зеленоватых хлоритов (с наружной стороны) и черного магнетита. У некоторых зерен в центральных частях сохранены реликты бесцветного свежего минерала с характерной интерференционной окраской и трещиноватостью.

Основная масса сложена мелкими призмочками светло-зеленоватого клинопироксена, относительно крупными зернами плагиоклаза и рудным материалом, погруженными в аллотриоморфнозернистую мелкозернистую массу плагиоклаза наиболее поздней генерации. В породе много акцессорного апатита – в основном внутри вкрапленников. Некоторые апатиты настолько крупные (до 1 мм), что сами являются вкрапленниками.

Выше первых карнизов, на ровной, частично задернованной и залесенной поверхности наблюдаются разрозненные небольшие выходы слегка окисленных ошлакованных, туфообломочных пород,

представляющих собой, по-видимому, верхнюю обломочную мелочь лавового покрова.

Следующий второй карниз представлен серой, темно-серой слегка голубоватой мелкозернстой массивной лавовой породой.

Микроструктура породы второго покрова мелкопорфировая с полнокристаллической, участками гиалопилитово-микропилитовой, слегка пилотакситовой основной массой. В отличие от нижнего покрова вкрапленники здесь представлены только плагиоклазом и оливином с относительно меньшим общим содержанием (менее 6-7%). Плагиоклаз (размерами до 1.5 мм) частично замещены серицитом и кальций-карбонатом, некоторые же кристаллы замещены этими минералами полностью.

Вкрапленники оливина, как всегда, более мелкие – до 0.8 мм. Они также сильно разложены. У всех кристаллов краевые зоны окислены с образованием бурых железистых гидроокислов и черного магнетита. Редкие реликты свежего оливина, сохраненные в центральных частях некоторых кристаллов, отличаются светло-буро-зеленоватой окраской.

Основная масса породы второго покрова сложена микролитами плагиоклаза, в общем ориентированными в сторону течения лав, мелкими изометричными или совершенно ксеноморфными зернами свето-зеленоватого клинопироксена, небольшими квадратными – угловатыми кристаллами рудного минерала. В отдельных интерстициях развивается бесцветное вулканическое стекло.

Мощность покрова – до 100-110 м.

По составу лавы Камакара соответствуют базальтам, андезитобазальтам.

Неогеновый (среднеплиоценовый) возраст вершинной лавовой шапки Камакара нами обосновывается следующими соображениями.

Достаточно свежие лавы Камакара резко несогласно (азимутальное и угловое) залегают на палеогеновых метаморфизованных и гидротермально сильно измененных вулканитах и, в отличие от последних, не подвергнуты воздействию со стороны окружающих интрузивных массивов. Более того, они сами прорывают интрузивы, а значит моложе их.

Небольшой плитообразный останец (2х0.5 км) лавового потока андезитов обнаружен А.Л. Додиным (Мкртчян, 1958) при гео-

логической съемке в 1936г. в бассейне р.Гехи, в верховьях ее левого притока Дармадзур на гребне г.Караганча. Видимая мощность потока около 35 м, края обрывистые.

Порода темно-серая и серо-фиолетовая, плотная, местами пористая, пузыристая. Отдельность глыбовая, иногда отчетливо столбчатая. Склоны горы покрыты глыбовым делювием.

Под микроскопом имеют порфировую структуру с гиалопилитовой флюидальной основной массой. Вкрапленники представлены андезином и авгитом. В основной массе те же минералы, а также зерна магнетита и вулканическое стекло.

По мнению А.Л. Додина, излияние андезитовой лавы произошло на вершинной зоне г.Караганча до пропиливания боковых ущелий, о чем свидетельствует залегание лав только на гребне водораздела.

Судя по морфологии выходов, вышеуказанные лавовые покровы лежат на слабодеформированной пенепленизированной поверхности более древних вулканических и интрузивных пород, но в то же время они древнее современного рельефа (останцы покровов висят на водоразделах) и в этом отношении сильно напоминают приводораздельные покровы плиоценовых лав, развитых на всей центральной полосе вулканического нагорья Армении, в т.ч. в пределах Зангезурского хребта.

Верхний плиоцен-нижнечетвертичное звено, *толща континентальных терригенно-вулканических пород* – В бассейне р.Мегри над озерно-аллювиальными угленосными отложениями нижнего плиоцена с заметным угловым несогласием залегают различные аллювиально-пролювиальные грубообломочные конгломераты, конгломерато-брекчии, брекчии и вулканические пески, которые в виде террас располагаются на склонах долин правых притоков р.Мегри. По высоте эрозионного среза все они условно сопоставляются с известными Советашенским и Агавнадзорским террасами верхнеплиоцен-нижнечетвертичного возраста.

Небольшее развитие среди всех этих образований имеют грубообломочные конгломераты и конгломерато-брекчии, развитые в окрестностях с.с.Нор-Аревик, Тей, Личк, Мюдк. Мощная (до 400 м) пачка этих пород срезает отложения мегринской свиты и на прилегающих участках непосредственно залегает на интрузивных породах. Состоит из угловатых слабоокатанных обломков (разме-

рами до 0.5м) различных интрузивных пород и сильноизмененных эффузивов, сцементированных грубозернистым песчаным материалом. Внутри пачки наблюдается грубая горизонтальная слоистость.

К этому возрасту относится также толща красных брекчий, развитая в пределах Агаракского медно-молибденового месторождения. Состоит из угловатых обломков различных интрузивных пород и вторичных кварцитов с песчано-глинистым цементом, густо пропитанном красноватыми гидроокислами железа, с которыми и связана характерная буровато-красноватая окраска.

В пределах Агаракского месторождения красные брекчии непосредственно залегают на гидротермально измененных осветленных рудовмещающих породах и образуют эффектные карнизы. К югу они продолжаются до с. Карчеван, где залегают на породах мегринской свиты. Здесь местами наблюдается грубое напластование.

По мнению И.В. Барканова, картировавшего р-н Агаракского месторождения, красные брекчии образовались в широкой (до 1 км) меридиональной долине с южным уклоном, но по своему характеру (грубо угловатые очертания обломков без следов существенного переноса, отсутствие слоистости или же грубая косая слоистость) они скорее всего делювиального и, может быть, даже аллювиального происхождения. Максимальная мощность 70-80 м.

Отложения вулканических песков нами закартированы на западной стороне дороги на перевале между с.с.Личк-Таштун, а также под с.Гудемнис. Судя по рельефу, эти пески развиты также под почвенным слоем террасы с.Курис, стратиграфически выше красных брекчий. Представляют собой серые, равномернозернистые, среднезернистые, чистые вулканические пески с заметной тонкой слоистостью. Все песчинки сложены осколками прозрачного бесцветного вулканического стекла – обломками стенок пузырей. Максимальная мощность не превышает 7-80 м.

В районе с.Гудемнис пески перекрыты буровато-красноватыми аллювиально-делювиальными глинами.

Источник сноса вулканических песков не выяснен. Важнейшие районы развития кислых вулканических пород этого времени расположены на расстояниях более 40-50 км, в Сисианском районе.

2.3.3. Четвертичная система

Образования четвертичного возраста представлены среднечетвертичными базальтовыми лавами и отложениями древних речных террас, верхнечетвертичными и верхнечетвертичными-современными аллювиальными, пролювиальными, делювиальными, моренно-флювиогляциальными и обвально-оползневыми валунно-галечными, валунно-глыбовыми отложениями, щебнями, песками, глинами, суглинками.

Нижнечетвертичное звено, *базальтовые лавы.* В изученном районе базальтовые лавы имеют ограниченное распространение (площадь не более 5 кв.км) и известны только в бассейне р.Ачанан (Халадж), на северо-востоке закартированной территории Южного Зангезура.

Известные «халаджские» базальты изучены многими исследователями (Эрн, 1920; Конюшевский, 1911; Грушевой и Додин, 1940; Паффенгольц, 1948; Асланян, 1958; Акопян, 1962 и др.). Специальные исследования этих базальтов проводились Э.Г. Малхасяном, Ю.А. Лейе, Л.В. Оганесяном (1974) и К.Г. Ширинян, Л.В. Нагапетяном (1974). Нижеприведенное описание базальтов в основном дается по Э.Г. Малхасяну и др. (1974).

Базальты развиты, главным образом, на левом склоне долины р.Ачанан, в ее среднем и нижнем течении. Общая протяженность базальтового истока около 10 км при ширине 0.5-2.5 км. Средняя мощность лав 30-40м, максимальная – 70-80м.

Покров базальтов представлен двумя отдельными потоками, при этом верхний поток более протяженный. Базальты налегают на террасовые аллювиальные образования – красно-бурые суглинки основания разреза четвертичных отложений, или же непосредственно на средне-верхнеюрские вулканогенно-осадочные породы. На участке Бадалюрт лавы налегают на красновато-бурые глины с зоной обжига. Чаще между базальтами и подстилающими глинами залегает маломощный (3-10 см) слой рыхлых туфовых песков, образование которых, по-видимому, предшествовало излиянию базальтов.

Контакт между двумя потоками повсеместно наблюдается в виде характерных текстурных изменений породы самих потоков, а также местами – наличием прослоя конгломератов.

Центр излияния рассматриваемых базальтов, по мнению Э.Г. Малхасяна и др. (1974г.), находился у северо-западного начала потока, в долине р.Ачан. По мнению В.Г. Грушевого и А.Л. Додина (1940 г.), К.Г. Ширинян и Л. Б. Нагапетяна (1974), а также В.М. Амаряна, этот центр находится в р-не с.Арцваник, в 2 км к ЮВ от г.Кармир-Ванк и представлен в виде плоского шлакового конуса с диаметром основания 100-150м и относительной высотой 20-30 м. В.М. Амаряном указывается еще один небольшой вулканический центр у дома отдыха «Кармракар», небольшой узкий маломощный (до 5-6 м) базальтовый поток которого отмечен в р-не с.Давид-Бек.

Базальты – серые, темно-серые, с преобладающей призматически-столбчатой отдельностью (с поперечником призм до 1 м). В отдельных местах центральной части потоков развита также луковично-скорлуповатая, шаровидная отдельность выветривания.

Общая пористость в породе распределена неравномерно: округлые мелкие (до 4-5 мм) поры встречаются в нижней и центральной частях истоков. В верхах потоков развиты крупные горизонтальные пузыри и др. пустоты-микропещерки размерами до 10х30 см (в вертикальном сечении). Наиболее интересной текстурной особенностью этих базальтов является мелкопятнистое, «веснушчатое» сложение породы, наблюдаемое в центральных частях нижнего потока. Аналогичные базальтовые потоки Э.Х. Харазяном ранее были закартированы в новейшем вулканическом комплексе Варденисского нагорья (Масрикский и Тертерский среднечетвертичные потоки и базальты р-на с.Золакар Мартунинского р-на Арм. ССР). Шаровидные пятна более светлой породы здесь беспорядочно расположены в общей цементирующей лавовой массе более темного базальта. Вверх по разрезу потока размеры пятен постепенно увеличиваются от 2-3 до 5-7 см. Еще выше эти пятна постепенно исчезают.

Микроструктура базальтов порфировая с микролитовой-интерсертальной основной массой. Вкрапленники, с общим содержанием до 20%, представлены авгитом, оливином и плагиоклазом. Авгиты короткопризматические, очень часто с зональным строением и структурой «песочных часов». Оливины короткопризматические, шестиугольные или же ромбовидные. По трещинам свежего оливина наблюдается слабая хлоритизация. Плагиоклазы представлены лабрадором в виде в той или иной степени параллельно ори-

ентированных лейстовидных кристаллов. Из других минералов во вкрапленниках спорадически встречаются бурые амфиболы и биотит.

В основной массе породы участвуют все вышеупомянутые минералы, микролиты и мелкие изометричные зерна которых сцементированы чистым, прозрачным бесцветным вулканическим стеклом. По всей массе разбросана равномерная сыпь магнетита, а также призмочки апатита. Шаровидные накопления от цементирующей лавовой массы отличаются полнокристаллической основной массой, а также более плотным, почти беспоровым сложением.

Нижеприведенный химический состав базальтов дается по данным Э.Г. Малхасяна и др. (1974).

Таблица 39

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO
1	43.78	1.19	15.25	4.95	4.26	0.12	11.41
2	44.58	1.25	14.15	5.57	3.23	0.10	10.38
3	44.54	1.25	13.75	5.96	3.01	0.10	10.62
							продолжение
1		CaO	Na_2O	K_2O	H_2O^-	n.n.n.	Σ
2		12.67	2.66	0.76	0.64	2.23	99.52
3		12.61	4.65	1.30	0.40	1.45	99.67

1- базальт Халаджского потока (ср. из 27 ан., выполненных в лабораториях НИГМИ, АИСМ, ЕрПИ); 2- базальт шаровых выделений; 3- базальт цементирующей массы.

Вышеприведенные химические составы базальтов Кафанского района показывают хорошо выраженную повышенную щелочность, магнезиальность и пониженную кремнекислотность пород в отношении средних типов по Дэли (Заварицкий, 1953г.) и других базальтов Армении (Э.Х. Харазян, 1971, 1975 г.г.).

По Э.Г. Малхасяну и др. (1974 г.), эти породы соответствуют меланобазальту – оливиновому базальту, а по К.Г. Ширинян и Л.Б. Нагапетяну (1974г.) – щелочному базальту – нефелиновому базаниту-лимбургиту.

Возраст базальтовых лав басс.р.Ачанан большинством исследователей установлен как среднечетвертичный – на основании региональных сопоставлений и геоморфологического положения в современном рельефе местности.

Автором же представленной карты В.М. Амаряном принимается нижнечетвертичный возраст ачананских базальтов.

Среднечетвертичное звено, *террасовые отложения.* К среднечетвертичному времени относятся отложения средних (120-185м) террас, остатки которых сохранены в бассейне р.Мегригет (с.с.Личк, Таштун) и в долине р.Аракс у ж.д.ст.Астазур, на перевале дороги к ж.д.ст.Нювади, в верховьях р.Ордубад. Указанные отложения представлены хорошо окатанными валунно-глыбовыми (размером валунов до 5-6м) и валунно-галечными образованиями и в меньшей мере – более мелкообломочным гравийно-песчанистым и песчано-суглинистым веществом (преимущественно в верхах разрезов). Во всех останцах слоистость материала очень грубая, особенно у крупнообломочных фаций. В верхах разрезов чаще всего наблюдается косая слоистость. Наибольшая мощность террас не превышает 25-30м.

Верхнечетвертичное звено, *террасовые отложения.* К четвертичному времени относятся образования низких террас (высотой 70-80м) бассейна р.Мегригет, вдоль ее правых притоков Бугакар и Вагравар, а также главной реки, на отрезке между с.с. Вартанадзор и Легваз, вдоль левого берега р.Аракс. Наиболее хорошо сохранена терраса р. Вагравар, которая лентообразно непрерывно протягивается в основном вдоль левого борта долины от р-на с. Вагравар до с.Легваз на расстояние 5-6 км.

Террасовый материал представлен, главным образом, очень плохо отсортированным щебнисто-песчано-суглинистым веществом пролювиального облика с экзотическими глыбами (размерами 3-4м) различных интрузивных и осадочно-вулканогенных пород.

Верхнечетвертично-современное звено. Основными областями верхнечетвертичной-современной аккумуляции исследованного района являются восточные и западные предгорные зоны – Ордубадская наклонная равнина и широкие поперечные долины низовьев р.р.Вохчи, Ачанан, Цав с мощными (до нескольких десятков метров) шлейфами валунно-галечных и песчано-суглинистых аллювиально-пролювиальных наносов.

Значительные накопления отложений этого возраста зафиксированы на склонах хребтов, обращенных к долине р.Аракс, в виде делювиальных покровов конусов выноса многочисленных левых притоков этой реки (р.р.Котам, Киллит, Агарак, Мегригет, Алдара, Шванидзор, Нювади, Сыгырт), сложенных валунно-галечным и щебнисто-песчанистым материалом.

И, наконец, к верхнечетвертичному-современному времени относятся также валунно-глыбовые и щебнисто-песчано-суглинистые отложения ледникового и моренно-флювиогляциального происхождения на вершинной зоне Зангезурского хребта (в верховьях р.р.Вохчи, Гехи, Мегригет и др.), а также небольшие поля развития травертинов в окрестностях с.Киллит и в верховьях р.р.Карчеван и Ньювади.

Современное звено. В эту группу включаются русловые галечники, пески, суглинки реки Аракс и всех других рек и речек района. Максимальная мощность наблюдается в долине р.Аракс – до нескольких десятков метров.

2.3.4. Тектоника

Территория Южно-Зангезурского геолого-экономического района находится в южной части Закавказского геоантиклинального поднятия в области развития разновозрастной (раннеальпийской, среднеальпийской и позднеальпийской) складчатости (по А.А. Габриеляну и др., 1968г.). В структурном отношении она попадает в пределы Кафанского сегмента Сомхето-Кафанского тектонического комплекса (восточная часть), Анкавано-Зангезурской подзоны Базумо-Зангезурской складчатой тектонической зоны (центральная часть) и Еревано-Ордубадской подзоны (западная часть) Приараксинской умеренно-складчатой зоны (Габриелян, Саркисян и др., 1981 г.).

На схеме домиоценовой тектонической зональности территории Армянской ССР по А.Т. Асланяну (1970г.), исследованная область попадает в пределы Кафанской моноклинали, Мисхано-Зангезурской интрагеоантиклинали и Еревано-Ордубадской интрагеосинклинали.

Современное состояние Кафанского сегмента – это блок-антиклинорий в ряду других кулисообразно расположенных брахиформных антиклинальных структур Сомхето-Кафанского эвгеосинклинального складчатого сооружения, несколько смещенный на запад. В разрезе Кафанского антиклинория принимают участие вулканогенные, вулканогенно-осадочные и терригенно-карбонатные отложения средней-поздней юры и мела. Палеогеновые образова-

ния, а также неоген-четвертичные породы здесь почти полностью отсутствуют. Для этой структуры в общем характерны также менее интенсивные новейшие тектонические движения, слабая сейсмичность (5-6 баллов), лишь эпизодическое проявление новейшего вулканизма и относительный максимум силы тяжести. Из интрузивных пород развиты плагиограниты, граниты, гранодиориты и кварцевые диориты, связанные с верхнемеловой-среднеэоценовой фазами магматической активности. Рудные формации представлены серно-колчеданным, медно-колчеданным и медно-полиметаллическими типами. Максимальное прогибание центральной части территории Кафанского сегмента происходило в ранней-средней юре, инверсия – в поздней юре – нижнем мелу и сопровождались интенсивным континентальным вулканизмом в ее пределах.

Базумо-Зангезурская зона интенсивной складчатости, южным своим концом охватывающая центральную часть территории изученного района, претерпела эвгеосинклинальное прогибание в конце юры и в нижнем мелу в связи с инверсией центральной части Кафанского сегмента. В разрезе зоны в изученной территории участвуют средне-верхнепалеозойские терригенно-карбонатные, верхнеюрские-нижнемеловые вулканогенные, вулкано-осадочные, терригенно-карбонатные и органогенно-карбонатные отложения, палеоцен-нижнемиоценовые терригенно-вулканогенные комплексы, а также среднеэоценовые вулканические образования, сохранившиеся от эрозии в северной части. Обильно выражен интрузивный магматизм. Вся южная часть территории занята крупнейшим в Закавказье Мегринским полиформационным, полифазным интрузивным комплексом (плагиограниты, гранито-гнейсы, габбро, габбро-оливиниты, граниты, гранодиориты, монцониты, сиениты, нефелиновые сиениты, порфировидные граниты и гранодиориты и др.) средний эоцен – миоценового возраста.

По мнению А.А. Габриеляна (1981 г.), это настоящая шовная зона, ограниченная с двух сторон глубинными разломами, которая в течение всего фанерозоя характеризовалась геоантиклинальной тенденцией развития. Типичная зона интенсивных смятий, изоклинальной складчатости, будинажа и метаморфизма разновозрастных толщ, эндогенной минерализации, связанная, однако, большей частью с экзоконтактовыми полосами мощного гранитоидного

интрузивного комплекса. Характерные рудные формации для зоны – медно-молибденовая и золотополиметаллическая.

Еревано-Ордубадская зона отличается преимущественно миогеосинклинальным типом развития со слабым магнетизмом, брахиформной складчатостью. Начало прогибания в этой зоне соответствует сеноман-туронскому времени. В строении зоны участвуют герцинский платформенный комплекс терригенных и карбонатных пород, обнажающийся на крайнем западе, а также терригенно-карбонатная формация верхнего мела (турон-маастрихт), полный разрез палеоцен-нижнемиоценовых флишоидных, отчасти вулканогенно-обломочных пород.

По мнению большинства исследователей, границы между вышеуказанными крупными тектоническими структурами выражены разломами (зонами разломов) глубокого заложения. Однако в пределах Южного Зангезура эти границы большей частью замаскированы крупными интрузивными массивами, сами пересеченными разломными зонами.

Полученные в процессе крупномасштабной геологической съемки новые данные показывают, что в пределах Южного Зангезура границы вышеприведенных тектонических блоковых зон не столь четкие и линейные, как это предполагается.

Границы между Ереван-Ордубадской (Ордубадский блок) и Анкавано-Зангезурской (Мегринский блок) подзонами, как известно, большинством исследователей проводится по Дебаклинскому разлому, который протягивается в субмеридиональном направлении по линии Агарак-Личк-Каджаран-Лусакерт. По всей своей длине этот разлом очень четко сечет различные интрузивные породы Мегринского комплекса, в том числе и самые молодые порфировидные граниты миоценового возраста. Интрузивные тела прослеживаются далеко на запад от разлома в пределах Ордубадского блока и на самом деле никак не контролируются им. Некоторые другие (Г.И. Аллахвердиев и др.) исследователи эту межблоковую границу проводят по западному близмеридиональному контакту Мегринских интрузивов, сославшись на очень слабые вспышки интрузивного вулканизма (к тому же не относящегося к более древнему «добатолитовому» этапу) в пределах собственно Ордубадского блока.

Согласно данным последних геологических съемок Г.И. Аллахвердиева, на юге Ордубадского блока развиты многочислен-

ные небольшие штоковидные интрузивные тела щелочных габбро (в р-не с.Киллит), силловидные покровы гранодиорит-порфиритов и мощное дайковое поле диорит-порфиритов, кварцевых диорит- порфиритов в центральной части Кетавской антиклинали. Все они, по нашему мнению, бесспорные свидетели крупного погребенного интрузивного массива – продолжения Мегринских массивов, апофизы которого выходят на поверхность.

Таким образом, позднепалеогеновый интрузивный вулканизм Южного Зангезура фактически не контролируется Дебаклинским и другим межблоковыми разломами, а интрузивные явления в равной степени характерны также для Ордубадского блока, как и верхнемеловые (туронские) терригенно-карбонатные толщи характерны и для Мегринского блока (многочисленные останцы метасоматически измененных туронских пород в окрестностях Агарака).

Примерно то же самое можно сказать и о другом «межблоковом» разломе Южного Зангезура – Хуступ-Гирратахском.

Вообще роль Хуступ-Гирратахского разлома, как межблокового, несколько расшаталась после пересмотра возрастов ряда вулканогенных, вулканогенно-осадочных и терригенно-карбонатных толщ, развитых на западной его стороне. Долгое время считалось, что Хуступ-Гирратахский разлом (или зона разломов) разделяет нижне-средне палеозойскую структурную зону (с запада) и более молодую верхнеюрско-нижнемеловую (с востока). Однако в последнее время, в результате детальных работ ряда исследователей непрерывно развитые вдоль разломной полосы сильно метаморфизованые породы, относимые к нижнему-среднему палеозою, были расчленены на толщи верхнеюрского-нижнемелового, нижнемелового и нижнепалеогенового возрастов. Палеозойский возраст сохранился только для карбонатных, терригенно-карбонатных пород бассейна р.Шишкерт, охарактеризованных фаунистически. Северное продолжение этих достоверно палеозойских и типично осадочных (платформенного облика) толщ прослеживается не по Хуступ-Гирратахскому разлому, а в диагональном направлении к западу от него в сторону ядра Гехинской антиклинали. Так что Хуступ-Гирратахский разлом ныне разделяет в основном лишь разные части одновозрастных толщ и, таким образом, не является границей двух структурно-формационных зон, которую ему приписывали.

В настоящее время установлено, что верхнеюрско-нижнемеловые вулканогенные, вулканогенно-осадочные и терригенно-карбонатные образования, характерные только для Кафанского блока с теми же фациями и мощностями (более 1.5-2 км), от зоны разлома прослеживаются далеко на запад – во внутрь Мегринского блока.

Все вышеуказанное свидетельствует, по нашему мнению, что границы между вышеперечисленными геотектоническими блоками Южного Зангезура нечеткие и не линейные, как это считалось ранее, а имеют форму извилистых широких (до первых десятков км) полос (зон) с постепенными переходами и общей тенденцией к все большему омоложению возраста альпийских геоантиклинальных толщ в западном направлении. Иными словами, альпийский геосинклинальный процесс в Южном Зангезуре развивался в виде наступающей волны с востока на запад – от Кафанского блока (начало прогибания – в нижней-средней юре, инверсия в верхней юре нижнем мелу) к Мегринскому (прогибание в нижнем мелу, инверсия в нижнем палеогене), а затем и Ордубадскому (прогибание в верхнем мелу, инверсия в конце палеогена).

В западном направлении, в сторону Анатолийско-Иранской платформы, интенсивность и амплитуды тектонических движений постепенно уменьшались, эвгеосинклинальный режим сменялся миогеосинклинальным, а в конце – совершенно спокойным квазиплатформенным (Габриелян, Саркисян и др., 1981г.).

Глубинное геологическое строение. Вопросы глубинного геологического строения территории Южного Зангезура освещены в работах ряда исследователей (Аджимамудов, 1957, Оганесян, 1963, 1972; Габриелян, Татевосян, 1966; Кириллова и др., 1969; Акопян, 1967, 1972; Пирузян, 1966; Сироткина, 1970; Егоркина и др., 1973, 1976 и др.).

По данным Э.Б. Аджимамудова (1957), Ш.С. Оганесяна (1972), А.А. Габриеляна и Л.К. Татевосян (1966), гравитационное поле территории Армении, представленное в редукции Буге, характеризуется общими отрицательными значениями аномалий силы тяжести, на фоне которых выделяются Среднеараксинская зона максимума, центральная зона минимума и Алаверди-Иджеванская зона максимума. Последней зоне максимума в Южном Зангезуре соответствует область максимума в пределах Кафанского сегмента (Горис-Кафанская). Все вышеуказанные гравитационные зоны в

общем соответствуют выделенным ранее трем геотектоническим зонам. Границы между ними представляются отчетливо выраженными гравитационными ступенями, соответствующими, по-видимому, зонам известных глубинных разломов.

По данным Ш.С. Оганесяна (1972), в пределах Среднеараксинской зоны гравитационного максимума выделяется ряд более мелких участков с относительными максимумами и минимумами второго порядка.

Сопоставление гравиметрической карты с тектонической показывает, что относительные максимумы точно совпадают с локальными поднятиями палеозойского субстрата, а минимумы – неоген-четвертичным прогибам. По Ш.С. Оганесяну (1972) гравитационный эффект связан с поверхностью фундамента. Относительные максимумы отображают положительные структурные элементы фундамента, а относительные минимумы – впадины.

Для Центральной зоны относительного минимума (Базум-Зангезурская зона среднеальпийской складчатости) характерно региональное убывание значения силы тяжести с юго-запада и северо-востока к осевой зоне, где палеозойский фундамент выходит на поверхность. В Южном Зангезуре в пределах этой зоны наблюдаются также локальные относительные минимумы и максимумы, расположенные вдоль зоны – это Сисиан-Дастакертский, Каджаранский и Мегринский относительные минимумы.

Горис-Кафанская зона максимума аномалий силы тяжести соответствует Кафанскому антиклинорию. Она имеет меридиональное простирание и характеризуется нарастанием аномалий силы тяжести к востоку – в сторону Куринской впадины.

При сопоставлении структур фундамента со структурами складчатых образований в большинстве случаев обнаруживается их прямое соотношение друг с другом (Сироткина, 1970г.).

В пределах Кафанского антиклинория по геофизическим данным предполагается поднятие фундамента в С-СВ направлении. В ядре антиклинория поверхность фунамента поднята до 0+1 км. На общем фоне этого поднятия отмечается ряд более мелких поднятий и прогибов. Северное крыло Кафанского поднятия полого погружается в сторону Акеринского прогиба, а южное – более круто к долине р.Аракс к глубинам 3-4 км. Восточное крыло поднятия срезано Хуступ-Гирратахской зоной.

Анкаван-Зангезурская и Ордубадская зоны характеризуются высоким положением поверхности фундамента (+2 –0 км). Здесь выделяется ряд положительных и отрицательных структур, в т.ч. Ордубадское поднятие, в котором, однако, относительный максимум аномалий силы тяжести большей частью может быть обусловлен погребенным габброидным интрузивом, многочисленные апофизы которого (в виде небольших штоковидных тел и мощного дайкового поля) обнажаются на поверхности.

Ц.Г. Акопяном (1972 г.) на территории Армении выделены две магнитные зоны: Присеванская и Приараксинская, которые отличаются друг от друга по интенсивности, характеру изменения, знаку, форме и изрезанности магнитного поля. Присеванская зона соответствует Алаверди-Кафанской и Базумо-Зангезурской геотектонической зонам, а Приараксинская – Ереван-Ордубадской. Граница между указанными магнитными зонами соответствует юго-западной границе развития кайнозойского вулканизма и выражена ступенчатыми скачкообразными переходами, что указывает на наличие здесь крупного разрывного нарушения – по линии Ереван-с.Азизбеков-Ордубад.

В Приараксинской зоне с исключительно осадочными палеозойскими и мезокайнозойскими отложениями магнитное поле спокойное, близкое к нормальному или со слабо отрицательными значениями. Магнитное поле Присеванской зоны отличается исключительным развитием мезокайнозойских магматических и вулканических пород, резко расчленено на интенсивные отрицательные и положительные аномалии с горизонтальным градиентом изменения в несколько сот (500-700) гамм на километр.

По мнению Ц.Г. Акопяна (1972г.) магнитные аномалии в основном обусловлены составом и возрастом отложений. Юрские эффузивы характеризуются варьирующими отрицательными полями, меловые эффузивы и эффузивно-осадочные толщи – весьма пестрым неоднородным магнитным полем. Эффузивы и интрузивы кайнозоя создают резко варьирующие магнитные поля положительного знака.

В Присеванской зоне Ц.Г. Акопян подразделяет несколько подзон, в т.ч. Горис-Кафанскую, характеризующуюся варьирующимися повышенными значениями Δg и, в региональном плане, соответствующую Кафанскому антиклинорию. В пределах Базумо-Зан-

гезурской синклинорной зоны выделена Артик-Каджаранская магнитная подзона с очень интенсивными положительными и отрицательными магнитными аномалиями (до нескольких тысяч гамм).

Новые данные о глубинном строении земной коры Армении получены в результате работ со станцией «Земля» (Егоркина и др., 1973, 1976 г.г.), которыми однако не охвачена территория Южного Зангезура.

По данным ст. «Земля», фундамент всех основных геотектонических зон имеет резко расчлененные блоковые строения. Структуры фундамента имеют как общекавказское, так и антикавказское направления, причем они не образуют ярко выраженные тектонические зоны, хотя по гипсометрическому положению блоков можно выделить несколько подзон общекавказского направления.

Вышеупомянутыми авторами указывается на то, что сейсмическая граница, коррелируемая как поверхность фундамента, не всегда совпадает с кровлей верхнепротерозойского метаморфического комплекса. По их мнению, в западной части Приараксинской зоны эта граница совпадает с кровлей нижнеконьякской вулканогенной толщи. Не исключена возможность таких аномалий и в других тектонических зонах.

Основные этапы геотектонического развития. Наиболее древние породы Южного Зангезура относятся к девону и перми, и, естественно, мы ничего конкретного не можем сказать о байкальском и каледонском этапах развития этой области. Судя по данным остальных р-нов Антикавказа и соседних регионов Анатолии и Ирана, в протерозое на юге СССР и в Среднем и Ближнем Востоке существовал единый геосинклинальный режим с исключительно подвижной земной корой (Габриелян и др., 1981г.). В нижнем палеозое на этой территории преобладали субплатформенные, парагеосинклинальные условия с накоплением различных терригенных и терригенно-карбонатных отложений.

В герцинском этапе, охватывающем время от девона до триаса включительно, на территории Антикавказа выделялись две зоны: южная – Приараксинский прогиб (северный край Анатолийско-Иранского палеозойского континентального морского бассейна) и северная – Закавказская геоантиклинальная суша, разделяющая Приараксинский прогиб от геосинклинали Большого Кавказа

(Габриелян и др., 1981г.). Южный Зангезур располагался на переходной зоне между этими двумя крупными структурами.

Конкретная граница между Приараксинским прогибом и Закавказской сушей, по мнению ряда исследователей, проходила по зоне Хуступ-Гирратахского разлома, к которой приурочены самые северо-восточные выходы средне-верхнепалеозойских пород этой территории. По нашему мнению, вероятная, более точная граница проходит значительно северо-восточнее и восточнее Хуступ-Гирратахской зоны. Суммарная мощность терригенно-карбонатных палеозойских отложений в районе разлома превышает 2 км. Анализ распределения фаций и мощностей этого комплекса пород всей Приараксинской зоны показывает, что район Хуступ-Гирратахского разлома отнюдь не побережье палеозойского моря. Несомненно, что палеозойское море простиралось далеко на восток-северо-восток, по крайней мере до полосы находящейся несколько к западу от линии Ахун-Асрикчай, где нижнеальпийские геосинклинальные формации главной Сомхето-Кафанской зоны непосредственно залегают на сильно метаморфизованные сланцевые толщи байкальского фундамента. Исходя из этого положения, следует ожидать присутствия средне-верхнепалеозойских отложений под юрскими толщами Кафанского антиклинория.

Анализ типов формаций, устойчивости фаций и мощностей отложений, полное отсутствие грубообломочных кластических пород, эффузивного и интрузивного вулканизма позволяет предполагать о субплатформенном (квазиплатформенном тектоническом режиме в пределах всей южной части Альпийского складчатого пояса (Габриелян, 1969, 1981; Бархатов, 1971; Штеклин, 1966).

Закавказская геоантиклинальная суша также была платформенного типа со слаборасчлененным равнинным рельефом, о чем свидетельствует полное отсутствие грубообломочного материала и широкое развитие карбонатных пород в обнаженных разрезах отложений Приараксинского прогиба.

В позднем триасе в результате общего поднятия региона палеозойское мелководное море отступало, и на большей части территории Антикавказа, включающий полностью изученный район, создался расчлененный рельеф. Но в некоторых остальных синклинальных прогибах накопились угленосные терригенные молассоподобные формации.

Альпийский геосинклинальный этап охватывает время от начала юры до конца эоцена.

С начала юры территория Антикавказа вовлекается в геосинклинальное развитие, закладываются новые геосинклинальные прогибы. Первоначальный Сомхето-Кафанский глубокий эвгеосинклинальный прогиб расположился по дугообразной полосе Алаверди-Шамшадин-Лачин-Кафан. Южная граница прогиба, по мнению О.А. Саркисяна (Габриелян, Саркисян, 1981г.), вероятно совпадала с зоной Анкавано-Сюникского разлома. Трансгрессия достигла максимума в байосе. Интенсивное прогибание сопровождалось бурной подводновулканической деятельностью и накоплением мощных байосских вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ. В позднем байосе центральная часть Сомхето-Кафанской интрагеосинклинали испытывала инверсию, также сопровождающуюся вулканизмом, но уже более кислыми продуктами. Вулканизм наземно-островного характера с большим развитием грубообломочной пирокластики. На крыльях Кафанского антиклинория, на фоне все более расширяющегося поднятия, наземно-островной, а затем и полностью континентальный вулканизм продолжается в титоне-среднем валанжине. Продукты этого этапа мощностью более 1.5 км представлены слабокислыми лавовыми покровами миндалекаменных базальтов, андезитобазальтов, андезитов, риодацитов с межформационными покровами грубообломочных полимиктовых конгломерато-брекчий и лавобрекчий.

В поздней юре-нижнем мелу центральное поднятие Кафанской эвгеосинклинали постепенно разрасталось и превратилось в линейную зону воздымания в виде узкой цепи тектонических островов. В связи с этим осевая зона интрагеосинклинали смещалась на юго-запад и северо-восток. Новые области осадконакопления в нижнем мелу охватили территорию Мегринского блока, далеко за зоной нынешнего Хуступ-Гирратахского разлома. Прогибание в Мегринском блоке носило дифференцированный характер. Максимальное прогибание в нижнем мелу наблюдается на юге и в долине р.Аракс, где накопились морские терригенно-карбонатные и субаэральные вулканогенно-терригенные отложенуя баррема-апта.

Приараксинская зона в нижнем мелу состояла из относительно приподнятых участков.

Геосинклинальный этап развития в Сомхето-Кафанской зоне завершился в неокоме общим сводовым поднятием, сопровождавшимся внедрением гранитоидных интрузивов (Цавского). Эвгеосинклиналь превращалась в геоантиклиналь, больше не испытавшей инверсии. Направленная на юго-запад волна прогибания достигала Ордубадской зоны в начале сеномана-турона, когда Кафанский блок уже почти полностью освободился из-под воды, а Мегринский – представлял равнинную переходную область с многочисленными островами и заливами. В относительно спокойной миогеосинклинальной обстановке происходило образование турон-коньяк-сантонских терригенно-карбонатных и органогенно-карбонатных отложений. После кратковременной инверсии перед кампаном происходило новое всеобщее прогибание, и территория Южного Зангезура и всего Малого Кавказа покрывалась открытым морем без островов. Происходило повсеместное накопление хемогенных и органогенно-карбонатных отложений. В это время индивидуальность развития отдельных зон затушевалась, и все они приобретали черты миогеосинклинального развития с полным отсутствием вулканизма.

В конце маастрихта происходили мощные тектонические воздымательные движения, большая часть территории Южного Зангезура превратилась в сушу, а дальнейшее осадконакопление в палеоцене и нижнем эоцене происходило только в некоторых осадочных прогибах, в т.ч. и Ордубадском. Образовались терригенно-карбонатные флишевые толщи мощностью до 1 км. Дальнейшее усиление морской трансгрессии привело к образованию Южнозангезурского прогиба и целой сети других прогибов, представляющих единую Базумо-Зангезурскую интраэвгеосинклинальную зону, в общем соответствующую современной крупной сложной Базумо-Зангезурской тектонической зоне. Вся территория покрывалась мелководным морем с многочисленными вулканическими и тектоническими островами. Дифференцированное прогибание сопровождалось интенсивной подводно-вулканической деятельностью. Областью сноса в это время был Кафанский антиклинорий. Накопилась мощная (более 1 км) толща различных лав и пирокластов среднего состава, переслаивающихся с пластами нормально-осадочных, иногда карбонатных пород (багацсарская свита).

На рубеже среднего и верхнего эоцена происходили первые складкообразовательные движения (триалетская фаза), которые сопровождались оживлением старых и возникновением новых разломов, обусловивших внедрение крупных гранитоидных интрузивов в Южном Зангезуре (первые две формации Мегринского комплекса).

Новые складкообразовательные движения, происходившие в конце позднего эоцена и в раннем олигоцене (пиренейская орофаза), приводили к интенсивному общему воздыманию Южного Зангезура, в результате которого Базумо-Зангезурскую интраэвгеосинклинальная зона окончательно поднималась и воссоединялась с соседним Кафанским поднятием, тем самым образуя единую сложнопостроенную (гетерогенную) геоантиклинальную структуру. В это самое время на фоне общего обмеления с запада на восток в Ордубадском прогибе продолжалось накопление флишевых вулканогенно-осадочных отложений.

Альпийский орогенный этап в Южном Зангезуре ознаменовался мощными складкообразовательными движениями; на рубеже верхнего эоцена и олигоцена, среднего и позднего олигоцена, позднего олигоцен-миоцена формировались основные горные хребты и внутригорные наложенные впадины. После небольшого общего опускания в среднем-верхнем миоцене (накопление в соседних районах гипсо-соленосных толщ в условиях лагунного режима) новые еще более мощные воздымательные движения происходили в конце миоцена, и Антикавказ в целом вступил в фазу континентального развития. Дифференцированные блоковые движения в центральной части Антикавказа привели к омоложению многих старых и возникновению новых, преимущественно антикавказского направления, разломов. Все это вызвало интенсивное проявление вулканизма в *нижнем-среднем плиоцене*. Накопилась мощная (более 1 км) свита вулканических и вулканогенно-обломочных пород, широко развитых по всему центральному Антикавказу (известные *вохчабердская, варденисская, бигенагская* и др.свиты). Последние отлагались в озерно-континентальных условиях и, по существу, являются *вулканогенно-обломочной молассой* (Габриелян, 1970). В некоторых озерных котловинах происходило накопление угленосных отложений (*мегринская свита*).

Вместе с этим, в результате нового общего воздымания в среднем плиоцене формировались основные формы современного

рельефа, горные хребты, крупные речные долины. После относительного тектонического затишья и даже некоторого общего опускания в среднем-позднем акчагыле произошли заключительные вертикальные движения резко дифференцированного характера. Еще выше поднимались древние сводово-глыбовые поднятия и грабенообразно опускались синклинальные впадины.

В конце позднего плиоцена и в постплиоцене формировался его высокогорный рельеф, а продукты размыва горных массивов в виде пролювиальных шлейфов накапливались вдоль их периферии и в устьевых частях рек, образуя обширные наклонные равнины и конуса выносов.

В Сомхето-Карабахской и Приараксинской зонах новейшие тектонические движения имели унаследованный характер и обусловили горстовое поднятие древних антиклинальных массивов и относительное опускание синклинальных структур. В Базумо-Зангезурской зоне наблюдается обратная картина: основные новейшие структуры и образованные ими крупные формы рельефа с тенденцией поднятия являются обращенными по отношению к древним структурам. Горные хребты (Зангезурский) имеют синклинальную природу, а расположенные между ними речные долины, представляющие собою молодые грабены или синклинальные седловины, соответствуют древним антиклинальным структурам.

Описание главнейших структур. ***Еревано-Ордубадская подзона.*** В поперечном сечении южной части Еревано-Ордубадской подзоны с юго-запада на северо-восток выделяются следующие структурные единицы*: а) Ордубадский синклинорий, б) зона Восточно-Ордубадского разлома и в) Зангезурский антиклинорий.

Ниже приводим характеристику вышеперечисленных структур.

Ордубадский синклинорий. Является центральной структурой Еревано-Ордубадской подзоны. Ширина около 8-9 км, при мощности заполнивших его нижнепалеогеновых отложений около 10 км. В пределы изученной области входит ее северо-восточная прибортовая зона, которая интенсивно осложнена Восточно-Ордубадским разломом северо-западного простирания.

* Описание структур приводится по данным В.И.Аллахвердиева.

В прибортовой зоне прогиба слои залегают круто (50-75°) и разбиты жильными дериватами Мегри-Ордубадского плутона. В удалении от бортовой зоны к юго-западу – в сторону центральной части прогиба, резко выполаживаясь, получают субгоризонтальное положение (5-20°).

Кетам-Килитская антиклинальная зона. Выделяется между Ордубадским прогибом и Зангезурским поднятием в качестве переходной зоны.

Характеризуется весьма пологим залеганием в пределах ее слоев, оцениваемым порядка 5-10°. К юго-востоку происходит общее воздымание шарнира антиклинали, распознаваемое вскрытием из-под верхнего сенона отложений туронского яруса. Терригенные отложения турона на юго-западном крыле антиклинали, ближе к р.Аракс залегают под углом 20°, а ближе к сводовой части антиклинали углы падения слоев не превышают 10-15°.

Западнее р.Кетамчай шарнир антиклинали погружается, в связи с чем в этом направлении развиты исключительно карбонатные породы верхнего сенона.

Рассматриваемая структура в общем плане осложняется рядом второстепенных складчатых структур с пологими (05-10°) крыльями.

Осевая часть Кетам-Килитской антиклинальной зоны интенсивно сложена многочисленными трещинами растяжений, залеченых жильными дериватами средне-верхнепалеогенового магматизма. На юго-востоке к данной структуре в районе с.Килит приурочено одноименное проявление меди и молибдена с сопутствующими элементами вольфрама, в районе Кетам – проявления кобальта.

По простиранию складки в районе с.Анабад наблюдается небольшое воздымание ее шарнира, в связи с чем из-под карбонатной толщи верхнего сенона выступают терригенные породы нижнего сенона. Ширина выхода составляет 500-600 м.

Структура, судя по этому выходу, имеет форму горст-антиклинали с крутыми (70-60°) крыльями, осложненными по обеим сторонам сбросовыми нарушениями.

Восточно-Ордубадская зона разлома. Проходит северо-восточнее Ордубадского прогиба (трога), пространственно совпадает с южной полосой Кетам-Килитской антиклинальной зоны.

Представляет собой мощную зону трещин растяжений, залеченных жильными дериватами-апофизами Мегри-Ордубадского плутона. Ширина зоны доходит до 2.5 км.

Дайки так часты, что вмещающие светло-серые, карбонатные породы сенона почти теряют смысл и оказываются среди дайкового поля либо в виде редких маломощных (0.2-0.5 м) пачек, либо в виде небольших линз.

Заметим, что выходы жильных пород значительно сгущаются на отрезке между с.с Нюснюс и Анабад, далее к юго-востоку от с.Анабад они постепенно редеют, а на отрезке с.Кетам-Килит становятся еще реже. В с.Килит таких жильных пород вообще не встречено.

К северо-западу от с.Нюснюс на продолжении даек располагается лентовидный выход диоритовых порфиритов, являющихся продолжением отмеченных даек.

Таким образом, наблюдается весьма интересная картина структуры типа конского хвоста.

Рассеяние жильных пород в ЮВ направлении означает прежде всего затухание зоны разлома, а сгущение их в СВ направлении свидетельствует, наоборот, об углублении и наращивании разлома, пространственно совпадающего с ореолом магматической деятельности средне-верхнего палеогена.

Кетам-Килитская антиклинальная зона с совпадающей с ней Восточно-Ордубадской зоной разлома выделяется нами как перспективная рудоносная зона. В пределах этой структуры известны следующие проявления: Килитское медно-молибденовое, Кетамское кобальтовое и Агрыдагское медно-золотое.

Зангезурский антиклинорий. Данная структура по мнению большинства геологов относится к категории необращенных, сохранивших тенденцию относительного поднятия в течение всего Альпийского цикла. Юго-западное крыло антиклинория, к которому относятся отложения Кетамской антиклинальной зоны, имеет довольно пологое залегание. Характерным для данной части антиклинория является значительное сокращение мощностей отложений в ее пределах. Так например, если палеоценовые отложения на юге в пределах Ордубадского прогиба имеют мощность свыше 1000м, то на севере в пределах юго-западного крыла антиклинория мощность их сокращается почти в 3-4 раза и составляет всего лишь 200-250 м.

Сокращенной мощностью представлены и другие стратиграфические подразделения.

К рассматриваемой структуре приурочен крупнейший на Малом Кавказе полифазный и полиформационный рудоносный интрузивный комплекс, известный как Мегри-Ордубадский.

Отложения позднего мела и нижнего плиоцена на контакте с этим интрузивом подвергнуты интенсивному метаморфизму – ороговикованию, эпидотизации и скарнированию (с гранатом).

Зангезурский антиклинорий является основной рудоносной структурой Малого Кавказа. К ней приурочены многочисленные рудные месторождения, к числу которых относится в основном медно-молибденовое. В верховьях р.Ордубадчай к эндоконтакту Мегри-Ордубадского плутона приурочено Диахчайское месторождение меди (сопутствующее с молибденом).

Анкаван-Зангезурская подзона. Южносюникское блоковое поднятие расположено на южном конце Анкаван-Зангезурской подзоны и с двух сторон ограничивается Дебаклинским и Хуступ-Гирратахским разломами. Состоит из ряда антиклиналей и синклинали, расположенных на севере и Араксинской антиклинали – на крайнем юге, в долине р.Аракс. Вся центральная часть поднятия занята крупным Мегринским интрузивным комплексом, и что-либо сказать о конкретных структурах этой части очень трудно. Отдельные «свободно плавающие» останцы нижне-среднеэоценовой вулканогенной свиты, разбросанные то тут, то там на поверхности интрузивов, имеют разные элементы залегания и не дают нам надежных точных сведений о существовавших до внедрения интрузивов пликативных структурах.

Гехинская антиклиналь прослеживается в северо-западном направлении. Ось складки проходит от района с.Шишкерт, у развалин с.Богаджих, пересекает р.Вохчи и через Пирамсарский хребет доходит до с.Гехи и дальше, у с.Кюрут сворачивая на запад, погружается под эоценовые образования. Ядро антиклинали сложено известняками, глинистыми сланцами и кварцитами девона, а крылья – мраморизованными известняками перми, вулканогенными и осадочными образованиями мела и палеогена. Антиклинальная складка посредством Гехинского разлома опрокинута и надвинута на восток, на асимметрично построенную Арамаздскую синклиналь. Вследствие этого вдоль простирания между р.Вохчи и с.Шишкерт

лишь юго-западное крыло синклинали с углами падения 60-70°. По дороге Кафан-Каджаран, в р-не разв. с.Богаджик вследствие движений по разлому и внедрения интрузивов породы, слагающие складку, имеют близвертикальные падения (80-85°) и образуют ряд изоклинальных складок.

Арамаздская синклиналь имеет юго-восточное направление, прослеживается от района г.Арамазд через пос.Зейва, разв. с.Мазра, верховье р.Нювади, коч.Эрнадзор прослеживается к р.Аракс. Эта складка в р-не г.Арамазд впервые выделена Г.Б. Межлумяном, а до Аракса прослежена А.Г. Габриеляном, О.А. Саркисяном и др. (1972). Как подчеркивают последние авторы, раньше границей между Сюникским и Кафанским антиклинориями считался Хуступ-Гирратахский разлом, по новым данным (Габриелян и др., 1981) этой границей является синклинальная складка, лишь в дальнейшем пересеченная и осложненная вышеуказанным разломом.

В районе к юго-востоку от с.Шишкерт, в результате внедрения Мегринских интрузивов, по всей своей протяженности к Араксу синклиналь имеет резко асимметричное строение, опрокинутое от интрузива к востоку. Здесь в ядре синклинали сохранены остатки баррем-нижнеаптских терригенно-карбонатных отложений, а в крыльях – верхнетитон-валанжинской контактной вулканической толщи. Юго-западное крутое (40-60°) крыло сильно изъедено интрузивными массивами. На крайнем юге на левом берегу р.Аракс в ядре синклинали появляются вулакногенно-осадочные сильно метаморфизованные породы апта.

На севере, в р-не г.Арамазд, в строении синклинали принимают участие верхнемеловые и плиоцен-нижнеэоценовые осадочные и эоценовые субвулканические образования. В этой части Арамаздская синклиналь расчленена Хуступ-Гирратахским разломом, проходящим вдоль р.Агандзугет. По правобережью Агандзугета верхнемеловые и палеоцен-нижнеэоценовые образования протягиваются в северо-западном направлении и характеризуются юго-западными падениями слоев под углами 20-25°.

Каджаранская синклиналь расположена юго-западнее Гехинской антиклинали и прослеживается в субмеридиональном направлении вдоль Зангезурского хребта. Хорошо выражено северо-восточное крыло, сложенное вулканогенно-осадочными палеоцен-эоценовыми породами, напоминающими моноклиналь. Падения

слоев здесь юго-западные под углами 25-30°. Юго-западное крыло этой складки предположительно представлено верхнемеловыми, нижнепалеогеновыми терригенно-карбонатными и флишоидно-вулканогенными породами западного склона Зангезурского хребта. На юге центральной части синклиналь прорвана Мегринским интрузивным комплексом.

Араксинская антиклиналь, впервые выделенная нами, имеет поперечное широтное направление и прослеживается по левому берегу р.Аракс от р-на ж.д.ст.Алдара через вершины Севкар, Чамбаки до окрестностей ст.Нювади. Ось складки проходит по линии ст. Астазур – г.Чамбака – с.Нювади. Полностью сложена сильно метаморфизованными, амфиболизированными, ороговикованными вулканогенно-осадочными образованиями аптского возраста. С севера и юга (за пределами СССР) прорвана гранитоидными интрузивами Мегринского комплекса. Крылья складки на западе очень крутые (до 60-70°). К востоку, куда продолжается только южное крыло (северное изъедено интрузивами), углы южного падения (180-200°) уменьшаются до 30-35°. На восточном конце выходов метаморфизованной толщи у самого южного выступа интрузивных пород складка замыкается и под прямым углом сочленяется с западным крылом южного продолжения Арамаздской синклинали. Южное крыло антиклинали хорошо обозревается также на противоположном берегу р.Аракс, на территории Ирана.

Образование складки, видимо, связано с блоковыми усилиями магматических масс, внедрившихся на севере и юге.

Кафанский антиклинорий состоит из главной антиклинали и второстепенных антиклинальных и синклинальных складок северо-западного простирания, расположенных на ее крыльях. Ось главной антиклинали в северо-западном направлении проходит через гор.Кафан и с.Татев. Шарнир складки вздымается в районе с.с.Чакатен, Шикахох и гор.Кафан, а у с.Араджадзор и Карагда (на севере) и Верин Вачаган (на юге) постепенно погружается, и складка с двух концов замыкается. В ядре главной Кафанской антиклинали в р-не гор.Кафан и в долине р.Ачанун выступают вулканогенные образования байоса, а к северу и югу от этих участков – верхнеюрские породы, что свидетельствует о действительном погружении шарнира складки. Углы падения на крыльях антиклинали составляют 40-50°

(для байосских пород) и 20-30° (для пород верхней юры и нижнего мела).

Следующая относительно крупная антиклинальная складка прослеживается от восточного подножья г.Хуступ на юг через вершину г.Донгузкая, место слияния рек Шишкерт и Мазра и далее в юго-восточном направлении между г.г.Шахбузюрт и Меандара. Оба ее крыла сложены верхний титон-средневаланжинскими вулканическими породами. С запада эта антиклиналь сочленяется с Арамаздской синклиналью, в ядре которой выступают останцы баррем-нижнеаптской терригенно-карбонатной толщи.

Восточное крыло этой второй антиклинали представлено относительно пологой (10-20°) моноклиналью, осложненной рядом второстепенных плоских антиклиналей и синклиналей.

Разрывные нарушения. Крупнейшей разрывной структурой изученной области и всего Антикавказа является зона Анкаван-Сюникского глубинного разлома.

На поверхности эта зона выражена тремя параллельными разломами – Хуступ-Гирратахским, Таштунским и Гехинским, контролирующими медно-молибденовую и полиметаллическую минерализации. Ширина общей зоны 15-20 км. Первые два разлома – сбросовые, а третий – надвигивый.

По аэромагнитным данным (Акопян и др., 1973) зона больших градиентов совпадает в Южном Зангезуре с Хуступ-Гирратахским и Таштунским разломами. Эти разломы фиксируются также на карте гравиметрических аномалий (по Ш.С. Тадевосяну) в виде гравитационной ступени.

По данным ст. «Земля» (Егоркина Г.В. и др., 1976г.), разлом *прослеживается до поверхности Мохо на глубину около* 40 км. Сместители почти вертикальные, амплитуда смещений около 2 км.

Простирание зоны общекавказское.

Хуступ-Гирратахский разлом прослеживается от р-на с. Татев (на севере) и через долины р.р.Гирратах, Шишкерт, Нювади, прослеживается к реке Аракс на расстоянии более 80 км. Наиболее хорошо этот разлом выражен на отрезке Хуступ-Нювади. В верховьях р.Нювади зона разлома представлена сильно перетертыми оглиненными, обеленными рыхлыми образованиями шириной 60-70 м. Здесь по разлому контактируют верхнетитон-средневаланжинские вулканиты и терригенно-карбонатные породы баррема-нижнего

апта. Плоскость разлома близвертикальная, опущено западное крыло с амплитудой не более 120-130 м. Отсюда к югу разлом пересекает контакт интрузивов Мегринского плутона и в меридиональном направлении через интрузивы прослеживается до с.Нювади и далее к р.Аракс. В этом отрезке вдоль зоны разлома отмечаются многочисленные минеральные источники, часто с отложениями травертинов, ониксов, лимонита.

На отрезке между г.Хуступ (на севере) и долиной р.Мазра ширина разломной зоны достигает несколько км. Здесь она представлена парными разломами. Восточный из них – это собственно Хуступ-Гирратахский разлом, по которому средне-верхнедевонские и верхнепермские терригенно-карбонатные породы по крутой (65-75°) плоскости взброшены на верхнемеловые терригенно-карбонатные образования.

По западному крутому (75°) сбросу палеозойские образования (с востока) контактируют с палеогеновой вулканогенной толщей. Таким образом, палеозойские породы в виде горста возвышаются над окружающими более молодыми образованиями.

По мнению А.А. Габриеляна и др. (1981г.), зона Хуступ-Гирратахского разлома служила структурной границей между различными по тектоническому строению Кафанским и Зангезурским блоками.

Нижним возрастным пределом заложения зоны разлома они считают девонское время, после которого начались разные пути развития соседних блоков. Как уже было отмечено, анализ фаций и мощностей палеозойских отложений северной окраины Анатолийско-Иранской платформы позволяет полагать, что палеозойские отложения должны продолжаться под юрскими комплексами Кафанского блока далеко на восток. Кстати, на палеотектонических картах для девона-раннего карбона и перми-триаса, составленных О.А. Саркисяном (Габриелян, Саркисян и др., 1981г.), именно так и показано. То же самое можно сказать и о распространении мезозойских отложений в сторону Зангезурского блока. Получается, что в палеозое-мезозое резкая межблоковая граница на территории Южного Зангезура не существовала. Более того, Хуступ-Гирратахская зона под острым углом сечет ранне-среднеальпийские складчатые структуры Южного Зангезура (Гехинская антиклиналь, Арамаздс-

кая синклиналь) и средне-верхнеэоценовые породы Мегринского интрузивного комплекса.

Исходя из вышесказанного, наиболее вероятный возраст Хуступ-Гирратахской зоны в пределах Южного Зангезура послеэоценовый.

Таштунский (Дебаклинский) разлом протягивается в субмеридиональном направлении от пос.Агарак на север по линии с. Личк-Таштунский перевал-Каджаран-Дастакерт. С ним связаны многочисленные месторождения и проявления медно-молибденовых руд. Разлом сбросового типа с опущенным восточным крылом, что очень хорошо наблюдается на современном рельефе, часто в виде вертикального обрыва высотой 400-500 м. В средней части этот разлом срезает восточный контакт самых молодых олигоцен-миоценовых порфировидных гранодиоритов Мегринского интрузивного комплекса. В зоне разлома интрузивные породы рассланцованы, перемяты, милонитизированы. С ней связаны многочисленные минеральные источники. Сместитель разлома падает на восток- северо-восток под углом 55-65°. Наиболее вероятный возраст Таштунского разлома послеолигоценовый.

Гехинский разлом прослеживается между двумя вышеперечисленными разломами по линии западнее с.Шишкерт –западнее с.Муссалам-вершина г.Пирамзасар-с.Гехи. Имеет взбросо-надвиговый характер. По этому разлому на дороге Кафан-Каджаран пермские известняки надвинуты на метаморфизованные вулканогенные образования аптского возраста. К северу от с.Гехи разлом фиксируется зоной даечных пород и мелких субинтрузивных выходов.

Из других разломов второго порядка следует упомянуть крупный Кавартский разлом и многочисленные другие субмеридиональные и широтные разрывные нарушения, осложняющие структуру Кафанского антиклинория, а также зоны гидротермально измененных оруденелых пород преобладающего субмеридионального северо-западного простирания в пределах Мегринского интрузивного комплекса.

Кавартский разлом пересекает центральную часть Кафанского антиклинория в районе Кафанского месторождения по р.Кавart. Сместитель разлома падает на северо-восток под углом 50-80°. Породы висячего крыла приподняты амплитудой до 200 м.

2.3.5. Закономерности размещения полезных ископаемых и оценка перспектив района

Согласно сложившимся представлениям, Зангезурская рудоносная область делится на Западный – собственно Зангезурский или Мегринский и Восточный Кафанский рудные районы, резко отличающиеся друг от друга как по истории геологического развития (стратиграфии, магматизма, тектоники), так и металлогенией (Магакьян, Мкртчян, 1957; Мкртчян, 1959 и др.)*. Граница между этими двумя районами проходит по линии Хуступ-Гирратахского глубинного разлома. По этой концепции Мегринский район характеризуется высокоприподнятым фундаментом палеозойских метаморфизованных толщ, отсутствием в его пределах мезозойского осадконакопления и вулканизма, чрезвычайно интенсивным проявлением интрузивного магматизма в палеоген-неогеновое время. В тектоническом отношении это зона интенсивной доальпийской складчатости, с многочисленными разрывными нарушениями, разбившими территорию на ряд более мелких блоковых структур. В противоположность описанному – Кафанский район (сегмент, блок) с относительно опущенным фундаментом, отличается исключительным развитием юра-меловых осадочных и вулканогенных формаций, более спокойной тектонической обстановкой и значительно более слабым интрузивным магматизмом.

Вышеуказанные крупные структуры, по мнению группы исследователей, к тому же характеризуются и разной металлогенической специализацией: с Мегринским блоком связана медно-молибденовая, как самая главная, промышленная минерализация, а с Кафанским – медная, медно-колчеданная (главная). В обоих блоках встречаются также сопутствующая полиметаллическая, золотополиметаллическая, золоторудная и железорудная минерализация. Правильность такой трактовки имеет очень важное научное и практическое значение, поскольку она должна быть положена в основу планирования геолого-разведочных работ, проведения глубинных

* При написании дальнейшего текста автор пользовался новейшими монографическими работами С.А. Мовсесяна (1979) и А.Г. Казаряна (1984), специально посвященными интересующим нас вопросам закономерностей размещения эндогенного оруденения Зангезурской области.

поисков, направленных на выявление новых скрытых месторождений.

В последнее время в специальной литературе появились другие взгляды о металлогенической характеристике всей территории Армянской ССР в целом и Южного Зангезура в частности (Мовсесян, 1979, Казарян, 1984 и др.). С.А. Мовсесян, критикуя основные положения тезиса о поясном размещении эндогенных рудных месторождений Армянской ССР, отмечает, что представления о металлогенических поясах не полностью согласовываются с новыми данными о геологическом и тектоническом строении территории республики, являющимися результатом более углубленных исследований, проведенных на современном уровне.

Касаясь самого существа вопроса, С.А. Мовсесян продолжает: любая теория должна учитывать весь имеющийся фактический материал, авторы критикуемой металлогенической концепции не объясняют наличие «чуждых» рудных месторождений в зонах, где они не должны быть и считают их случайными, не заслуживающими внимания. Между тем, работы проведенные партиями Управления геологии, отвергают это ошибочное мнения. Речь идет прежде всего о Техутском и Шикахохском медно-молибденовых месторождениях (с промышленными запасами штокверкового оруденения), расположенных в чужом для себя медно-колчеданном Алаверди-Кафанском металлогеническом поясе. Этим автором приводятся многие другие примеры нахождения медных, медноколчеданных месторождений в пределах «чуждого» им Зангезурского блока (Арцвабердское, Личкское, Сваранцское Шакардаринское, Урумысское и др.).

Тезису о «специализированных металлогенических поясах», по С.А. Мовсесяну, противоречит также идентичность сопутствующих редких и рассеянных элементов в однотипных и разнотипных рудах, независимо от нахождения в той или иной зоне. Общими для всех типов руд и всех поясов (зон, блоков) акцессорными элементами являются кадмий, висмут, сурьма, мышьяк, титан, вольфрам, олово, никель, кобальт, ванадий, марганец и др. Молибден и сопутствующий ему рений, входящие в состав медных руд медно-молибденовых месторождений, встречаются также в типичных медных и медно-колчеданных рудах Кафанской зоны. Таким образом, заключает С.А. Мовсесян, на территории Армении отчетливо выра-

женные рудные пояса со строго присущим набором руд отдельных металлов в действительности не наблюдаются, следовательно прогнозирование новых месторождений строго определенных металлов, в рамках намеченных рудных поясов, будет ошибочным и не способствует расширению минерально-сырьевой базы республики.

Некоторые сторонники концепции о рудных поясах, под влиянием конкретных фактов наличия разнорудного оруденения в каждом из них, высказывают мысль о том, что специализация отдельных тектонических зон не столь «жесткая, как предполагалось раньше, и допускают возможность обнаружения в той или иной зоне промышленных месторождений «нехарактерных» руд.

Анализ и интерпретация фактических данных, по мнению А.Г. Казаряна (1984), приводит к выводу о предопределяющей роли в происхождении разных типов руд не временного фактора, а состава вмещающих пород. В этом отношении примечателен факт локализации месторождений медного профиля в Мегринском блоке в гранодиоритах, которые по составу эквивалентны дацитам (андезитодацитам), вмещающим в Кафанском блоке медные, медно-колчеданные месторождения.

Последние данные, полученные авторами настоящего отчета и изложенные в предыдущих главах, показывают, что нет жесткой границы между Мегринским и Кафанским блоками и, более того, сама эта жесткая граница – Хуступ-Гирратахский разлом – не столь уж крупная структура, это всего лишь новейшее разрывное нарушение более низкого порядка, пересекающее под острым углом альпийские складчатые структуры и породы Мегринского интрузивного комплекса верхнеэоцен-олигоценового возраста (на юге). Следовательно, построенная, главным образом, на прежней геотектонической схеме металлогеническая зональность не может предопределить дальнейшее направление геолого-поисковых работ.

О возрасте эндогенного оруденения. Важное значение для правильного решения задачи о геологических условиях, определяющих закономерности размещения эндогенного оруденения, имеет вопрос о его возрасте. В настоящее время общепризнан палеоген-неогеновый возраст медно-молибденовых, полиметаллических и золотополиметаллических месторождений Южного Зангезура. Спорным является только возраст медных, медно-колчеданных и полиметаллических руд Кафанского и Шаумянского месторожде-

ний. Одни исследователи (сторонники концепции рудных поясов) считают руды этих месторождений верхнеюрскими, предверхнеюрскими, генетически связывая их с малыми субвулканическими телами кварцевых порфиров, кварцевых андезитодацитов и дацитов, а другие (К.Н. Паффенгольц, Б.С. Вардапетян, В.Т. Акопян, А.Г. Казарян, С.А. Мовсесян) относят это оруденение к послениженемеловому, возможно верхнеэоценовому возрасту, как и все остальные месторождения, связывая их с интрузивами альпийских гранитоидов. Собранный нами материал позволяет присоединиться к мнению второй группы исследователей о молодом возрасте всех месторождений и проявлений изученной территории.

В качестве одного из доказательств в пользу более молодого возраста руд Кафанского района С.А. Мовсесян и А.Г. Казарян приводят многочисленные данные о полной общей геохимической идентичности кафанских руд с остальными рудами Южного Зангезура. Отсюда вытекает другой важный вывод о недопонимании характера генетической связи кафанских руд с среднеюрскими субвулканическими телами кварцевых андезитодацитов и дацитов. В действительности, эта связь существует только в качестве литологического контроля. По этому вопросу В.Н. Котляр в 1968г. писал: «Уже неоднократно указывалось на несоответствие соотношений малых по объему магматических тел и ассоциированных с ними крупных рудных скоплений. Простой расчет объемов, например, по месторождению Кафан в Армении, приводит к заключению о том, что объем рудной массы превышает корреспондирующий ему объем субвулканических интрузивов кварц-порфиров, с которыми они связаны, как минимум в 3-4 раза» (Мовсесян, 1979г., стр.168).

По С.А. Мовсесяну (1979), формирование эндогенного оруденения происходило в конце альпийского тектоно-магматического цикла с несколькими последовательными стадиями: а) медно-колчеданное и свинцово-цинковое оруденение Кафанского района парагенетически связано с гранитоидными интрузивами позднего мела-палеогена (ранний этап активизации); б) остальные медные, медно-колчеданные, медно-молибденовые, полиметаллические, золотополиметаллические и железорудные месторождения формировались, главным образом, в верхнем эоцене-олигоцене (средний этап активизации); в) золотополиметаллическая, кварц-золоторуд-

ная минерализация – в миоцен-нижнем плиоцене (поздний этап активизации).

В связи с обсуждением возраста оруденения следует остановиться и на спорных вопросах о металлогенической специализации разновозрастных фаз крупных плутонов, в данном случае Мегринского. Как известно, И.Г. Магакьян (1966) выделяет несколько разновозрастных магматических комплексов, с каждым из которых связывает определенный тип рудных формаций. Так, находящиеся поблизости и контролируемые одним и тем же крупным Дебаклинским разломом, сходные по составу и морфологии рудных тел месторождения связываются с различными рудоносными магматическими комплексами: Агаракское – с умеренно кислыми гранитоидами среднего-верхнего эоцена, а Каджаранское – с порфировидными гранит-гранодиоритами олигоцена-нижнего миоцена. Естественно, что месторождения на территории Мегринского плутона в определенной степени разновозрастные, однако источником руд была не каждая отдельная фаза плутона, а единый магматический очаг, породивший отдельные фазы, свойственные им дайковые комплексы и следовавшие после них рудные растворы. Последними работами А.Г. Казаряна доказан дорудный возраст даек. Одним словом, оруденение, в общем послемагматическое и своим появлением, как бы заканчивает развитие тектоно-магматического процесса.

Структурные условия локализации оруденения. Вопросы геолого-структурного контроля и условий локализации месторождений Южного Зангезура освещены в трудах Г.О. Григоряна, В.Г. Грушевого, И.Г. Магакьяна, С.С. Мкртчяна, Э.Х. Гуляна, К.А. Карамяна, Г.А. Зильмана, С.А. Мовсесяна, А.Б. Каждана и др.

Изучение многих месторождений и проявлений в пределах Мегринского интрузивного комплекса показывает, что оруденение приурочено к общей контактовой полосе плутона, или к контактам отдельных его фаз, различных по составу. В одних случаях это монциониты, в других – порфировидные гранодиориты, или лейкократовые граниты, и в-третьих – экзоконтактовые роговики или вулканогенные породы кровли. Приконтактовые участки пород больше всего подвержены интенсивному дроблению, сопряженному с региональным Дебаклинским разломом.

По мнению всех исследователей, главной рудоконтролирующей структурой Южного Зангезура является Дебаклинский разлом, причем важное значение имеет не сам шов разлома, а вся мощная зона висячего бока с пережимами и кулисообразными ответвлениями, главным образом, в северо-восточную сторону. В месторождениях, расположенных вдоль главного разлома, наблюдается интересная закономерность пространственного распределения минеральных парагенезисов. Так, в Каджаранском месторождении непосредственно вблизи разлома наблюдаются повышенные содержания молибдена, при низких некондиционных количествах меди. Средняя часть штокверка характеризуется интенсивным развитием медно-молибденовых руд, а восточная периферия отличается относительно низкими содержаниями молибдена и сравнительно большими – меди. Эта отмена происходит совершенно постепенно. Сходная картина наблюдается и на Джиндаринском месторождении. На Агаракском месторождении относительно повышенные содержания молибдена наблюдаются вблизи Спетринского разлома, далее к западу следуют медно-молибденовые, а затем и медные руды. На Айгедзорском рудном поле, состоящем из Айгедзорского медно-молибденового и Тейского золоторудного месторождений, отчетливо устанавливается вертикальная зональность в размещении минеральных парагенезисов. Молибденит-пирит-халькопиритовый ряд занимает нижние уровни глубинности (в интрузивных породах), а пирит-золото-сульфидный развит на более высоком уровне, в палеогеновых вулканических породах кровли.

Основной рудоконтролирующей структурой Кафанского рудного района является Кафанская брахиантиклинальная складка СЗ простирания, восточное крыло которой Мец-Магаринским, Шаумянским и др. разломами разбито на ряд блоков. Определенно установлено, что ориентировка действующих сил и направление главных осей деформации, при формировании Кафанской антиклинали, вполне определенные (Акопян, 1962). Интенсивность проявления трещин в различных структурных этажах неодинакова, обусловлена целым рядом факторов, в т.ч. физико-механическими свойствами пород (Вартанян, 1976).

Поверхность структурного несогласия между среднеюрскими и верхнеюрскими толщами является, по-видимому, немаловаж-

ным фактором контроля оруденения. Местами она является литолого-структурной ловушкой.

Вышеуказанные разломы Кафанского района по морфологии и типу относятся к категории сколовых разрывов со значительными перемещениями. Промышленное оруденение в основном приурочено к рудоконтролирующим трещинам лежачих боков Восточносаядкарского и Кавартджурского разломов, рвущих субвулканические андезитодациты и дациты южной юры. В первом случае разлом проходит по контакту разнородных и разновозрастных (средняя юра, верхняя юра) комплексов, а во втором – одновозрастных, но заметно отличных по составу пород. Менее оруденелые породы висячих блоков этих разломов представлены иным литологическим составом (андезитобазальтами), с другими физико-механическими свойствами и меньшей способностью к трещинообразованию. Здесь также наблюдается опеделенное распределение минеральных парагенезисов. Непосредственно в зоне разлома преобладают кварц-серицитовые породы с ангидритом и сульфидной минерализацией, далее идет кварц-халькопирит-пирит-энаргит-тенантитовая ассоциация в серицитизированных-окварцованных субвулканических андезитодацитах. На верхних горизонтах указанная ассоциация фациально переходит в руды с повышенным содержанием сфалерита, галенита и золота.

Роль вмещающих пород в формировании месторождений различных руд. В условиях Южного Зангезура, наряду с различными геологическими факторами, предопределяющими размещение и локализацию сульфидного орудинения различных металлов, важную роль играет состав вмещающих пород. Достаточно отчетливо установлена тенденция размещения медно-молибденового и железорудного оруденения в интрузивных породах определенного состава; медно-колчеданных полиметаллических и золоторудных месторождений – в вулканогенно-осадочных образованиях со специфическими петрографическим и химическим составами.

В пределах Зангезурской рудной области наблюдается определенная пространственная разобщенность названных типов месторождений, однако известны и многие примеры совмещения оруденения различных металлов в пределах рудного поля или района, и в этом случае вмещающая среда играет определенную роль.

Основные концентрации медно-молбденовых руд (Каджаран, Агарак, Дастакерт), наблюдавшиеся на западе изученной территории, сосредоточены в монцонитах, лейкократовых гранитах и гранодиорит-порфирах, тогда как большинство медных проявлений здесь же исключительно связано с порфировидными гранитами и гранодиоритами. Проявление железных руд связано только с оливинитами, габбро-пироксенитами, амфиболовыми пироксенитами. Золотополиметаллическая и золоторудная минерализация в основном связана с палеогеновыми вулканитами андезитового состава, лейкократовыми гранитами и молодыми (N_1) малыми рвущими субвулканическими телами андезитодацитов и дацитов.

Кафанский рудный район в целом характеризуется развитием медно-колчеданных руд, локализованных в дацитах и андезитодацитах средней юры. Золотополиметаллическая ассоциация здесь связана с андезитодацитами определенного состава, а медно-молибденовая – с экзоконтактами интрузивов кварцевых диоритов и гранитов. Молибденовая минеральная ассоциация приурочена к субвулканическим липаритодацитам.

Учитывая тот факт, что нет конкретных достоверных данных для обоснования связи оруденения с теми или иными разновозрастными магматическими массивами или их очагами, многие авторы (С.В. Григорян, Ф.И. Вольфсон, Л.Н. Овчинников, А.Г. Казарян и др.) обратили особое внимание на химический состав вмещающих пород разнотипного оруденения с целью установления признаков их отличия. Для сравнения были отобраны химические анализы неизмененных пород наиболее крупных месторождений, залегающих в магматических комплексах.

Д.С. Коржинским (1960, 1976) и его учениками доказано, что режим кислотности-щелочности гидротермальных растворов является регулирующим фактором в рудоотложении. При составлении данных по влиянию химизма вмещающих пород на формирование различных металлов, в ряде рудоносных провинций установлена тенденция приуроченности крупных медно-молибденовых месторождений к породам монцонитового ряда, сиенитодиоритам, гранодиорит-порфирам. При этом преобладающий медный профиль обусловлен петрохимическими особенностями вмещающих пород. Колчеданные месторождения, главным образом, развиты в породах андезитодацитового, липаритодацитового, дацитового составов.

Свинцово-цинковое оруденение локализовано больше всего в вулканогенно-осадочных породах андезитового и более основного состава.

Суммируя вышеизложенное, можно прийти к выводу об определяющей роли в локализации оруденения Южного Зангезура структурного фактора – это крупные тектонические разломные зоны (Дебаклинского, Ордубадского) с их близмеридиональными и северо-восточными оперениями, которые контролируют размещение медно-молибденового, золотополиметаллического и др. Оруденения на западе района. В соседнем Кафанском районе главнейшими структурами, с которыми связано медно-колчеданное и полиметаллическое оруденение, являются Кафанская антиклинальная складка и крупные рудоконтролирующие разрывные нарушения (Мецмагаринский, Саядкарский, Кавартджурский, Халаджский и др.), разбившие ядро антиклинали на ряд блоков.

Вторым важным фактором, предопределившим все разнообразие минеральных месторождений в пределах одной и той же структуры, является петрографический и химический составы рудовмещающих пород. В этом отношении примечателен факт локализации месторождений медного профиля медно-молибденового минерального типа в гранодиоритах, которые по составу эквивалентны с среднеюрскими андезитодацитами-дацитами, вмещающими медно-колчеданное оруденение в Кафанской зоне. С литологическим составом вмещающих пород связана также морфология рудных тел. К примеру, в относительно хрупких породах разреза больше формируются штокверки, а в относительно пластичных – жилы. При наличии благоприятных литологических и структурных ловушек, могут образоваться штоки и линзы.

Некоторые практические рекомендации. Изложенные новые положения о закономерностях размещения оруденения в пределах Южного Зангезура позволяют, в свете нового понимания структуры района, в целом изложить некоторые практические рекомендации для дальнейшего направления детальных геолого-поисковых работ.

1. Территория Мегринского интрузивного комплекса, как показал опыт работ последних лет, является своеобразной кладовой полиметаллических и золотополиметаллических руд. В этом отношении очень перспективны районы, так называемых «плавающих

останцев» нижне-средненеоценовой андезитобазальт – андезитовой лавово-пирокластической толщи, покоящихся на интрузивном субстрате небольшой глубины (не более 250-300 м) – вспомним примеры Тейского, Тертерасарского и Айгедзорского месторождений. Из таких останцев наибольший интерес представляет район г.Камакар, где гидротермально сильно измененные – ороговикованные, окварцованные, серицитизированные, пиритизированные – породы имеют очень большое распространение и до настоящего времени практически не изучены.

2. Большой интерес представляет изучение всей экзо- и эндоконтактовой полосы Мегринского интрузивного комплекса, особенно в районах сочленения палеогеновых вулканогенных толщ и узлов пересечения поперечных северо-восточных разрывных нарушений. Именно в такой структурной обстановке находится Мазринское золоторудное месторождение, открытое в последние годы.

3. Специальное внимание нужно уделить зонам поперечных разрывных нарушений внутри самого интрузивного комплекса. В этом отношении особо интересна Калер-Сивадаринская зона, где нами открыты новые участки медного оруденения, представляющего большой практический интерес.

4. Необходимо проводить детальные геолого-петрографические работы для обнаружения все новых выходов самых молодых миоцен-нижнеплиоценовых экструзивно-субвулканических дацитов – андезитодацитов в зонах северо-западных нарушений, очень перспективных в отношении золотоносности. К числу таких относятся небольшие массивы Малгядик и Камакар.

5. Поиски железных руд нужно сконцентрировать в районах развития наиболее основных составляющих Мегринского интрузивного комплекса: рудных оливинитов, пироксенитов, габбро-пироксенитов и щелочных габбро верховьев р.Алдара.

6. Как показывают новые геологические (стратиграфические петрографо-литологические) данные, несмотря на неоднократные утверждения различных исследователей района, Хуступ-Гирратахский разлом, в отношении рудобразования, не представляет практического интереса. Этот разлом не имеет сколько-нибудь мощную зону измененных и раздробленных пород и практически стерилен. Единственное интересное оруденение, находящееся поблизости этого разлома, находится далеко, на лежачем его боку и определенно

связано с зоной другого поперечного разлома, одного из оперений крупной Дебаклинской рудоконтролирующей структуры.

Заключение

Вышеизложенный фактический материал позволяет сделать следующие основные выводы:

1. Территория Зангезурского геолого-экономического района расположена в южной части Закавказского геоантиклинального поднятия, в области развития раннеальпийской (на востоке), среднеальпийской (центральная часть) и позднеальпийской (западная часть) складчатости.

В структурном плане она попадает в пределы Кафанского сегмента Сомхето-Кафанского тектонического комплекса, Анкаван-Зангезурской подзоны Базум-Зангезурской складчатой тектонической зоны и Ереван-Ордубадской подзоны Приараксинской умеренно-складчатой зоны.

2. Современное состояние Кафанского сегмента – это блок-антиклинорий в ряду других кулисообразно расположенных антиклинорных структур Сомхето-Кафанского эвгеосинклинального складчатого сооружения. В разрезе Кафанского антиклинория принимают участие вулканогенные, вулканогенно-осадочные и терригенно-карбонатные образования средней-поздней юры и нижнего мела. Анализ фаций и мощностей палеозойских отложений (девонских, пермских) северной окраины Анатолийско-Иранского субплатформенного комплекса позволяет предполагать, что средне-верхнедевонские и верхнепермские терригенно-карбонатные породы ядра Гехинской антиклинали продолжаются на запад под юрскими толщами Кафанского блока.

Территория Кафанского блока характеризуется слабой сейсмичностью, относительно небольшим развитием интрузивных формаций, более слабыми неотектоническими движениями.

3. В строении Анкавано-Зангезурской подзоны (Мегринского блока) принимают участие средне-верхнепалеозойские терригенно-карбонатные верхнеюрско-меловые- нижнемеловые вулканические, вулканогенно-осадочные и терригенно-карбонатные, палеоцен-нижнеэоценовые и плиоценовые терригенно-осадочные и вулканогенные образования. Подзона характеризуется чрезвычайно интенсив-

но выраженным интрузивным магматизмом, богатой гаммой рудной минерализации и высокой сейсмичностью.

4. Ереван – Ордубадская подзона отличается преимущественно миогеосинклинальным типом развития, слабым магматизмом, брахиформной складчатостью. В строении подзоны участвуют герцинский палтформенный комплекс терригенных и карбонатных пород, а также верхнемеловые и палеогеновые терригенно-карбонатные, терригенно-флишоидные и терригенно-вулканогенные образования.

5. Границы между вышеуказанными (Кафанским, Мегринским и Ордубадским) тектоническими блоками в пределах Южного Зангезура не очень четкие и линейные, как это предполагалось до настоящего времени. Характерные геологические комплексы этих блоков во многих случаях переходят эти границы без резкого изменения фаций и мощностей. Вышеуказанные границы имеют форму извилистых широких (до первого десятка км) полос (зон) с постепенными переходами и общим направлением к все большему омоложению возраста альпийских геосинклинальных толщ к западу.

6. Альпийский геосинклинальный процесс в Южном Зангезуре развивался в виде наступающей волны с востока на запад – от Кафанского блока (начало прогибания – в нижней-средней юре, инверсия – в верхней юре-нижнем мелу) к Мегринскому (прогибание – верхняя юра-нижний мел, инверсия – в нижнем палеогене), а затем и Ордубадскому (прогибание – в верхнем мелу, инверсия – в конце палеогена) блокам. В этом направлении в сторону Анатолийско-Иранской платформы интенсивность и амплитуды Альпийских тектонических движений постепенно уменьшались: эвгеосинклинальный режим сменялся миогеосинклинальным, а в конце – совершенно спокойным квазиплатформенным.

7. Главнейшими складчатыми структурами территории являются (с запада на восток) Кафанская брахиантиклиналь, Арамаздская синклиналь, Гехинская антиклиналь, Зангезурская синклиналь и Кетам-Килитская антиклиналь общекавказского простирания, а также поперечная (северо-восточная) Араксинская антиклиналь магматогенного происхождения.

Главнейшие разрывные нарушения – Ордубадский, Таштунский (Дебаклинский), Гехинский, Шишкерт-Нювадинский (Хуступ-Гирратахский) и Кавартский разломы близмеридионального – се-

веро-западного простирания. Все эти разломы более явно действовали в орогенной стадии развития территории, после верхнего эоцена.

8. Основными рудоконтролирующими структурами области являются Таштунский, Гехинский и Кавартский разломы. Шишкерт-Нювадинский (Хуступ-Гиирратахский) разлом относительно стерилен и неперспективен в отношении рудоносности.

9. Показанные на старых картах нижне-среднепалеозойские комплексы метаморфизованных осадочно-вулканогенных пород, по полученным новым геологическим данным, ныне относятся к верхней юре-нижнему мелу, нижнему мелу, верхнему мелу, нижнему эоцену, нижнему-среднему эоцену. Интенсивный метаморфизм этих толщ тесно связан с экзоконтактовой полосой крупнейшего в Закавказье Мегринского интрузивного комплекса. По мере удаления от контактов интрузивов степень метаморфизма пород постепенно уменьшается по линии: контактовые роговики-кварциты-ороговикованные амфиболиты – амфиболиты – амфиболизированные метавулканиты и терригенно-карбонатные образования – свежие вулканиты и осадочные породы.

10. Полученными новыми геологическими данными впервые выделены и закартированы фаунистически охарактеризованные отложения верхнего сенона (в бассейне р.Гехи), палеоцен-нижнего эоцена (в басс.р.Агандзугет), палеогеновые вулканогенные образования басс.р.Гехи подразделены на палеоцен-нижнеэоценовые и нижне-среднеэоценовые комплексы.

11. Интрузивный магматизм в пределах изученной территории проявился неравномерно и с разной интенсивностью. Наиболее древние интрузивные породы, развитые в пределах Кафанской зоны, представлены образованиями тоналитовой формации послеенокомского-дотуронского возраста (Цавский интрузивный комплекс). С особой мощью интрузивный магматизм проявился в пределах Мегринского блока (Мегринского интрузивного комплекс) и очень слабо – в Ордубадском блоке (малые интрузии, силловидные залежи и дайковые поля).

12. Мегринский интрузивный комплекс представляет собой сложное полиформационное, полифазное образование, сформировавшееся в течение длительного периода времени от среднего эоцена до среднего миоцена включительно внедрением аллохтонных

интрузивных тел в целом в гомодромной последовательности. Структурно-фациальный анализ и внутренняя упорядоченность в размещении базитов, гранитов, монцонитов в пределах автономных массивов северной периферии района (Баргушатский) и в самом Мегринском батолитовом массиве позволяет на участках в пределах развития габбро-монцонит-сиенитовых пород выделить Каджаран-Гельджикский, Камакарский-Шванидзорский, в габбро-диорит-гранитах – Мегригетский и Агарак-Бугакарский, в порфировидных гранитоидах – Вохчинский и Казанличский массивы. Выделяются четыре многофазные интрузивные формации в соответствии с фазами становления и орогенеза территории: габбро-диоритовая (добатолитовая), субвулканическая позднегеосинклинальная габбро-монцонит-сиенитовая, орогенная габбро-монцонит-гранитная и предпозднеорогенная формация порфировидных гранитов и гранодиоритов.

13. В эволюции рассматриваемых магматических формаций гомодромная последовательность нарушается в начальной фазе оливиновых габбро и поздними дополнительными интрузиями рудных ультрамафитов в заключительном комплексе порфировидных гранитов.

14. В размещении интрузивных комплексов и связанных с ними рудоно-магматических систем изученного района наблюдается четко выраженная латеральная зональность с запада на восток: омоложение, понижение глубин становления, усложнение вещественного состава и появление оруденения пре постепенном окислений. В той же последовательности (омоложение, понижение глубин становления) сменяются и генетически связанные с магматическими формациями рудные формации, характерные для указанных зон: медно-колчеданная – медно-полиметаллическая – золотополиметаллическая – медно-молибденовая. В этой последовательности руды постепенно обогащаются редкометальными компонентами.

Самое позднее эпитермальное золоторудное оруденение связано с поздней фазой гранит-гранодиорит порфировых штоков и экструзивов позднемиоценовых риодацитов 2-3 км полосы висячего бока Таштунского разлома.

15. Анализ развития и размещения послемагматического щелочного метасоматоза ранней стадии приурочен к собственно интрузивным комплексам (апликативным и контактовым частям массивов), в то время, как гидротермальные процессы поздней щелоч-

ной стадии и околорудных изменений появляются вдоль субмеридиональных и СВ разрывных нарушений, в целом в пределах зоны Таштунского разлома.

16. Поисковыми работами выявлен ряд новых рудных проявлений, из которых наибольший интерес представляют Сивадаринское золоторудное и Тагамирское (северное медное проявления).

В Сивадаринском проявлении обнаружено 20 кварц-карбонатных жил и зон гидротермально-измененных пород, мощностью 0.1-2.5м. Семь жил прослежены по простиранию от 400 до 1200м. Содержание золота – до 1.42г/т, серебра – до 13.4г/т.

В Тагамирском проявлении на площади в 1 кв.км (250х400м) в окварцованных граносиенитах обнаружена медная минерализация в виде мелкорассеянной вкрапленности и тонких прожилок халькопирита (штокверковый тип). Содержание меди - 0.05-1.6%, среднее содержание – 0.5%. При глубине открытого разреза 150м запасы меди здесь оценены в 200 тыс.т. На вышеуказанных двух участках рекомендуется проведение дальнейших более детальных поисковых работ.

Глава 3. ПРИКЛАДНАЯ ГЕОЛОГИЯ

3.1. УЧАСТОК «НАИРИТ» ЕРЕВАНСКОГО СОЛЕНОСНОГО БАССЕЙНА

Введение

Согласно письму-заявке генерального директора НПП «Наирит» №13-1007 от 17.06.1992г., протокола технического совещания при генеральном директоре НПП «Наирит» от 06.07.1992г., а также протокола заседания НТС Геолого-геофизической экспедиции Армгосуправления РА от 12 июля 1992г. (все эти документы прилагаются) Геолого-геофизической экспедиции поручено проведение соответствующих геологоразведочных работ с целью выяснения возможностей получения рассола из буровых скважин на территории в ближайших окрестностях НПП «Наирит». Составлены соответствующий договор и программа работ (геологическое задание). Программой предусматривалось:

1. Сбор и обработка фондовых и опубликованных материалов по геологическому строению всей южной части территории г.Ереван.
2. Наземные маршрутные исследования для оконтуривания перспективных площадей и выбора мест заложения буровых скважин.
3. Механико-колонковое бурение 3-х скважин для подсечения на глубине пластов каменной соли, определения их оптимальной мощности, удовлетворяющей требованиям заказчика.
4. Лабораторные исследования образцов каменной соли для качественной их характеристики (вещественный состав, объемный вес, растворимость).
5. Оценка прогнозных ресурсов каменной соли под территорией НПП «Наирит» и возможности ее добычи без ущерба для окружающей среды.
6. Составление ТЭО кондиций, подсчет и утверждение запасов небольшого месторождения каменной соли, способного удовлетворить потребность НПП «Наирит» при частых аварийных отключениях основного рассолопровода из Абовянского месторождения.

Учитывая факт наличия пластов каменной соли на самой северной части территории «Наирита» (Захарян А., 1960, 1963) и об-

нажения на поверхности песчано-глинистой толщи на южном конце территории этого предприятия, новые скважины были заложены на участках северной широты главных ворот «Наирита» по субширотной ломаной линии.

Все три скважины установили наличие пластов каменной соли на глубинах 145-270м общей мощностью 65-89м.

Как старые, так и новые скважины – все сухие, грунтовые воды отсутствуют. Соль изолирована от поверхностных вод мощными (более 80м) пластами водоупорных гипсоносных глин. Весь керн опробован согласно Инструкции (1984г.) Высверливание керна проводилось геологом А.Гулояном в мехмастерской НИИ полимеров при «Наирите». Все лабораторные анализы выполнялись в хим.лаборатории НИИ полимеров под руководством Х. Ханамиряна. Часть химических анализов каменной соли дублировалась в лаборатории хлорного производства «Наирита» (зав. А.Симонян).

К отчету прилагается геологическая карта южной части г.Еревана М 1:25000 с тремя разрезами. На карту нанесена южная граница Ереванского соленосного бассейна. На разрезах показаны характер распространения соленосной толщи и пластов каменной соли, изменение их мощности по латерали, глубина залегания.

3.1.1. Физико-географическая и экономическая характеристика

Изученная территория находится в СВ части Араратской равнины, в пределах объединенного конуса выноса р.р.Раздан, Гетар, Джрвеж и Шорахпюр. С севера, северо-востока и юга она в виде амфитеатра опоясывается более высокорасположенным Котайкско-Егвардским лавовым плато, сложенным различными плиоцен-четвертичными лавами, туфами, и Шорахпюр-Нубарашенской увалисто-холмистой наклонной равниной. В строении последней принимают участие олигоценовые песчано-глинистые отложения и четвертичные пролювиальные галечники.

Средняя абсолютная высота Ереванского распадка – 900-1000 м, а окружающих плато и равнин – 1200-1300 м.

Несомненно эта структура имеет тектоническое происхождение, о чем свидетельствует явно выраженные флексурные ее границы с севера и востока.

Климат района сухой континентальный. Среднегодовая температура воздуха 8-11°С. Температура летом – 22-26°С, зимой – 4-6°С. Абсолютный минимум – -41.4°С, минимум – -31°С. Среднегодовое количество осадков 250-370мм. Максимальное количество наблюдается в мае.

Главная гидрографическая артерия – р.Раздан – протекает по центральной части распадка с северо-востока на юго-запад. На Раздане построен каскад ГЭС: Канакерская, Арзнийская, Ереванские и др. Остальные речки, имеющие в основном дождевое питание, характеризуются резко непостоянным расходом воды с максимумом весной.

Город Ереван является крупным промышленным центром с очень развитой химической, машиностроительной, электротехнической, электронной, текстильной и др. промышленностью. Имеется крупная ТЭЦ, поблизости – АЭС. Основные отрасли сельскохозяйственного производства в пределах Араратской равнины – садоводство, овощеводство, виноградарство, поливное земледелие.

Ереван – крупный транспортный узел с железной дорогой, магистральными шоссе, международным аэропортом.

Район богат местными строительными материалами – базальтами, туфами, гравием, песками, вулканическими шлаками практически в неисчерпаемых количествах. Недра Еревана богаты каменной солью, питьевой и технической водами.

3.1.2. Краткая история геологической изученности

Первые более или менее серьезные геологические исследования проводились немецким ученым Г.Абихом (1873, 1882, 1899). Работы его носили общий характер. Ему принадлежат геологические описания г.Арарат и Араратской котловины. Г.Абихом установлен олигоценовый возраст песчано-глинистых отложений Шорахпюрской антиклинали.

Крупным вкладом в изучение геологии Приереванского района являются работы К.Н. Паффенгольца (1948, 1952 и др.). Им были разработаны основы стратиграфии палеогеновых и неогеновых толщ, правда, в дальнейшем кардинально пересмотренные другими исследователями. Так, например, мощная серия вулканических пород всей центральной вулканической области Антикавказа,

отнесенная К.Н. Паффенгольцем к олигоценовому времени, дальнейшими более детальными исследованиями других геологов разделена на олигоценовый, миоценовый и плиоценовый возрастные комплеклсы.

В.Ф. Захаров (1931) при гидрогеологических исследованиях Ереванской низменности впервые указал на присутствие морского сармата в Армении – в каньоне р.Раздан, у с.Гетамеч.

Впервые о наличии соленосной залежи в Приереванском районе высказал предположение А.П. Демехин (1937), изучавший происхождение соляного источника Шорджридзор.

Начиная с 1940г., проводилось планомерное изучение третичных толщ Приереванского района А.А. Габриеляном (1941, 1943, 1945, 1947, 1948, 1964) и В.В. Богачевым (1940), Л.А. Аваканом, Ю.М. Мартиросян, В.П. Асратяном (1952), А.Т. Асланяном (1949, 19491, 1950 и др.), И.Г. Гаспарян (1958), С.К. Арзуманяном (1962) и многими другими.

Соленосные отложения были вскрыты в 1948г. при нефтегазопоисковых работах Котайкской ГРП под руководством А.Е. Амрояна на Аванской опорной скважине, на глубине 180 м под верхнеплиоценовыми базальтовыми покровами. В 1949-1954гг. соляные залежи были встречены еще во многих скважинах, на все новых площадях Егвардско-Котайкского плато и Араратской котловины. В период 1954-1957гг. был оконтурен Ереванский соленосный бассейн, подсчитаны общие перспективные запасы каменной соли в нем (А.Е. Амроян, 1957, А.И. Месропян, 1959).

В 1966г. на аванском участке Приереванского месторождения были начаты и до настоящего времени успешно ведутся работы по промышленной добыче каменной соли.

Начиная с 1964г., в районе с.Птгни «Армподземстроем» пробурен ряд скважин с целью создания подземных камер-газохранилищ способом выщелачивания каменной соли с получением насыщенного (до 310 г/л) рассола, используемого в химической промышленности (з-д им.Кирова), а также в производстве пищевой соли на Аванском солеруднике. В дальнейшем вошел в строй Эларский рассолопромысел, поставляющий рассол через трансгородской трубопровод в НПП «Наирит».

В 1985-91гг. проводились работы по оценке запасов каменной соли на участках Птгни, Арамус, Егвард с целью подготовки

новых площадей для строительства газохранилищ (Л.Акопян, 1986, 1989, 1991).

3.1.3. Стратиграфия

Древнейшие породы изученной территории, как и всей территории республики Армении, относятся к верхнему протерозою-венду. Однако на поверхности они здесь не обнажаются, а встречены лишь в нескольких буровых скважинах окрестностей сс.Айнтап, Норабац.

По данным опорной скважины №7-Айнтап на глубине 513м вскрыты метаморфические сланцы, представленные темно-серыми двуслюдистыми гранатовыми и кварц-гранат-ставролитовыми двуслюдистыми сланцами (Р.А. Аракелян, 1957) Последние с резким азимутальным несогласием последовательно перекрываются различными отложениями верхнего эоцена, олигоцена, миоцена и плиоцен-четвертичного времени.

Согласно данным другой глубокой скважины №1-Шорахпюр, заложенной несколько восточнее исследуемого района, доступный к изучению геологический разрез на глубине 4550м начинается известняками, мергелями, алевролитами, известковыми глинами датского яруса верхнего мела. Последние вверх по разрезу сменяются палеоцен-нижнеэоценовыми терригенно-карбонатными флишоидными, среднеэоценовыми вулканогенно-осадочными флишоидными отложениями, а также верхнеэоценовыми толщами того же терригенно-карбонатного флиша. Интересно, что мощность верхнеэоценовых отложений с запада на восток резко увеличивается от нескольких десятков (в скв.7-Айнтап) до 1000м и более (скв.1-Шорахпюр).

Разрез шорахпюрской скважины на глубине 390 м завершается песчано-глинистыми отложениями нижнего-среднего олигоцена, с которых и начинается обнаженный разрез изученной территории.

Следует отметить, что палеогеновые разрезы всего Приереванского района очень детально изучены А.А. Габриеляном, А.Т. Асланяном, А.И. Месропяном и др. Нижеприведенное описание главным образом дается по А.А. Габриеляну (1964).

Нижний средний олигоцен. ***Шорахпюрская свита.*** Представлена довольно однообразными песчано-глинистыми породами общей серой желтоватой окраски. Обнажается в юго-восточной части района в пределах Шорахпюрской антиклинали. Встречена в многочисленных скважинах на разных частях Араратской котловины и Егвардско-Котайкского плато.

По литологическим особенностям шорахпюрская свита подразделяется на три подсвиты: нижнюю – песчаниковую, мощностью около 300 м, среднюю – песчано-глинистую, мощностью 500 м и верхнюю – песчано-глинистую – около 300м.

В нижней подсвите преобладают песчаники с отдельными прослоями (0.5-2м мощностью) глин. В средней подсвите резко преобладают глины, песчаники же встречаются лишь в виде отдельных пропластков (до 2 м). Верхняя подсвита состоит из чередующихся пачек песчаников и глин, при этом в верхах разрезов песчаники резко преобладают. Здесь встречаются также линзы рифовых коралловых и нуммуантовых известняков.

Среди песчаников по внешнему габитусу выделяются три разновидности:

а) равномернозернистые не очень плотные желтовато-серые песчаники, имеющие небольшое распространение; б) заметно грубозернистые песчаники с шаровидной луковично-скорлуповатой отдельностью и в) песчаники с матрацевидной отдельностью.

Песчаники последних двух типов в рельефе выступают преимущественно в виде карнизов и характеризуются желтовато-серой, желтовато-буроватой окраской. По гранулометрическому составу среди них различаются как мелкозернистые, так и средне- и крупнозернистые разновидности, иногда переходящие даже в гравелиты и микроконгломераты.

По данным А.И. Месропяна (1958, 1959), в минералогическом составе песчаников преобладают разложенные и свежие полевые шпаты, кварц и вулканическое стекло. Цемент – карбонатный, в количестве от 11 до 60%. Содержание кварца варьирует в пределах 2-10%. Из вторичных и акцессорных минералов присутствуют гидроокислы железа, биотит, а из рудных – магнетит, ильменит, пирит, причем в низах разрезов пирит резко преобладает. В средней и верхней частях разреза встречаются металлическое олово и базальтическая роговая обманка.

Факт наличия осколков вулканического стекла, неокатанных и раздробленных свежих плагиоклазов в составе этих песчаников, по мнению А.И. Месропяна, позволяет назвать описанные песчаники туфогенными или туфопесчаниками.

Как уже было сказано, в разрезе шорахпюрской свиты в количественном отношении преобладают глины – около 60%. Они серые, буроватые, известковистые, часто слабо гипсоносные. Содержание карбонатов достигает 20%.

Известняки встречаются лишь в верхах разрезов. Почти всегда они органогенные, рифовые, плотные, массивные, желтовато-белого цвета, иногда мраморизованные. Встречаются в виде отдельных гнезд и линз.

По всему разрезу шорахпюрской свиты в песчаниках и известняках встречается богатая и разнообразная фауна гастропод, пелеципод, ниммулитов, кораллов, мелких ежей, фораминифер, остракод, а также ископаемая флора. В глинах фауна относительно редка и представлена лишь тонкостенными пелециподами, простыми гастроподами и нуммулитами. Но здесь богато представлены также фораминиферы.

Ископаемые остатки шорахпюрской свиты обработаны Б.П. Жижченко (конхилофауна), А.А. Габриеляном (пелециподы, гастроподы, нуммулиты), А.А. Асатряном и С.М. Григорян (нуммулиты), П.М. Асланяном (пелециподы и гастроподы), Н.С. Бендукидзе (кораллы) и др.

В нижней части разреза, в сводовой части Шорахпюрской антиклинали в среднезернистых и крупнозернистых песчаниках встречаются: *Variamussumfallax korob., Ostrea plicata Sol., Nuculana perovalis Koen., Divaricella ermenovillensis d'Orb., Natica vapincana d'Orb., Nummulites intermedius d'Arch. (A,B), N.vascus Joli et Leim. (A,B), N.incrassatus de la Harpe.*

Несколько западнее с.Шорахпюр и южнее с.Вохчаберд стратиграфически выше горизонта с перечисленной фауной в верхах нижней песчаниковой подсвиты встречается обильная макрофауна: *Pecten arcuatus Brocc., Chlamys subdiscors d'Arch., Pecten ballicostatus Wood., Griphaea brongniarti Wronn., Ostrea gigantica Sol., Polimesoda convecsa Brongn., Potamites plicatum Brug.*

У с.Ацаван в отложениях указанной подсвиты С.М. Григорян определены *Nummulites intermedius d'Arch. (A,B), N.vascus Joli et Leim. (A,B), N.incrassatus de la Harpe (A).*

В различных горизонтах этой песчаниковой подсвиты Н.А. Саакян (1955) определена микрофауна: *Bulimina sculptilis Cushm., B.ovata d'Orb., Uvigerina pygmea d'Orb, Bolivina ex.gr. nobilis Hantk.*

Из этой же подсвиты И.В. Палибиным определена олигоценовая флора: *Pragmites ocningensis Heer*, а Я.Б. Лейе – споры и пыльца.

В средней глинистой подсвите фауна преимущественно встречается в горизонтах песчаников, где преобладают следующие формы: *Polimesoda convexa Brong., Crassatella fumida Lam., Cr. dencinxi Lam., Cr.woodi Koen., Cardium perversum Abich, C.saribulalachicum Gabr.*

В верхней песчано-глинистой подсвите фауна особо богато представлена в горизонте известковистых песчаников, коралловых и нуммулитовых известняков. В составе этой фауны определены: *Pectenculus (Axinaea) pulvinata Lam., P.(A.) obovatus Lam., Spondilus aff.tenuspina Sand., Megatilotus crassatina Lam., Natica maxima Grat., Latrunculus caronis Brongn., Nummulites intermedius d.Arch.(A,B), N.vascus Joli et Leim(A,B), N.incrassatus de la Harpe., Favia (Isastraea) elegans Renss., Phyllacoenia macrocanta Abich., Brachiphillia umbelata Reuss.*

Приведенная выше фауна, по мнению А.А. Габриеляна, дает полное основание отнести шорахпюрскую свиту к нижнему и среднему олигоцену.

Граница между нижним и верхним олигоценом А.А. Габриелян условно проводит по кровле средней глинистой подсвиты.

Верхний олигоцен-нижний миоцен. ***Ацаванская свита.*** На песчанисто-глинистые породы шорахпюрской свиты нижнего-среднего олигоцена несогласно налегает мощная (до 700м) свита красноцветных и пестроцветных озерно-континентальных отложений молассового типа. Составляют они Ацаванскую синклиналь и полукольцом окаймляют Шорахпюрскую антиклиналь с запада, северо-запада и юго-запада. Хорошо обнажаются на восточных и южных окраинах Еревана. Породы этой свиты вскрыты также многочисленными буровыми скважинами под Егвардско-Котайкским лавовым плато и в Араратской котловине.

Наблюдается выдержанность фаций и мощностей отложений, красноцветность свиты. Сложена эта свита глинами (часто гипсоносными), песчанистыми алевролитами серого, желтовато-бурого и кирпично-красного цветов, полимиктовыми песчаниками серого, зеленовато-серого и желтовато-серого цветов и рыхлыми конгломератами, местами переходящими в галечники.

По литологическому составу ацаванская свита делится на две подсвиты – нижнюю и верхнюю.

В нижней подсвите преобладают песчаники и конгломераты, а в верхней – глины и алевролиты. Состав галечников и конгломератов разнообразен – встречаются обломки туфогенных и вулканогенных пород, яшм, халцедона, интрузивных пород. Разрезы галек варьируют в пределах от 2-3 до 15-20 см. Мощность отдельных пачек конгломератов изменяется от 3 до 15 м. Преобладают серые, зеленовато-серые, желтовато-серые и красновато-бурые цвета, что и придает им пеструю окраску.

По данным А.И. Месропяна и И.Г. Гаспаряна, наиболее характерными минералами ацаванской свиты являются гематит (придающий породам красноватую окраску) в ассоциации с магнетитом (более 40% тяжелой фаркции), а также биотит и циркон.

В ацаванской свите какаие-либо остатки ископаемой фауны и флоры не обнаружено, за исключением единичных экземпляров *Radiolaria*. Верхнеолигоцен-нижнемиоценовый возраст свиты определяется условно, на основании ее стратиграфического положения. Она налегает на фаунистически охарактеризованные отложения нижнего олигоцена (шорахпюрской свиты) и покрывается гипсо-соленосными отложениями джрвежской свиты, относимой к среднему миоцену.

По своему стратиграфическому положению и литолого-фациальным особенностям ацаванская свита Ереванского бассейна обнаруживает большое сходство с красноцветно-пестроцветными свитами Нахичеванской мульды и Ахалцихского бассейна, верхнеолигоцен-нижнемиоценовый возраст которых не вызывает сомнений.

Средний миоцен. ***Джрвежская свита.*** Стратиграфически, выше красноцветной свиты, согласно залегает мощная (св.1км) свита соленосных отложений вскрытая буровыми скважинами в окрестностях Еревана и в Котайкско-Егвардском плато. По литологическому составу она делится на 3 неравные по мощности подсвиты:

ангидритовую, соленосную и гипсоносную. Наиболее полный разрез свиты вскрыт Аванской опорной скважиной в СВ части г.Еревана. Здесь на интервале 1168-1204м на нижележащих отложениях ацаванская красноцветной свиты согласно (с постепенными переходами) залегают желтовато-серые и бурые глины с прослоями ангидрита (ангидритовая подсвита по А.И. Месропяну). Эти отложения были встречены и в других скважинах, при этом мощность их варьирует в пределах 30-60м.

Выше согласно лежат отложения собственно соленосной подсвиты. Сложена она мощными пластами каменной соли, перемеживающимися с пачками и пластами светло-серых, темно-серых, а в низах и желтовато-бурых глин. В Аванской опорной скважине отмечено внедрение в соленосную подсвиту сингенетического лавового потока плотных темно-серых пироксеновых базальтов (эссекситового диабаза по А.Н. Заварицкому). По наблюдениям А.И. Месропяна, в контакте указанных базальтов глины обожжены в желтовато-бурый цвет и образовались скаполиты.

Максимальные мощности соленосной подсвиты – 900-1000 м – констатированы в Аванской скважине и в скв.7 у с.Арамус. В скважине №4 (ущ.р.Раздан) мощность ее составляет 700м. Резкое уменьшение мощности соленосных отложений происходит по направлению к югу от г.Еревана, достигая в районе Паракар-Енгиджинского погребенного выступа 40-45м.

Стратиграфически выше залегает гипсоносная подсвита, обнажающаяся на поверхности по правому склону Джрвежского ущелья на всем ее протяжении от района с.Джрвеж до озера Тохмахан, где далее на юго-запад погружается под верхнечетвертичные аллювиально-пролювиальные отложения Араратской котловины. Здесь отложения гипсоносной подсвиты мощностью до 300м представлены серыми, желтовато-серыми, а в низах разреза – красновато-бурыми комковатыми глинами и реже песчаниками, перемежающимися с пластами и линзами (мощностью до 10м) белого гипса.

Гипсоносные породы обнажаются также в ущ.р.Раздан, в ядре Разданской антиклинали, на правом склоне ущелья под каналом Канакерской ГЭС. Мощность гипсоносной подсвиты в скважинах небольшая – от нескольких десятков до 100-150 м.

В районе Джрвежского ущелья отложения гипсоносной свиты непосредственно лежат на пестроцветно-красноцветной свите.

Соленосная подсвита между ними отсутствует. Это означает не трансгрессивное залегание гипсоносных отложений на красноцветные, а лишь фациальное замещение соли гипсоносными породами. Доказательством этого служит совершенно постепенный переход верхних горизонтов красноцветной свиты в гипсоносную без каких-либо следов перерыва, а также сравнительно большая мощность гипсоносных пород (300-400м) по сравнению с мощностями этих отложений в скважинах.

В породах свиты остатков фауны и флоры не обнаружено. Возраст ее определяется стратиграфическим положением между верхнеолигоцен-нижнемиоценовой ацаванской свитой и фаунистически охарактеризованными отложениями верхнего сармата. В пользу среднемиоценового возраста джрвежской свиты гипсоносных пород свидетельствует описанный Я.Б. Лейе споро-пыльцевой комплекс *Juglans, Carya, Pterocarya, Alnus, Salix, Carpinus, Fagus, Quercus, Ulmus* и др., похожий на комплексы миоцена (Караган-Чокрак) Предкавказья.

Более четкие данные о возрасте гипсосоленосных отложений имеются в соседней республике (Нахичеван), где пласты каменной соли и гипса обнаружены в фаунистически охарактеризованных отложениях карагана и конка.

Верхний миоцен. ***Ереванская и разданская свиты.*** Наиболее распространенными в этой связке являются пресноводные и морские отложения разданской свиты, обнажающиеся в ущелье р.Раздан между кур.Арзни и Канакерской ГЭС, а также в районах с.с.Вохчаберд, Мангюс, Дзорахпюр, Паракар. Буровыми скважинами установлено почти сплошное развитие этих отложений по всему Ереванскому соленосному бассейну.

Разданская свита представлена зеленовато-серыми, более редко красновато-бурыми жирными глинами, мергелями, аргиллитами, серыми, желтовато-серыми полимиктовыми песчаниками с прослоями горючих сланцев (в основании разреза) и светло-серых и желтовато-серых оолитовых известняков (в верхней части).

По преобладающим фаунистическим остаткам и литологическому составу в разданской свите выделяются три горизонта (снизу вверх) – рыбный горизонт, гастроподовый горизонт и мактровый горизонт с соответствующими комплексами ископаемой фауны.

Первый из указанных горизонтов лежит в основании разреза пресноводных отложений и представлен серыми сланцеватыми глинами, мергелями и песчаниками с прослоями горючих сланцев. В глинах и мергелях содержится ихтиофауна: *Clupea lanceolata H.v. Meyer, C.ventricosa H.v.Meyer, Atherina Shelkovnikova Bog.*

Выше залегают породы с пресноводной – морской фауной гастропод и пелеципод, обнаженные в ущелье р.Раздан, между с.Гетамеч и Канакерской ГЭС. Представлены эти породы перемежающимися слоями желтовато-белых оолитовых известняков, тонкослоистых темно-серых глин, мергелей и серых известковистых песчаников. В последних породах содержится богатая фауна пресноводных гастропод *Malanopsis Kleini Kurr., Hydrobia sp., Anodonta arzniana Bog., Unio hrazdanica Radop.*

Выше по разрезу лежат породы мактрового горизонта, которые имеют наиболее широкое площадное распространение. Представлен этот горизонт жирными глинами (часто монтмориллонитовыми) и алевролитами, средне-мелкозернистыми полимиктовыми песчаниками с прослоями желтовато-белых плотных известняков, местами переполненных раковинами однообразной мактровой фауны. Здесь определены: *Mactra caspia Eichw., M.bulgarica Toula, M. nalivkini, M.cetranica Radop.*

В различных горизонтах разданской свиты собраны также богатая остракодовая фауна и флора, достаточно точно датирующие сарматский возраст отложений. К востоку от с.Джрвеж песчано-глинистые отложения разданской свиты согласно подстилаются и переслаиваются туфоосадочной, так называемой «белесоватой» ереванской свитой. Последняя обнажается между с.с.Джрвеж и Вохчаберд, где с резким угловым и азимутальным несогласием лежат на пенепленизированной поверхности различных горизонтов отложений джрвежской, ацаванской и шорахпюрской свит. Ереванская свита, мощностью до 200-300м, представлена мелко и грубообломочными туфоконгломератами и туфобрекчиями андезит-дацитового состава, агломератовыми туфами, вулканическими пемзовыми и другими песками, пеплами, местами сильно гипсоносными иными туфоосадочными образованиями, с межинформационными покровами авгитовых базальт-андезитобазальтов и серией покровов мандельштейновых авгитовых базальтов в основании.

Эти базальты и андезитобазальты были встречены также в буровых скважинах у с.Мангюс под сарматскими отложениями на глубине 210м, а также в ущелье р.Шорджридзор. Восточнее с.Вохчаберд указанная белесоватая свита с преобладающим кислым составом пирокластов и преимущественно светлым цветом фациально замещается вулканогенной туфообломочной свитой риолит-дацитового состава, в которых высечен Гегардский монастырь. В этих местах ереванская свита с небольшим эрозионным несогласием перекрывается другой вулканогенно-обломочной свитой, отнесенной к плиоцену.

В различных горизонтах ереванской свиты, главным образом в керне глин из буровой скважины у с.Мангюс, Н.А. Саакян и С.А. Бубикян определены *Globoratalia avanensis Sahak., Globigerina bulloides d'Orb., Cibicudes boneanus d'Orb., Nonion subgranulosus Egger, Rotalia beccarii (L.)* др., а также рыбные остатки, датирующие сарматский возраст вмещающих отложений. В дальнейшем аналогичная фауна была собрана также в линзах зеленоватых глин верхней части разреза над западным краем с.Вохчаберд.

Верхний миоцен-нижний плиоцен (мэотис-понт). ***Вохчабердская свита.*** Стратиграфически выше описанных разданской и ереванской свит с эрозионным, а местами и небольшим (5-7°) угловым несогласием залегает вулканогенно-обломочная вохчабердская свита мощностью до 500 и более м. Породы ее слагают Вохчабердский хребет, весь постамент Гегамского хребта. Обнаружены они также буровыми скважинами во многих местах Егвардско-Котайкского плато, непосредственно под верхнеплиоцен-четвертичными лавовыми покровами. Небольшой выход этих пород обнажается у с. Паракар, непосредственно под сарматскими глинами и под покровом верхнеплиоценовых долеритовых базальтов.

Вохчаберская свита имеет пролювиально-вулканогенное происхождение и состоит из многократно чередующихся пачек грубослоистых разнообломочных туфобрекчий, туфоконгломератов, туфопесчаников преимущественно андезитового состава. В районах предполагаемых центров плиоценового вулканизма, близких к водораздельной зоне Гегамского хребта, в Гегардском ущелье и др. местах среди вулканогенно-обломочной массы встречается ряд межформационных покровов различных базальтов, андезитобазальт-андезитов, дацитов.

В пролювиальных фациях вохчаберской свиты, развитых в наиболее удаленных от Гегамского хребта районах, в районе с.с. Вохчаберд, Паракар и др. преобладают рыхлые полимиктовые конгломераты, галечники, изредка валунники, сложенные различными вулканитами, а в более мелкообломочной фации – также туффитами и нормально-осадочными породами палеогена, очень редко различными метаморфическими сланцами верхнего протерозоя, кусками интрузивных пород, яшм и др. Размер галек варьирует в пределах от нескольких сантиметров до крупных валунов (2-3 м). Цементирующая масса главным образом туфогенная, песчанистая. Характерными особенностями этих пролювиальных образований являются несовершенная, даже косая слоистость, грубая отсортировка материала, пестрота петрографического состава и очень быстрое выклинивание того или иного слоя, т.е. очень большая фациальная невыдержанность. Мощность отдельных пачек и линз меняется в пределах от 1 до 20 м.

На восточных обнажениях (в Гегардском ущелье) обломочная составляющая вохчаберской свиты представлена пепельно-серыми плотными туфобрекчиями, аггломератовыми брекчиями, туфами с чистым туфовым цементом. В некоторых других местах в составе свиты значительную роль играют также достаточно выдержанные толстые (до 10 и более м) пласты белого пемзово-пеплового вещества с редкой примесью мелких угловатых обломков темных андезитов. Слоистость внутри этих пластов почти полностью отсутствует.

В отдельных горизонтах вохчаберской свиты найдены остатки пресноводных и наземных гастропод, явно непредставительных *Hydrobia, Melapopsis, Lumnaea, Planorbis*. Верхний миоцен-нижнеплиоценовый возраст установлен на основании стратиграфического положения.

Как уже сказано, эта свита на стратиграфическом разрезе занимает строго определенное место между верхнемиоценовой (верхнесарматской) разданско-ереванской свитой (снизу) и верхнеплиоценовыми долеритовыми базальтами.

Верхний плиоцен. К веррхнему плиоцену относятся покровы долеритовых базальтов долины р.Раздан и Канакерского плато. Породы эти очень уникальные, развиты во многих местах Армянского нагорья – в долинах р.р.Кура, Храми, Паравани, Ахурян,

Аракс, Дзорагет, Дебет, Раздан, Аргичи, в пределах Карсского, Ахалкалакского, Ашоцкского, Цалкинского, Лорийского, Канакерского плато и всюду они настолько совершенно однообразны, что даже под микроскопом невозможно установить место отбора того или иного конкретного образца долеритового базальта (Харазян, 1975г.).

В окрестностях Еревана долеритовые базальты обнажены в районе Ераблурских куполов, Паракарского базальтового карьера, Кармирблура, Цицернакаберда, Джрвежских и Тохмаханличских базальтовых карьеров и т.д. Это однообразные, многочисленные, (более десятка) относительно маломощные (до 5-6м) отдельные лавовые потоки, непосредственно следующие друг за другом и слагающие единую лавовую толщу мощностью более 100 м. Обычно серые, темно-серые породы этих потоков в отличие от всех остальных эффузивных пород Приереванского района заметно закристаллизованные, крупнозернистые, сахаровидные с многочисленными включениями медово-желтоватых кристаллов оливина размерами до 2-4 мм.

В основании разрезов первые потоки долеритовых базальтов (нижние долериты) подвержены интенсивным зеленокаменным изменениям – хлоритизации, лимонитизации и карбонатизации, чем и обусловлена их желто-бурая-зеленоватая окраска. В таких участках все поры и другие полости полностью или частично заполнены кальцитом, зеленоватыми хлоритами и черным или буроватым лимонитом. Отдельность пород этих участков обычная шаровидная – луковично-скорлуповатая в отличие от глыбовой отдельности свежих потоков.

Возраст долеритовых базальтов определен как верхнеплиоценовый, абсолютный возраст определяемый по K-Ag методу – около 3 млн.лет.

Вероятное место излияния долеритовых базальтов Приереванского района и долины р.Раздан – Гегамский субмеридиональный трещинный полигенный вулкан, погребенный под четвертичными лавовыми толщами центрального водораздела Гегамского хребта (Харазян, 1975).

Верхний плиоцен-нижнечетвертичное время.Верхнеплиоценовые долеритовые базальты Приереванского района непосредственно перекрываются многочисленными потоками более темных

– темно-серых до черного, заметно более мелкозернистых «звонких» (со стекловатой, гиалопилитовой микроструктурой) базальтов и андезитобазальтов, образующих обширные покровы в правобережье р.Раздан (Спандарян-Давиташенский), а также в районах Арабкира, Зейтуна, Канакера, Авана и Ариндж. В сторону Ереванского распадка эти покровы круто флексурообразно погружаются под более молодые аллювиально-пролювиальные отложения и выступают лишь в районе универмага «Ташир» по левой стороне Гетара. Хорошие разрезы этих лав можно наблюдать вдоль берегов долины р.Раздан и в Аванском ущелье, где их мощность превышает 100 м. Породы отличаются более плотным сложением, глыбовыми, грубостолбчатыми отдельностями с острыми краями скола. На темном скрытозернистом фоне изредка попадаются мелкие темно-зеленоватые призматические кристаллы пироксенов.

Обычно под каждым отдельным потоком наблюдается так называемая шлаковая подушка – прослой окисленных или свежих шлаковых брекчий, агглютинатов с изменчивой мощностью (до 3-4 м). В местах, где эта шлаковая прослойка отсутствует, все равно граница между двумя соседними (по разрезу) потоками выражена очень четко в виде своеобразно скульптурированных поверхностей охлаждения.

Некоторые потоки очень сильно раздроблены с достаточно окисленным и ошлакованным материалом. В одном из таких потоков вдоль левого борта Аванского ущелья между АЗС и зоопарком сильно ошлакованные андезитобазальты характеризуются интенсивным развитием игольчато-мелкодрузовых агрегатов гематита эффектно поблескивающих на солнце.

Прекрасные друзовые образования игольчатых гематитов в андезитобазальтах Арабкира описаны А.А. Адамяном по искусственным обнажениям вдоль восточной стенки просп. Маршала Баграмяна. Образцы хранятся в Геологическом музее им.О.Карапетяна. Центром влияния вышеотмеченных покровов является полигенный вулкан Арагац, а также, возможно, многочисленные другие вулканы Гегамского нагорья. Верхнеплиоцен-нижнечетвертичный возраст обосновывается непосредственным их залеганием на верхнеплиоценовых долеритовых базальтах и перекрыванием, в свою очередь, нижнечетвертичными озерными отложениями Араратской котловины и галечниками Нубарашенской террасы.

Четвертичная система. К четвертичному времени относятся широко распространенные в исследованном районе различные осадочные и вулканические образования, озерные, озерно-аллювиальные, аллювиально-пролювиальные, делювиальные отложения, обвально-оползневые образования, а также покровы туфов-игнимбритов и ленточные потоки молодых андезитобазальтовых лав.

Нижнечетвертичное звено. В окрестностях г.Еревана, особенно на южной, юго-восточной и восточной его сторонах над лавовыми покровами верхнеплиоцен-четвертичных долеритовых и других базальтов и андезитобазальтов, а также на пенепленизированной, слабо наклоненной на юго-запад поверхности Шорахпюрской антиклинали развиты грубообломочные образования, с песчано-гравелистым заполнителем, известной Нубарашенской (Советашенской) террасы. В зависимости от характера погребенного ею рельефа мощность галечников колеблется в широких пределах от 1-1.5 до 70-80 м. По мнению Ю.В. Саядяна (1987), они представляют собой деформированную наклонную равнину, являющуюся частью 180-метрового среднего уровня галечных наклонных равнин и террас речных систем Аракса и Куры. Широкий шлейф галечной наклонной террасы вдоль южной периферии Еревана в районах с.с.Айнтап-Харберд плавно погружается под нижне-среднечетвертичную озерную толщу Араратской котловины, а на востоке-северо-востоке на относительных отметках около 270-280м от р.Шорахпюр, примерно на уровне Котайкского плато, упирается в уступ вохчабердской свиты. Небольшие останцы террасы сохранены на вершине правого борта Джрвежской долины – на поверхности долеритовых покровов, а также на вершинах многочисленных холмиков в широкой долине р.Шорахпюр.

Относительное превышение поверхности Нубарашенской террасы над дном р.Азат составляет около 200 м, над дном р.Джрвеж у одноименного поселка – 155, а над дном р.Раздан – 100 м.

Морфологически галечники расчленяются на 2 сближенные террасы с отметками 230 и 270м (относительно р.Шорахпюр).

Литологический состав галечников достаточно однороден. Это фактически все разнообразие пород вохчабердской свиты, преобладают сероватые андезиты с порфировой структурой, амфиболовые, амфибол-биотитовые дациты, адезитодациты. Окатанность

материала увеличивается в сторону Араратской котловины; в эту сторону одновременно уменьшаются размеры галек.

Возраст Нубарашенских галечных террас определяется их стратиграфическим положением: в районе с.Джрвеж они непосредственно лежат на верхнеплиоценовых долеритовых покровах, а в районе с.с.Айнтап, Харберд, погружаясь, уходят под нижнесреднечетвертичные озерные отложения.

Нижне-среднечетвертичное звено. Араратская свита. Дно Араратской котловины выполнены озерно-аллювиальными и озерными отложениями араратской свиты. Это чередующиеся слои зеленовато-серых глин, суглинков, песков, гравийно-галечного материала с прослоями вулканических песков, пеплов, диатомитов, ракушечников, обнажающихся на западных и юго-западных окрестностях Еревана, вдоль дороги Ереван-Паракар, в районах с.с. Норагавит, Норабац, Неркин Чарбах, в Аванском ущелье между АЗС и Ботаническим садом, а также вскрытые многочисленными буровыми скважинами в пределах Араратской котловины. Мощность свиты около 180-200 м.

Вверх по разрезу окраска глин становится серо-коричневой, а глинистые образования постепенно сменяются песчано-гравийными и, наконец – гравийно-галечными озерно-аллювиального происхождения. В последних, в районе песчаных карьеров у с.Нубарац, обнаружена известная фауна крупных млекопитающих *Palaeoloxodon antiguus Pohl., Bos trochoceros Meyer, Mammuthus trogontherii Pohl.*, которая относится к началу хазарского века (Авакян, Алексеева 1966).

Таким образом, возраст Араратской впадины определяется ее налеганием на нижнечетвертичные галечники Нубарашенской террасы и верхний хазарский перелом как нижне-среднечетвертичный.

Среднечетвертичное звено. К этому времени относятся вулканические игнимбритовые туфы ереванского типа и залегающие на их слабо эродированной поверхности галечники Чарбахской террасы.

Туфы широко развиты в пределах города и его окрестностей, в районах с.с. Паракар, Шаумян, Спандарян, Аван, Ариндж, Джрвеж, Дзорахпюр, в центральной части города, под площадями Шаумяна, Республики, Сахарова, республиканским стадионом, в

южной части города, в окрестностях ТЭЦ, жил.массива Эребуни, на вершине холма крепости Эребуни, других холмов окрестностей с.с. Джрашен, Шорбулах, Нубарашенского кладбища и т.д. Залегают они на породах разных возрастов, заполняя неровности их рельефа, как бы нивелируя его. В Аванском ущелье туфы перекрывают ереванскую озерно-аллювиальную свиту, причем здесь хорошо видно, что первые порции горячего туфового вещества непосредственно осаждались в воду, а не успевшие спекаться осаждались в виде рыхлого черного вулканического песка. Лишь после полного осушения водоема стали образовываться настоящие спекшиеся туфы. Туфовый пласт здесь вместе с подстилающими озерно-аллювиальными отложениями образует террасу высотой 25-30м, что хорошо видно на левом берегу ущелья около зоопарка и железнодорожного моста. На территории винкомбината «Арарат» туфы залегают на те же нижне-среднечетвертичные отложения араратской свиты и перекрываются галечниками Чарбахской террасы. Здесь туфы кажется даже прослаивают верхнюю часть озерной толщи и скорее всего могут также датироваться как сингильские (хазарские).

Следует отметить, что туфы ереванского типа – это продукт спекания горячих пластических пепловых стекловатых частиц размерами от 0.1 до 2.5 мм и более крупных (до 5-6 см), плоских пламенеобразных кусков черного вулканического стекла. Основная окраска породы – черная, но в верхней части покрова в результате окисления горячего материала порода становится пурпурно-красной, кирпично-красной. Переходы от свежей черной породы нижней части покрова к верхним красным совершенно постепенные через темно-серые-буроватые, желтовато-буроватые разновидности.

Наряду с пепловыми частицами в составе туфов встречаются также обломки кристаллов плагиоклаза, пироксенов, кварца, магнетита, куски посторонних пород, захваченных по пути движения горячего туфового облака. Средняя мощность туфового покрова 2-3 м, однако встречаются участки с максимальными (до 7-8 м и более) мощностями. В последних случаях туфы обычно очень плотные, звонкие, лавоподобные, иногда со столбчатыми отдельностями.

Возраст туфов нижнехазарский – низов среднечетвертичного времени.

Озерно-аллювиальные отложения Чарбахской террасы залегают на слабо эродированной поверхности туфов ереванского типа.

Это продукты отложения третьей террасы системы р.Раздан с относительной высотой около 22-25 м. В городе Ереване Чарбахская терраса занимает значительные площади в районах Чарбах-Шенгавит и по обе стороны автомагистрали Ереван-Эчмиадзин. В районе с.Айнтап она врезана в верхние горизонты Араратской озерной свиты, содержащей хазарскую фауну млекопитающих. К западу эта терраса в сторону с.с.Ошакан и Воскеваз отчетливо смыкается с третьей террасой р.Аракс с относительной высотой 30-35 м, а в ущелье р.Раздан в районе тоннелей детской железной дороги она выступает из-под столбчатых андезитобазальтов ереванского потока.

Средне-верхнечетвертичное звено. К этой возрастной группе относится ереванский поток столбчатых андезитобазальтов, прослеживающийся во всей длине долины р.Раздан от вулкана Кавасар на севере Гегамского нагорья до южных окрестностей Еревана на расстоянии более 50 км.

В пределах города фрагменты потока сохраняются то на одном, то на другом берегу каньона Раздана, в ниже ЕрГЭС поток полностью переходит на левый борт и в виде узкого (100-200 м) лентовидного языка продолжается до района площади к/т «Айреник». Мощность потока в районе тоннелей детской железной дороги достигает 25-30м. На его поверхности в районе кур.Арзни найдены каменные орудия позднего ашеля и раннего мустье, позволяющие датировать лавы как средне-верхнечетвертичные.

Верхнечетвертичное звено. На левом берегу Ереванского озера в районах парка им. Комитаса и с.с.Аргаванд-Шенгавит развиты вторая терраса р.Раздан-Аргавандская, высотой 11-13 м. Сложена хорошо окатанной галькой из различных пород, развитых в бассейне р.Раздан, - от различных плиоцен-четвертичных лав до зеленокаменных вулканогенных пород палеогеновых разрезов Памбакского хребта. Заполнитель-гравелисто-песчано-глинистый. Мощность до 10-12 м.

На Аргавандской террасе расположен наиболее молодой андезитобазальтовый поток долины Раздана – Гетамеч-Аргавандский. В долину Раздана этот поток лавопадом вливается слева на северной окраине с.Гетамеч. Само это селение располагается на лавовом потоке, на высоте 20-25м от уреза реки Раздан. В черте Еревана фрагменты потока сохранились на правом берегу ущелья Раздан, в

районе детского городка к северу от Большого Разданского моста, под стадионом «Раздан». Южнее моста «Победа» поток непрерывно вдоль правого берега реки прослеживается до села Аргаванд. Здесь средняя мощность 10-12м. По мнению К.Н. Паффенгольца (1948), центром излияния этого потока является вулкан Гутансар, лавы которого вторглись в долину Раздана вскоре после извержения столбчатых андезитобазальтов ереванского потока.

Современное звено (голоцен). Современные отложения практически перекрывают всю поверхность г.Еревана. К ним отнсятся обширные пролювиальные шлейфы конусов выноса р.Раздан, Гетар, Джрвеж и Шорахпюр, заполнившие всю центральную часть Ереванского распадка, делювиальные рыхлые продукты выветривания, коллювиальные обвально-оползневые образования, а также аллювий поймы рек и серии надпойменных террас, формирование которых началось еще в верхнечетвертичное время.

Грубообломочные валунно-галечные отложения конуса выноса р.Гетар сразу же после выхода реки из Аванской теснины широким фронтом покрывают всю центральную часть города средней мощностью покрова 1.5-2м. Однако вдоль русла Гетара в сторону Мед.института – к/т «Россия» – ж/д вокзала эти мощности значительно большие – 10-12м.

Обломочный материал р.Гетар в основном представлен различными плиоцен-четвертичными лавовыми породами, развитыми в ее бассейне. Размеры обломков совершенно разные – от нескольких сантиметров до нескольких метров. Известно, что во время селя 1946 г., Гетаром были притащены крупные валуны диаметром в несколько метров и весом до 10 тонн. Заполнителем грубого материала служит песчано-гравелистое вещество.

Материал конусов выноса р.р.Джрвеж и Шорахпюр значительно более мелкообломочный – плоть до супесчано-суглинистого, что обусловлено характером эродируемых пород. В обломках здесь преобладают осадочные породы палегена, вторично перенесенные гальки плиоцен-четвертичных вулканитов из разрушенной Нубарашенской террасы.

В южной части города Еревана все указанные конуса выноса сливаются и в районе НПП «Наирит», по данным скважин мощность их отложений достигает 30-40 м. Интересно, что грубый материал (размеры галек до нескольких десятков см) здесь целиком при-

надлежит Гетару, в мелкий, представленный почти исключительно коричневатыми суглинками – является продуктом Шорахпюра.

Как отметили, значительное развитие в окрестностях Еревана имеют *современные обвально-оползневые образования*. Это прежде всего обусловлено своеобразным геологическим строением склонов хребтов и речных долин, обращенных к Араратской котловине. Детальное картирование таких структур установило, что они развиты только в тех районах, где глинистые толщи олигоцен-миоцена или рыхлые песчано-глинистые образования четвертичного времени перекрыты лавовыми, туфовыми или террасовыми покровами. В этом отношении идеальными для развития оползневых процессов являются склоны долин р.Раздан, между с.Гетамеч и Канакер ГЭС, где из-под лав обнажаются сарматские глины, и верховьев р.р.Джервеж и Шорахпюр. В последних местах пластичные, ползучие глинистые породы олигоцен-миоцена покрываются пла-щом верхнеплиоцен-четвертичных лав, туфов, галечников, а также плиоценовых мощных туфообломочных толщ.

Интенсивные оползневые процессы продолжаются и ныне, особенно вдоль новой окружной дороги Масис-Абовян. В последнее время эта дорога периодически закрывается из-за частого повреждения ее полотна под Джрвежскими карнизами и в районе Нубарашенского перекрестка, где крупные блоки галечниковой террасы постоянно сползают в сторону городского кладбища.

В результате постоянных оползней интенсивно разрушается и площадка Джрвежского национального парка. Здесь большие (до 10-15 м) куски туфового покрова на пестроцветной глинистой подушке миоцена «съезжают» на дно долины.

Размеры некоторых оползневых блоков внушительные – ширина до 1 км, длина пути сползания – до 1.5 км.

На поверхности вулканических покровов широко развиты карбонатные образования (*карбонатная корка, белозем*) – плотные желтовато-серые, серовато-буроватые отложения, состоящие из мелкозернистого кальций-карбоната и некоторой примеси вторичного кремнезема и мелких угловатых кусков окружающих пород. Обычно образуют корочки вокруг лавовых обломков и плащеобразные покровы на поверхности потоков мощностью до 5-6 м.

Источником этого вещества при выветривании лавовых пород являются слагающие их минералы – главным образом, полевые

шпаты, а также пироксены и амфиболы. Источником карбоната может быть также углекислый газ воздуха, который при дожде образует достаточно реактивную углекислоту.

Считается, что карбонатные корки образуются в результате значительного испарения подпочвенной влаги, пропитанной продуктами разложения лавовых пород. Наблюдаемая в некоторых случаях близгоризонтальная согласная грубая слоистость этого белозема может быть обусловлена периодическим изменением и чередованием циклов обильного смачивания пород.

Тонкие карбонатные корки сильно развиты в Ачапняке, Арабкире, Зейтуне, в районе Норкских жилых массивов и являются серьезной помехой при городском строительстве. Дело в том, что карбонатные отложения во влажных условиях сами не устойчивы и легко разрушаются, тем самым разрушая фундаменты строений. Известно, что в последние годы в жилом массиве Ачапняк ряд 4-5 этажных зданий были снесены из-за таких повреждений.

Среди современных отложений определенную роль играют и *техногенные образования*. Каждая эпоха цивилизации на территории населенных пунктов оставляет свой отпечаток. С древнейших времен сохранились каменные стены, глинобитные сооружения крепости Эребуни, Кармир-блура, поселений Шенгавит, Зовуни и др. В настоящее время это составляют жилые дома, промышленные предприятия, покрытия улиц, свалки мусора и т.д.

3.1.4. Тектоника

В структурном плане территория Большого Еревана представляет собой впадину, расположенную в пределах Среднеараксинского межгорного прогиба. Ереванская впадина развивалась как остаточная в пределах отмирающего Ереванского миогеосинклинального прогиба и была заполнена мощными молассовыми, в том числе гипсо-соленосными толщами верхнего эоцена, олигоцена, миоцена, плиоцена и антропогена, суммарной мощностью свыше 5500 м. Под этим комплексом кайнозойских пород, как отмечалось выше, бур.скважиной вскрыт верхнепротерозойский метаморфический фундамент.

Складчатые структуры. Складчатость в Ереванской впадине в середине и конце миоцена привела к образованию ряда ан-

тиклинальных и синклинальных антикавказских структур, довольно круто погружающихся на юг-юго-западном направлении под более молодые отложения Араратской котловины. На восток-северо-востоке эти структуры перекрыты плио-плейстоценовыми вулканическими покровами Гегамского нагорья. Ниже приводится краткое описание этих структур.

Шорахпюрская антиклиналь. Располагается юго-восточнее Еревана и морфологически отвечает одноименной антиклинальной долине между сс. Джрвеж и Ацаван. Шарнир складки проходит с юго-запада на северо-восток, примерно по линии Гегадир-Шорахпюр-Нор Харберд, где шарнир погружается на юго-запад, под аллювий четвертичных террас Араратской впадины.

Ядро антиклинали в пределах Шорахпюрской долины сложено нижней песчано-глинистой подсвитой нижне-среднеолигоценовой шорахпюрской свиты, а крылья и юго-западная периклиналь – глинистой и песчано-глинистой подсвитами, а также отложениями пестроцветной ацаванской свиты нижнего миоцена и гипсо-соленосной свитой среднего миоцена.

Ацаванская антиклиналь. К северо-западу от Шорахпюрской антиклинали после предполагаемой Джрвежской синклинали располагается Аванская антиклиналь. Существование ее также предполагаемое – под лавовым покровом Котайкского плато и наносными отложениями Ереванской впадины. Направление оси антиклинали предполагается по узкой дугообразной полосе вдоль с.Дзорахпюр – Аванский жилой массив – г.Ереван – Чарбах – с.Норабац. А.Т. Асланян и др. (1981), анализируя мощность долеритовых базальтов вдоль указанной полосы, предполагает наличие здесь глубокой (более 170м), погребенной под лавами древней речной долины, которая, как и Шорахпюрская и Разданская, должна быть антиклинальной. При этом эта дугообразная полоса строго параллельна осевой полосе Шорахбюрской антиклинали.

Разданская антиклиналь. Расположена северо-западнее от Аванской антиклинали и отделена от нее предполагаемой Канакерской синклиналью. Фрагменты антиклинали обнажаются из-под верхнеплиоценовых лавовых покровов в ущелье р.Раздан, выше Канакерской ГЭС. Шарнир складки проходит по полосе Ачапняк-с.Птгни, пересекая р.Раздан в р-не Арзнинского железнодорожного моста. В этом направлении шарнир складки заметно вздымается.

Складка сложена породами гипсо-соленосной свиты среднего миоцена, исключительно гипсоносными в ядре (пласты алебастра). В определенной степени складка наверное имеет диапировое происхождение. В обнаженной части района, в долине р.Раздан, между Канакером и с.Птгни протяженность складки около 5 км, а ширина – более 3 км. Судя по данным буровых скважин, заложенными в юго-западном районе города (район соляных куполов «Ераблур») на глубине около 200 м вскрыты отложения гипсоносно-соленосной свиты, а в районе сел.Паракар эти отложения обнажаются на дневной поверхности.

На Котайкском плато, между широтами Канакер и Арзни, имеется ряд более мелких *диапировых антиклинальных и синклинальных складок*, сложенных соляной толщей. Антиклинальные складки представляют собой соляные купола, среди которых наиболее изученными являются: Разданский, Абовянский, Аванский, Арамусский, Кирза-Зейтунский и др. Эти соляные структуры хорошо выражены в рельефе в виде холмов различной высоты и конфигурации. Они сложены сбросовыми нарушениями, а некоторые из них представляют собой брахиантиклинальные складки.

Кроме отмеченных структур антикавказского простирания, выделяются также общекавказские структуры, вероятно более молодые, образовавшиеся после формирования структур первой группы. Они осложняют антикавказские структуры многочисленными резкими поперечными перегибами. Таковыми являются следующие линии поперечной складчатости:

а) ***Ацаван-Гегадир-Вохчаберд-Дзорахпюрский перегиб***, который морфологически выражен водораздельным гребнем Вохчаберд-Ацаван. В тектоническом отношении перегиб можно рассматривать как пологую антиклиналь.

б) ***Барцрашен-Вардашен-Цицернакабердский перегиб*** выражается проявлением общекавказского простирания второстепенных складок и погружением шарниров основных складок на юго-запад – северо-восток. Этот перегиб особенно четко выражен на Шорахпюрской антиклинали и Ацаванской синклинали. Здесь, вследствие поперечного поднятия, размыта вся пестроцветная толща, в то время как она слагает ядро складки на северо-восточном и юго-западном продолжениях синклинали.

*в) **Айнтап-Гукасаван-Арбатский перегиб*** установлен гравиметрическими исследованиями, которые указывают на антиклинальный характер погребенной аномальной полосы, которая в юго-восточном направлении сел.Айнтап периклинально замыкается.

Ереванская впадина отделяется от Араратской котловины **Норабацским** (Енгиджинским) **погребенным поднятием**, представляющим собой узкий горст запад-северо-западного простирания, вытянутый по линии: Айнтап-Норабац-Паракар-Эчмиадзин. Эта структура установлена гравиметрическими исследованиями и буровыми скважинами (Асланян, 1958, Габриелян, 1954, Милановский, 1968).

По данным бурения, обнаружены чрезвычайно резкие, скачкообразные изменения разреза и глубины залегания верхнепротерозойского фундамента. Так, на северо-восточной стороне поднятия эта глубина более 5 км, в районе сел.Паракар и аэропорта «Звартноц» – 500-1000, а в окрестностях с.Норабац и Айнтап – не более 500-600м.

В Норабацском поднятии резко сокращенная мощность чехла кайнозойских отложений в осевой его части не превышает 700 м. С верхнего мела до конца сармата Норабацское поднятие испытывало относительное, а временами и абсолютное воздымание. Меловые отложения здесь отсутствуют, а отложения палеогена-миоцена сокращены до нескольких сотен метров; одновременно в Ереванском бассейне накапливались мощные толщи отложений верхнего мела – антропогена (Габриелян, 1964).

Следует также отметить, что в литературе, в качестве самостоятельного антиклинального поднятия, были описаны выходы гипсоносно-соленосной свиты балки Шорджридзор. Это – беспорядочная гофрировка на крыле Шорахпюрской антиклинали (Паффенгольц, 1940, Назарян, 1947, Асланян, 1949). Сильная нарушенность толщи объясняется обилием в ней высокопластичных глин и зажатостью ее между жесткими пачками пород вулканогенной толщи.

Разрывные нарушения. ***Ереванский глубинный разлом.*** Ограничивает Норабацское поднятие с востока, установлен данными гравиметрических исследований и буровыми скважинами. В скважине №1 Айнтап суммарная мощность палеогеновых, неогеновых и четвертичных отложений составляет 550м, в то время как в

Ереванском прогибе она равна около 5000м. Такое резкое уменьшение мощности отложений палеоген-антропогенового комплекса происходит не только за счет уменьшения мощностей отложений отдельных горизонтов, но и в результате их выклинивания и выпадения из разрезов. Так, в разрезе поднятия выпадают отложения мела, даний-палеоцена и нижнего эоцена, а маломощные отложения среднего-верхнего эоцена залегают непосредственно на верхнепротерозойский метаморфический комплекс.

А.А Габриелян (1964) отмечает, что в районе максимального развития этого погребенного горста верхний плиоцен-четвертичные озерные отложения почти отсутствуют, в то время как они в центральной части Араратской котловины достигают 300-400м. Кроме того, реки Раздан и Касах протекают по антецедентным долинам, заложенным в районе горста, а за его пределами, к Араксу они меандрируют. Вдоль Ереванского глубинного разлома расположены многочисленные источники углекислых минеральных вод, а также травертиновые осадки. Эти факты свидетельствуют, что Ереванский глубинный разлом в настоящее время активный.

Шорахпюрский сброс. Имеет близширотное простирание по долине р.Шорахпюр, в районе между развалинами с.Шорбулах и новым селением Шорбулах. Рассекает в замковой части Шорахпюрскую антиклинальную складку на две неравные части. Падение сместителя на СВ – 340° ∟ 70°, амплитуда опускания северного крыла около 250м. По этому нарушению средняя песчано-глинистая подсвита контактирует с нижней песчаниковой.

По мнению А.Т. Асланяна (9148), вдоль этого разлома «головы пластов» висячего крыла сильно загнуты и флексурно погружаются на С-СВ. Вдоль разлома имеется ряд соляных источников с большим содержанием сульфатов.

Джрвежский (Мангюсский) сброс. Прослеживается вдоль долины р.Джрвеж и продолжается на юго-запад в сторону с.Вардашен. У разв.с.Мангюс амплитуда сброса составляет 350 м, падение сместителя на СВ – 320° ∟ 60°. Здесь грубообломочные образования верхов разданской свиты опущены и соприкасаются с пресноводными песчано-глинистыми отложениями нижней части разреза. Разлом этот хорошо фиксируется также в районе с.Джрвеж, под базальтовыми карнизами. На южной стороне разлома развиты пестроцветные отложения ацаванской свиты с перекрывающими их гипсо-

соленосными породами небольшой мощности (50-70м). На скважине №32, пробуренной на северной стороне разлома, мощность гипсо-соленосной свиты превышает 200м.

Интересно отметить факт наличия в районе старой асфальтированной дороги поднимающейся в с.Джрвеж недавно действовавших горячих углекислых минеральных источников, отложивших продукты (арагонит, ониксовидный камень) вдоль трещин долеритовых базальтов и подстилающих их грубообломочных туфобрекчиевых пролювиальных образований вохчабердского типа. Здесь же у кладбища с.Джрвеж залегающие на долеритовых базальтах рыхлые галечниковые отложения Нубарашенской террасы вдоль разлома сильно зацементированы карбонатным веществом этих источников и по всей длине вершины борта долины на запад до перекрестка с террасой Масис-Абовян превращены в типичные конгломераты, на вид совершенно сходные с конгломератами и конгломерато-брекчиями вохчабердской свиты нижнего плиоцена. По-видимому, этим можно объяснить попытки некоторых исследователей перевести подстилающие, бесспорно верхнеплиоценовые (3млн. лет) долеритовые базальты из категории лавовых покровов в силловые залежи (Асланян, Багдасарян и др., 1978), несмотря на явные признаки их эффузивной природы (закономерно возрастающее кверху распределение пористости, обожженные корочки под нижним контактом и т.п.).

Паракарский сброс. Имеет широтное простирание, резко выражен на современном рельефе в виде крутого уступа вдоль северного края села Паракар высотой до 80м. На обращенном на юг склоне сместителя в лежачем боку разлома снизу вверх в сокращенных мощностях поочередно обнажаются породы джрвежской гипсо-соленосной свиты, разданской глинистой свиты, туфобрекчиевой вохчабердской свиты, а также покров верхнеплиоценовых долеритовых базальтов и террасовые галечники Нубарашенского горизонта. Все эти породы на северо-восточной стороне уступа перекрываются покровом среднечетвертичных игнимбритовых туфов ереванского типа. Миоценовая часть разреза имеет заметное (18-20°) северное падение. Весь этот разрез в самом селе Паракар и южнее по данным буровых скважин располагается под четвертичными озерно-аллювиальными отложениями. Таким образом, амплитуда смещения по этому новейшему четвертичному сбросу свыше 100м.

Небольшой современный сброс Э.Харазяном закартирован на южных окрестностях Еревана, в районе городского кладбища. Этот невысокий (до 1-1.5 км), постепенно обновляющийся (несмотря на многократный ремонт дорожного покрытия) уступ с северным падением под прямым углом пересекает дорогу Ереван-Нубарашен на автобусной остановке у центрального входа на кладбище. Разрушая бетонную ограду, уступ отчетливо прослеживается в сторону конторского здания и дальше на восток- северо-восток пересекает всю территорию кладбища на расстоянии более 1.5 км, вдоль него северная сторона опущена. Все могильные камни, находящиеся на линии, либо повалены, либо сильно накренились, бетонные основания растасканы. Амплитуда смещения во дворе конторского здания на асфальтовом покрытии показывает величину 1.3 м. Падение сместителя сброса северное, под углом 75-78°.

За оградой кладбища, на линии сброса отмечены выходы соляных вод. По сообщениям служителей кладбища, эта структура появилась недавно, несколько лет назад, как бы незаметно. Скорость вертикальных перемещений по Нубарашенскому современному активному сбросу очень большая – составляет в среднем 0.4-0.5 м/год.

Для полной характеристики тектонического строения района Большого Еревана следует специально остановиться на *новейших разломах-флексурах*, опоясывающих центральную часть города с севера и востока (Э.Харазян, 1993).

Рельеф Большого Еревана достаточно сильно изрезанный. Единое Егвардско-Котайкское плато (со средним и абсолютными отметками 1200-1300 м), на котором расположены новые жилые кварталы (Арабкир, Зейтун, Канакер, Аван-Ариндж, Норкские и Джрвежский массивы), в южную и западную стороны круто обрывается к Араратской котловине и широким амфитеатром опоясывает старую низинную часть города. Общая разница абсолютных отметок между этими двумя частями около 200-300 м.

Все склоны «амфитеатра», как и поверхность плато, бронированы верхнеплиоцен-четвертичными базальт-андезитобазальтовыми лавами со средней мощностью 150-200 м. Детальное изучение рельефа показало, что лавовые покровы на краях плато не обрываются, как на обычных эрозионных склонах, а плавно изгибаясь под углами 20-25°, вместе со склонами опускаются вниз до дна «ам-

фитеатра», где, снова выполаживаясь, уходят под четвертичные наносные образования Араратской котловины.

Причиной нынешнего наклонного залегания лавовых покровов на склонах городского "амфитеатра" может быть либо первоначальный наклонный рельеф течения, либо последующая тектоническая деформация.

Первый вариант исключается, так как лавы такого состава, в особенности долеритовые базальты, очень жидки и подвижны (они покрыли расстояния более 30-40 км) и поэтому не могли задержаться на крутом склоне и полностью стекли бы вниз и залили котловину.

По данным буровых скважин, в центральной части города мощность покровных лав меньше, чем на склонах и поверхности плато.

Итак, становится ясным, что наклонное положение верхнеплиоцен-четвертичных лавовых покровов на склонах ереванского "амфитеатра" является результатом тектонических деформаций в виде крутых надразломных флексур, переходящих в разрывы. Отчетливо выделяются две группы флексурных уступов: а) субширотная Арабкирская сложная флексура, проходящая по линии Аванское ущелье–Парк Победы–архитектурный комплекс «Каскад» и дальше на запад и юго-запад и б) субмеридиональная сложная двуступенчатая Норк-Марашская флексура, протягивающаяся вдоль восточного борта Ереванского распадка по линии Норк–Сари Таг- озеро Тохмахан.

Арабкирская флексура в районе «Каскада» расщепляется на три веерообразно расходящиеся ветви по направлениям соответственно: а) «Каскад»-Часовой завод-площадь «Барекамутюн», б) «Каскад»-памятник жертвам Геноцида- Шаумян в) «Каскад»-Конд-коньячный завод-Араратский жилой массив.

Все вышеназванные ветви Арабкирской флексуры к западу постепенно теряют амплитуду и сходят на нет уже в черте города. Максимальная высота Арабкирской флексуры наблюдается в районе памятника «Мать Армения» - около 200 м. Восточнее продолжение Арабкирской флексуры прослеживается по Аванскому ущелью через район «Зоопарка» в сторону третьего Норкского массива. Интересно, что северный борт Аванского ущелья несколько (на 10-15 м) выше южного.

Анализ материалов по скважинам, пробуренным в разных частях Еревана, показывает, что кровля залежей каменной соли четко реагирует на указанную флексуру.Так, в скважинах, заложенных на Арабкирском и Зейтунском участках (№№ 45,46,47,48,50 и др.), кровля соляных залежей расположена на абсолютной отметке 950-1000м, тогда как на разных частях дна Ереванского распадка эта высота колеблется в пределах 650м (№71, Пивзавод), 670м (№12, Чарбах), 700м (№8, ЕрПИ) до 750м (№70, Шенгавит; №23, Нор-Ареш).

Норкско-Марашская сложная флексура двуступенчатая: а) первая нижняя Норкская ступень, с относительной высотой до 160 м, прослеживается по линии Норк-Саритаг. На естественно выровненной поверхности на абсолютных отметках 1150-1170 м расположен Старый Норк. Южнее Саритага, не доходя до Нор-Ареша, эта структура полностью исчезает.

Верхняя параллельная ступень возвышается над нижней на 140м. Ее поверхность совпадает с поверхностью Джрвежского плато с абсолютными отметками около 1300м. На склоне этой второй флексуры раскинулся новый жилой район Мараш.

Указанные обе группы флексур сочленяются в районе нижней части Аванского ущелья. Анализ крупномасштабных топооснов и высотных аэрофотоснимков показывает, что Арабкирская флексура чуть моложе Норкско-Марашских и несколько смещает их северные продолжения к востоку.

Образование вышеописанных новейших тектонических структур – флексурных уступов, куполовидных возвышенностей, округлых амфитеатровидных впадин вполне могут быть обусловлены весьма активной соляной тектоникой, проявившей себя в Ереванском бассейне, особенно в послеверхнеплиоценовое время.

В действительности, вся амплитуда опускания Ереванского распадка или, что то же самое, поднятия Арабкир-Зейтунского и Норк-Марашского блоков приходится на послеверхнеплиоценовое время, т.е. время после образования долеритовых и других базальтовых покровов, которые пропилила р.Гетар. Ущелье Гетара на участке между Ереванским распадком и новейшей соляной компенсационной котловиной Ботанического сада имеет явный антецедентный характер.

Изучая расположение останцев среднечетвертичного туфового покрова на современном рельефе, можно установить изменение темпов неотектонических движений во времени. Так, в Аванском ущелье останцы туфового покрова лежат на террасе высотой 25-30м, т.е. амплитуда послетуфового (послехазарского) поднятия не превышает указанную цифру.

Оставшаяся разница амплитуды новейшего поднятия 300-30=270м целиком приходится на нижнечетвертичное время.

3.1.5. Гидрогеология

Гидрогеологические условия Ереванской котловины освещены в работах А.И. Месропяна (1957) и наиболее детально и специализированно – М.О. Месропяна (1964).

Согласно данным этих исследователей, основными источниками формирования подземных вод в Ереванской котловине являются подземные воды, формирующиеся в лавовой толще Гегамского хребта, а также воды р.Раздан. Значительное количество вод поставляют также окружающие Ереванскую котловину лавовые плато. Осадки на этих плато в среднем составляют 600-650 мм/год. За вычетом 40-45% на испарение и еще незначительного количества поверхностного стока, вся остальная часть воды инфильтрируется вглубь лавовой толщи и по поверхности регионального водоупора – сарматских и среднемиоценовых глинистых толщ – стекает в сторону Ереванской котловины.

Подземные воды в районе г.Еревана приурочены к следующим морфоструктурным элементам рельефа.

1.Лавовым покровам окружающих высокорасположенных плато (лавовые водотоки).

2.Конусам выноса рек Гетар-Джрвеж.

3.Древним аллювиальным надпойменным отложениям р.Раздан.

4. Современным пойменным отложениям р.Раздан.

5.Незначительное количество подземных вод связано с верхней частью разреза пестроцветной ацаванской свиты в виде пластовых вод, а также с элювиально-делювиальными отложениями над породами ацаванской и джрвежской гипсо-соленосной свит (так называемые воды верховодки).

6.1 *Как уже сказано выше, лавовые водотоки* формируются внутри слоистых лавовых толщ, окружающих Котайкско-Канакерское и отчасти Егвардское плато, в результате инфильтрации из поверхности, а также поступления воды через те же лавы склонов Гегамского хребта.

Инфильтрационные воды лавовых потоков и покровов, просачиваясь вглубь, сосредотачиваются в основном в пониженных участках древнего рельефа, образуя подлавовые потоки, которые, стекая по уклону подлавового водоупора, выходят на дневную поверхность в конечных частях лавовых покровов или же в долинах распиливших их рек, а также в некоторой степени уходят в Араратский артезианский бассейн.

В местах перекрытия этих грунтовых потоков местным водоупором – маломощными пластинами древних аллювиальных глин или же погребенной почвы – образуются напорные потоки. Такое чаще всего наблюдается в пределах отдельных компенсационных соляных прогибов.

Лавовые подземные воды в южную сторону, как правило, питают подземные воды другой закрытой системы – конусов выноса рек Гетар и Джрвеж. По двум обособленным водотокам лавовые воды поступают в два указанных конуса выноса и образуют мощную толщу подземных вод.

Первый наиболее мощный водоток располагается между долиной р.Гетар и параллельной ЮВ полосой через район Республиканского стадиона. Второй водоток, восполняющий конус выноса р.Джрвеж, прослеживается по долине этой же реки севернеее кладбища Тохмахан.

Подземные воды в древних надпойменных террасовых отложениях – в Чарбахской среднечетвертичной террасе формируются за счет вышеуказанных конусов выноса, а также реки Раздан.

6.2 *Воды конуса выноса р.Гетар* прослеживаются в центральной части города от скв.Абовяна до параллели вокзала на расстояние 4.5 км. В южном направлении конус выноса расширяется и раскрывается в Ереванскую котловину. Наибольшая ширина этого подземного потока совпадает с параллелью пл.Республики – до 1700 м, наименьшая наблюдается в районе ж/д вокзала. Границы оконтуриваются по линии скв.Абовяна– скв.Таманяна–ул.Гукасяна–

ул.Маркса–трамвайный парк–парк Комитаса–к/т «Давид Сасунский»–Республиканский стадион. Общая площадь 7-8 кв.км.

Подземные воды Гетарского конуса находятся в динамическом состоянии и поэтому имеют свои определенные направления и гидравлические уклоны, обусловленные рельефом подстилающих водоупорных пород, инфильтрационными свойствами водовмещающих пород и расположением областей питания и разгрузки грунтового потока. Отметки свободного зеркала грунтового потока так же, как и дневной поверхности и поверхности подстилающих водоупорных пород, падают в направлении с север-северо-востока на юг-юго-запад; на участках с повышенной водопроводимостью водовмещающих пород уровень подземных вод несколько повышен.

На общем фоне движения потока наблюдаются два основных направления – с востока на запад и северо-востока на юго-запад. В районе ул.Хоренаци оба эти направления как бы сливаются и в дальнейшем движутся единым потоком до следующего слияния с водами Джрвежского конуса выноса.

Максимальные уклоны наблюдаются на южных наиболее узких частях, где поток с востока подпирается высоко расположенными водоупорными породами гипсо-соленосной свиты.

Максимальная глубина зеркала подземных вод – до 20м – наблюдается севернее площади Республики, ул.Туманяна и до скв. Абовяна. Минимальная же глубина – 0-2м – в виде полосы шириной 550-700м протягивается с севера на юг на 1900м от Детского парка до железнодорожного моста на ул.Тигран Меци. В пределах этой полосы расположены многочисленные свободные выходы подземных вод, значительная часть которых ныне перекрыта культурным слоем.

Мощность водоносного горизонта зависит от мощности отложений конуса выноса и изменяется в пределах 20-60м. Максимальная мощность наблюдается на западных участках и севернее пл. Республики. В районе вокзала эта мощность равна 19м, а у пл. Республики – 41м, у парка Комитаса – 57м, стадиона «Спартак» – 52м. В некоторых местах вследствие перекрытия отдельных водоносных горизонтов водоупорными породами приобретается местный напор. Такие воды вскрыты у стадиона «Спартак» и Детского парка.

6.3 *Подземные воды конуса выноса р.Джрвеж занимают площадь* районов г.Еревана – Нор Бутания и Нор Ареш. Этот вос-

точный грунтовый поток с севера, юга, юго-востока ограничивается отрогами Саритагской гряды и холмисто-сопочными грядами миоценовых и олигоцен-миоценовых отложений. На западе этот поток приоткрывается в Араратскую котловину.

Джрвежский конус выноса выполняет широтную U-образную долину. Примерно по линии пр.Аршакунянц-к/т«Айреник» до перекрестка с ул.Таманцинери эти воды переливаются в отложения Чарбахской террасы. Общая протяженность этого потока от кладбища Тохмахан до пр. Аршакунянц – 3км, ширина – 1-2.6км. Наименьшая ширина наблюдается в районе кладбища, а максимальная в районе меридиана Арцахской улицы. Общая площадь – 15 кв.км, глубина залегания зеркала подземных вод на крайнем западе, вдоль Арцахской улицы и Арташатского канала в полосе шириной 700-1000м составляет 10-20м. Мощность горизонта колеблется в пределах 4-27м.

6.4 *Подземные воды надпойменных аллювиальных отложений р.Раздан-Чарбахской террасы* формируются за счет перетекания вод Гетарского и Джрвежского конусов выноса, а также инфильтрации вод Раздана.

На отдельных участках река Раздан питается подземными водами Чарбахской террасы. Движение вод террасы происходит по направлению с востока на запад и северо-востока на юго-запад. Воды залегают на глубинах более 45 м. Максимальная глубина наблюдалась в районе ВДНХ – до 45м. На остальных участках глубина вод держится на одинаковом уровне – 25-30м. Мощность потока 17-26м.

6.5 *Лавовые подземные воды*. О наличии подземных вод в лавовой толще Канакерского плато свидетельствует ряд больших родников на левом берегу Раздана у зданий Канакер ГЭС и ЕрГЭС, с общими дебитами соответственно 140л/сек и 180 л/сек. На правом участке вода выходит из контакта верхнеплиоценовых базальтов с подстилающими сарматскими глинами, а на втором – из базальтов и отчасти из древних аллювиальных галечников.

В питании вод лавовых покровов участвуют атмосферные осадки, а также воды, инфильтрующие из каналов.

6.6 *Верховодка* – этот тип подземных вод имеет небольшое развитие и распространен в районе мясокомбината, завода комбикормов и Ереванской ТЭЦ. Здесь вода приурочивается к элювиаль-

но-делювиальным отложениям ацаванской свиты пестроцветных пород. Эти потоки имеют мелководный, невыдержанный и сезонный характер. Глубина залегания вод – 0.5-5.0м. Местами образуют заболоченные участки. Питание происходит за счет атмосферных вод и оросительных каналов.

6.7 *Пластовые воды* обнаружены исследователями Ереванского института ГИДЭП в вышеуказанных районах распространения песчано-глинистых отложений джрвежской гипсо-соленосной и ацаванской свит. Здесь воды связаны с пластами водоносных песчанистых пород. В районе ТЭЦ обнаружено 25 таких водоносных горизонтов. Поскольку все эти пласты отдалены друг от друга водоупорными жирными глинами, то все водоносные горизонты напорные. Однако дебит таких вод незначительный, и они практического интереса не представляют.

Из вышеприведенного описания гидрогеологической характеристики района Большого Еревана стало ясно, что все типы подземных вод как бы обтекают стороной территорию «Наирита». В действительности подземные водные потоки конусов выноса р.р. Гетар и Джрвеж встречаются и сливаются севернее «Наирита», за перекрестком ул.Таманцинери и пр.Аршакунянц и дальше продолжаются на юг-юго-запад в Чарбахскую террасу.

На инженерно-геологической карте Ереванской котловины, составленной М.О. Месропяном (1964), южная граница бассейна подземных вод проходит по извилистой субширотной линии, обходя северный край территории «Наирита».

Отсутствие подземных вод в пределах территории «Наирита» доказано также данными всех буровых скважин, пробуренных здесь. Несмотря на значительное развитие здесь молодых галечников, над водоупорными гипсо-соленосными глинистыми породами все скважины оказались сухими. Территория «Наирита», по-видимому, расположена на высоком южном борту палеодолины, по центральной части которой прослеживаются все подземные водные потоки.

3.1.6. Геологическое строение участка «Наирит»

Территория НПП «Наирит» и ближайшие ее окрестности характеризуются плоским рельефом, покрытым современными ал-

лювиально-элювиальными отложениями и почвенным и культурным слоем. Ближайшие выходы коренных пород расположены более чем на 1 км южнее, в районе Ереванской ТЭЦ, где на поверхности обнажаются пестроцветные песчано-глинистые породы верхнего олигоцена-нижнего миоцена (ацаванская свита), а также покрывающие их нижнечетвертичные галечники Нубарашенской трассы и отдельные разрозненные узкие удлиненные в широтном направлении клочки покрова красно-черных игнимбритовых туфов ереванского типа (в районе ТЭЦ, мясокомбината и т.д.).

О коренных породах непосредственно территории «Наирит» можно судить лишь по данным буровых скважин, пройденных в 1960-1963гг. на самой северной ее части (скв.№№1(3), 2, 70), а также в районе непосредственно к северу от параллели центрального входа в предприятие на южной (скв.4) и западной (скв.6) сторонах от двойных башенных градирен и на площадке между складом Красного креста и старыми заброшенными карбидными печами (скв.5).

Наиболее глубокая (400м) скв.№4 вскрыла наиболее полный геологический разрез этой местности. Здесь сверху вниз обнажаются:

0.0-1.3м Почвенно-растительный слой с редкими и угловатыми кусками различных молодых вулканических пород (базальтов, андезитобазальтов, андезитов, долеритов). Часть этих обломков, по-видимому, привнесена в качестве строительного щебня.

1.3-3.5м Коричневатые суглинки с кусками тех же вулканических пород

3.5-5.0м Рыхлые вулканомиктовые пески, супеси зеленоватого цвета аллювиально-пролювиального происхождения немного (<10%) содержат также материал осадочных и осадочно-вулканогенных пород палеоген-неогена.

5.0-45.0м Валунно-галечные, галечно-песчанистые отложения, гравий, глина и др. аллювиально-пролювиальные отложения. Среди относительно равномерной грубообломочной массы встречаются крупные глыбы и валуны все тех же молодых вулканических пород темно-серых афировых андезитобазальтов, порфировых авгитовых базальтов и андезитобазальтов, плагиоклазовых андезитов. Более

редко встречаются куски гранитов, черных, темно-зеленоватых ультраосновных глубинных пород дунит-перидотитового рода, диабазов и т.д.

45.0-57.5м Аллювиально-пролювиальные глины, песчанистые глины с редкими гальками новейших андезитобазальтов, андезитов, дунит-диабазов, вторичных кварцитов и др.

57.5-63.0м Глины желтовато-коричневые, почти без посторонних примесей.

63.0-141.0м Гипсоносные глины, гипс. Глины желтовато-зеленоватые. В верхней части разреза, на интервале 67-72, 75-81 м содержание гипса достигает 75-80%. В средней части этого интервала содержание гипса не превышает 50-65 %. Причем здесь порода как будто обломочная. Формы выделения гипса какие-то очковые, желвакообразные, языкообразные, гнездообразные. Вмещающая глинистая масса светло-серая, желтовато-зеленоватая, перемятая, часто оскольчатая. Обычно гипсоносная порода переслаивается с глинами, совершенно лишенными гипса. Такая глина отличается буро-коричневой окраской, жирной консистенцией и отсутствием слоистости. Она обычно солоноватая, при высыхании сильно растрескивается и покрывается белым налетом каменной соли.

141.0-143.5м Темно-серые глины, песчанистые глины, совершенно бесслоистые.

143.5-156.0м Каменная соль с многочисленными тонкими (до 1.5-2см) пропластками темно-серых, зеленоватых глин. Последние встречаются через каждые 10-12см, а в нижней половине интервала – 15-20см. Соль относительно чистая светло-серая-белая, слегка желтоватая, на глубине 153м – очень чистая, водянопрозрачная, крупнокристаллическая. На 151-м метре пропластки черных жирных глин (1.5-1.7см) и светло-серого гипсоносного материала (1.5см) разделены очень тонким (0.6см) слоем каменной соли.

156.0-160.5м Каменная соль желтовато-серого цвета. Порода полосчатая, слоистая с тонкими (до 1.5см) пропластками темно-серых глин, слегка зеленоватых гипсоносных глин.

160.5-161.0м Темно-серая-зеленоватая тонкослоистая глина с «утонувшими» кубическими прозрачными кристаллами каменной соли. Размеры кристаллов – до 4-5см.

161.0-162.0м Те же глины совершенно слоистые. Толстые (до 10 см) слои глин с кристаллами каменной соли чередуются с более тонкими (5-6см) слоями гипса и гипсоносных глин, лишенных кристаллов соли.

162.0-169.0м Переслаивание пластов каменной соли (10-15см), темно-зеленоватых глин с кристаллами соли, а также гипса.

169.0-174.5м Пласт темно-серой матово-прозрачной каменной соли. Текстура гипидиоморфнозернистая. В конце интервала мощностью до 20см соль очень чистая – водяно-прозрачная.

174.5-182.0м Гипсоносно-соленосные глины. Более 80% всего объема-это зеленоватые глины с тонкими (1-5мм) прослоями гипса и почти повсеместно «утонувшими» кубическими кристаллами каменной соли. Последние не участвуют в общей близгоризонтальной слоистости пород. В середине интервала встречаются редкие пласты (до 10 см) сильно загрязненной глинистым веществом каменной соли.

182.0-183.5м Каменная соль – темная, с примесью глин, редкими тонкими (до 2 см) пропластками гипса.

183.5-185.0м Чередование пластов глин с кристаллами каменной соли, с пропластками гипса и каменной соли

185.0-186.5м Зеленоватые соленосные глины с редкими кристаллами каменной соли.

186.5-187.5 Каменная соль – темно-серая слегка желтоватая с очень тонкими (до 1.2 см) пропластками зеленоватых глин и гипса.

187.5-187.9м Тонкослоистая темно-зеленоватая глина с кристаллами каменной соли.

187.9-190.5м Каменная соль с пропластками (до 2.5см) глин и гипса.

190.5-190.7м Темно-серая, зеленоватая соленосная глина.

190.7-191.0м Каменная соль с пропластками зеленоватых глин.

191.0-205.7м Каменная соль темно-серая матово-прозрачная с тонкими (до 2см) пропластками глин и гипса

205.7-206.3м Темно-серая, слегка желтовато-зеленоватая гипсоносная глина с совершенной близгоризонтальной слоистостью, толщина пропластков гипса не более 1см

206.3-209.0м Каменная соль с редкими (через каждые 20-25см) тонкими (до 1 см) пропластками глин. Внутри последних, в свою очередь, отмечаются очень тонкие (до 1-1.5мм) пропластки белого гипса.

209.0-214.0м Темно-серая, зеленоватая глина с кристаллами каменной соли размерами до 10 и более см. На интервале 209.5-209.6м отмечен пласт темно-серой мелкокристаллической каменной соли толщиной 7.5см.

214.0-215м Каменная соль темная, слабо прозрачная, по-видимому, мелкокристаллическая. Наблюдаются редкие очень тонкие (до 5-6мм) пропластки темных глин и белого, светло-серого гипса.

215.6-215.9м Глины с пропластками гипса и редкими кристаллами каменной соли. В начале интервала отмечены редкие тонкие (до 3-4 см) пропластки каменной соли.

215.9-223.8м Каменная соль темно-серая, серая, прозрачная с редкими тонкими (до 2 см) пропластками гипсоносных глин.

223.8-224.3м Глины, песчанистые глины, соленосные, буро-зеленоватые.

224.3-226.3м Каменная соль с пропластками (до 3-4 см) зеленоватых глин, встречающимися через каждые 20-25см.

226.3-227.5м Глины темно-зеленоватые, почти бесслоистые, без каких-либо включений постороннего материала.

227.5-228.5м Каменная соль темная, прозрачная с небольшой примесью гипса, в виде желваков гнезд и очень тонких пропластков.

228.5-230.0м Зеленоватые глины с пропластками и кубическими кристаллами соли (до 10-12см), очень редко – гипса (1-3мм).

230.0-232.5м Каменная соль с небольшой примесью гипса и глинистого вещества.

232.5-232.8м Гипсоносная глина, в верхней части интервала с кристаллами каменной соли.

232.8-241.5м Каменная соль. Часто очень темная, желтоватая, водянопрозрачная, по-видимому, крупнокристалличес-

кая, но основная масса средне-мелкозернистая, чуть более темная, матово-прозрачная. Через каждые 40-50см встречаются тонкие (3-4см) пропластки гипсоносных глин.

241.5-246.8м Каменная соль с редкими тонкими (до 2 см) пропластками белого гипса-ангидрита (?).

246.8-256.0м Темно-серая, слегка буроватая песчанистая глина или глинистый песчаник, очень слабо горизонтально слоистый с редкими гнездами прозрачной кристаллической каменной соли.

253.6-257.2м Те же темно-серые, но уже слегка зеленоватые глины с кристаллами каменной соли (до 5-6см), тонкими (до 1 см) пропластками ангидрита, а в нижней половине интервала также каменной соли (до 3 см).

257.2-263.0м Темно-серые буроватые пестроцветные глины, глинистые песчаники с редкими пропластками ангидрита (до 2-3мм) и крупными (до 7-8см) кристаллами соли. На интервалах 260.0-261.0 и 261.2-261.3м каменная соль очень темная водянопрозрачная.

263.0-267.0м Те же буроватые песчанистые глины, совершенно бесслоистые, без каких-либо других включений.

267.0-269.0м Буровато-сероватые глины, тонкослоистые с пропластками (до 3-4см) соли. В конце интервала встречаются два пласта брекчиеподобной массы каменной соли, где в качестве цемента развиты зеленоватые глины. Мощность этих пластов – по 15-20 см каждая.

269.0-273.5м Буровато-серые глины с редкими тонкими пропластками ангидрита (до 0.5м) и гнездами прозрачной каменной соли.

273.5-280.0м Темно-серые слабобуроватые глины, песчанистые глины, алевролиты. Слоистость очень тонкая, часто нарушенная, разорванная, развороченная, как результат подводного механического переноса еще недиагенезированного илистого осадка. В конце интервала отмечены очень тонкие (до 0.6мм) пропластки чистого кристаллического ангидрита.

280.0-293.0м Темно-серые, буроватые, серо-буроватые глины с частыми тонкими (до 1 см) пропластками ангидрита. На

глубине 281.0м встречен отпечаток двустворчатой ископаемой фауны, которая, к сожалению, не была определена из-за плохого качества.

293.0-295.0м Ангидрит, ангидритоносные глины (до 70-80 % ангидрита). Пропластки ангидрита часто достаточно сильно гофрированы, микроскладчатые.

295.0-298.0м Темно-серые, слегка буроватые глины, комковатые, с едва заметной слоистостью и тонкими (до 2мм) пропластками прозрачного ангидрита.

298.0-315.0м Тонкозернистые серые, темно-серые, слегка буроватые песчаники, алевролиты с плитчатой отдельностью вдоль оси керна.

315.0-327.0м Те же темно-серые глины (до 40% ангидрита), ангидрит в виде горизонтальных слабо деформированных тонких пропласток.

327.0-330.0м Среднезернистые серые, темно-серые, слегка буроватые песчаники, почти бесслоистые.

330.0-335.0м Серые, слегка розоватые песчаники.

335.0-354.0м Серые несовершенно-слоистые алевролиты. Песчанистые алевролиты

354.0-364.0м Розово-серые грубозернистые, слабослоистые песчаники.

364.0-390.0м Розово-серые, слабо-розоватые алевролиты, песчанистые алевролиты с редкими прослоями розоватых песчаников.

390.0-400.0м Розоватые среднезернистые песчаники.

Анализ проведенного разреза, с учетом знаний геологии окружающего пространства, позволяет подразделить в нем следующие стратиграфические единицы (снизу-вверх):

1. Пестроцветные песчаники и алевролиты ацаванской свиты верхнего олигоцена-нижнего миоцена (интервал глубины 327-400м) – мощность 73м.

2. Гипсо-соленосные отложения джрвежской свиты (интервал глубин 57.5-327.0м) – мощность 270.5м.

В составе свиты четко подразделены нижняя песчано-глинистая (ангидритовая) подсвита (интервал 270-327м) – 157м, соленосная подсвита (интервал 143.5-270м) – 126.5м и гипсоносная подсвита (интервал 63-143.5м) – 80.5м.

В составе гипсоносной подсвиты насчитываются в общем 6 обобщенных пластов каменной соли с маломощными пропластками соленосных глин), охватывающих интервалы соответственно 143.5-160.5м, 162.0-174.5м, 182-183.5м, 186.5-209.0м, 214-228.5м и 230-246.8м. Общая мощность всех этих пластов 83.3м, в том числе чисто соляной составляющей 77м.

3. Аллювиальные, озерно-аллювиальные песчано-глинистые отложения, возможно, относящиеся к нижне-среднечетвертичной озерной толще Араратской котловины (интервал глубины 450-63.0м) мощностью 18м.

4. Четвертичные валунно-галечные песчано-суглинистые отложения Чарбахской террасы (интервал глубины 5.0-45.0м) – 40м

5. Современные рыхлые песчано-супесчаные отложения конусов выноса р.р.Гетар и Джрвеж, а также почвенно-растительный слой (интервал 0-5.0м) – 5м.

Примерно такой же разрез вскрыли скв.№№5 и 6 с тем лишь отличием, что мощности отложений немного изменяются в ту или иную сторону. Так, на скв.6, расположенной в 55м от скв.4, разрез почти полностью идентичный как по содержанию, так и в общих мощностях. На скв.5, расположенной в 180м юго-западнее скв.4, хотя и гипсо-соленосные отложения не пробурены до конца, однако ясно, что эта свита здесь мощнее. Мощность верхней гипсоносной подсвиты по отношению к скв.4 больше на 13м и соленосной подсвиты на 30м. Пласты чистой каменной соли здесь появляются с глубины 155м и прослеживаются до глубины 270м, фиксируя чистую суммарную мощность (без глинистых интервалов) – 89м. Мощности разрезов гипсо-соленосной свиты еще больше увеличиваются в северо-западную сторону.

По данным А.А.Захаряна (1960), на скв.1(3), пробуренной ранее на северо-западном краю территории «Наирит» в 330м от скв.№4, соленосная свита встречена на глубине 135-375м, фиксируя общую мощность 240м. Чистая мощность пластов каменной соли здесь почти такая же, что и на скв.4 – 88м.

На другой (№2) скважине, пробуренной в 95м к С-СЗ от скв.1(3), по данным А.А.Захаряна (1963), соленосная подсвита локализована на глубине 150-340м. Мощность пластов каменной соли здесь уже достигает 100.5м.

По другим скважинам, пробуренным в разное время в южной части г.Еревана – № 8 (у ж.д.вокзала), №12 (на северной окраине с.Чарбах-70 у с.Шенгавит), №36 (в Нор-Ареше), №23 (южнее Шинного заводс) и др. хорошо видна общая закономерность увеличения мощности гипсо-соленосной свиты и соляных пластов, в частности, в северную сторону и резкое их уменьшение в южную и юго-восточную стороны. Так, в районе ж.д.вокзала чистая мощность соленосных отложений 293м в районе Арабкира (скв. 48) она достигает 400 и более м. В районе Айнтапского погребенного поднятия отмечены сильно сокращенные мощности соленосной подсвиты. Из скв.23 мощность соленосных отложений всего 31м, а самих пластов каменной соли– менее 9м.

Учитывая также, что в южных окрестностях Еревана, в районе ТЭЦ, мясокомбината, музея «Эребуни» и т.д. гипсо-соленосная толща вообще отсутствует и это отсутствие отнюдь не обусловлено дальнейшим уничтожением эрозией*, можно проводить южную границу Ереванского соленосного бассейна по линии с.Джрвеж – оз.Тохмахан – Нор Ареш – Шинный завод – широта центральной части территории «Наирит» – северная сторона с.Норагавит-с.Чарбах – с.Паракар и т.д.

3.1.7. Методика работ

За последние 30-40 лет накоплен огромный фатический материал по ареалу распространения и внутреннему строению гипсо-соленосной толщи миоцена. Поэтому полевым работам предшествовали подробное обобщения и систематизация фондовых и опубликованных материалов, изучение результатов бурения многочисленных скважин, в т.ч. глубоких – на нефть и газ, а также других поисковых структурно-картировочных, опорных.

Последующими редакционно-увязочными маршрутными исследованиями была уточнена и дополнена ранее составленная нами геологическая карта Большого Еревана М 1:25000. В частности, более уверенно была проведена южная граница распространения

* Подошва гипсо-соленосной свиты в пределах южной части Ереванского распадка располагается на достаточно близких высотах – ЕрПИ-700м, Шенгавит, Нор Ареш –750м, Чарбах, Пив.завод, ж.д.вокзал-650-670м (Э.Х.)

гипсо-соленосной толщи, которая проходит непосредственно через территорию НПП «Наирит» в субширотном направлении.

Но все же основная информация о гипсо-соленосной толще и более конкретно о пластах каменной соли была получена в результате бурения 3-х скважин на северной половине территории «Наирит» - севернее широты центральной проходной. При определении точек заложения скважин учитывались данные ранее пройденных разведочных скважин, пробуренных в 1961-1963гг. на самом северном краю предприятия.

Таким образом, главную роль при поисково-оценочных и разведочных работах отводили изучению керна буровых скважин, с помощью которых получена основная информация о строении гипсо-соленосной толщи под «Наиритом», о мощности и количестве соляных пластов, характере пород межпластовых интервалов, качестве технологической характеристики каменной соли, изменении параметров по разрезу и простиранию.

В задачу поисково-оценочных и разведочных работ входило:

а) выявление залежей каменной соли, определение мощности соляных пластов, их глубины, условий залегания и площади распространения;

б) определение характера перекрывающих и подстилающих пород;

в) выявление основных водоносных горизонтов в разрезе;

г) выявление технических возможностей подземного выщелачивания каменной соли камерным способом, определение возможных максимально допустимых размеров образования камеры, максимально допустимого количества заложения таких камер на этой территории, а следовательно, и определение эксплуатационных запасов каменной соли участка «Наирит».

Скважины расположены (вместе с ранее пробуренными двумя) по вершинам удлиненного в меридиональном направлении пятиугольника. Расстояние между скважинами от 55 до 280м.

Проектная глубина скважин определялась из расчета вскрытия полной мощности гипсо-соленосной толщи, по ранее пробуренным скважинам эта глубина составляла до 400м (для скважин №№ 1, 4). Учитывая максимально полезную глубину с промышленными

пластами (мощ.более 2м), глубина последних двух скважин ограничена 300 м.

Все скважины тщательно задокументированы и опробованы. Опробовались также надсолевые породы – гипсоносные глины, гипс, соленосные глины. В скв.№6 проводились геофизические исследования (в первых двух не проводились из-за неблагоприятных производственно-технических условий). Пласт каменной соли четко фиксируется на каротажной диаграмме.

При прохождении соленосных отложений, во избежание размыва пластов соли и с целью обеспечения высокого процента выхода керна, в качестве промывочной жидкости использован глинистый раствор в рассоле, а само бурение производилось ограниченными интервалами (короткими рейсами). Благодаря этим мерам средний выход керна по соляным интервалам составил 80-85%, а для гипсоносных глин – 70-75%.

Опробование керна каменной соли. По двум скважинам (№№4,5) толща каменной соли опробована на полную мощность, а по скв.№5 – выборочно, только из наиболее мощных (более 5м) пластов. Пробы отбирались для химического анализа, а также для определения физ.-мех. свойств.

Пробы отбирались послойно, с учетом изменчивости состава солей, степени их загрязненности примесями. Длина столбиков проб 1-3м. Маломощные (менее 10-15см) прослои соленосных глин между пластами соли, ввиду невозможности их селективной обработки, включены в пробу.

Отбор проб на химический анализ проводился по специально принятой методике – высверливания в керне отверстия (d= 16мм) вдоль вертикальной оси. Полученная проба в виде мелкого порошка делилась картированием на четыре части, из которых две противоположные шли на анализ, а остальная часть хранилась в качестве дубликатов. Для этого поверхность керна тщательно очищалась во избежание загрязнения пробы.

Начальный вес проб в зависимости от длины интервала колеблется в пределах от 180 до 350г. Лабораторная проба имеет массу не менее 100г. Полученные пробы упаковывались в полиэтиленовые пакеты. Опробование производилось сразу же после поднятия и документации керна.

Для определения объемной массы каменной соли пробы отбирались из столбиков неразрушенного керна, характеризующих однородные по свойствам соли.

Лабораторные исследования. Основным видом исследований, определяющим пригодность солей для промышленности, их качество, сорт, области применения, является химический анализ проб солей.

Из двух скважин (№№4,6) было отобрано 57 проб на химический анализ, столько же на определение объемного веса и растворимости.

Анализы проводились в хим.лаборатории НИИПолимеров, контрольные (10%) – в лаборатории хлорного производства «Наирит». Производилось определение весовых содержаний NaCl, Ca^{+2}, Mg^{+2}, K^{+1}, SO_4^{-2}, влажности, нерастворимого остатка в %. Все хим. анализы приведены в табл.8.1.

Качественная характеристика полезного ископаемого. В качественном отношении каменная соль участка «Наирит» Ереванского соленосного бассейна характеризуется результатами химических анализов 57 рядовых проб из скважин №№4 и 6, а также хим. Анализов проб из пробуренных ранее скв.№1(3) и 2.

Каменная соль состоит из минерала галита, но большей частью в той или иной степени загрязненного хлоридами магния, кальция, калия, ангидритом, гипсом, а также глинистым материалом. Каменная соль высокой чистоты встречается очень редко.

В последнее время в республике Армении широко применяется бесшахтный способ добычи каменной соли – подземное выщелачивание соли с получением насыщенного рассола, используемого в различных отраслях народного хозяйства – в химической промышленности для получения хлора, каустической соды, а также в пищевой промышленности, в животноводстве, в быту. Естественно, к каждой из областей применения требования, предъявляемые к этому сырью, различные.

Требования к качеству особенно высоки в пищевой промышленности. Здесь основным документом, регламентирующим качество соли, является ГОСТ 13830-84 на пищевую поваренную соль.

Особенности месторождений и способы разработок соли также могут значительно повлиять на качество сырья, в одних слу-

чаях улучшая, а в других – ухудшая ее. Поэтому и применяются различные способы обогащения соли с учетом экономической их целесообразности. Например, от иона SO_4^{-2} рассол можно очищать путем его осаждения с помощью $BaCl_2$. Сульфаты можно переводить в осадок в виде углекислого и сернокислого натрия ($2Na_2SO_4 \cdot Na_2CO_3$) содовым методом.

Среднеарифметическое содержание компонентов в каменной соли по участку «Наирит» приведено в табл.39.

Необходимо отметить, что официально утвержденных требований к рассолам нет.

В инструкциях указывается, что в общем виде соль для указанного назначения должна удовлетворять требованиям ГОСТ 13830-84 по второму сорту. Однако эти требования не являются строго предельными и могут меняться иногда существенно.

Требования указанного ГОСТа о нормах содержания вредных примесей может существенно понижаться при добыче каменной соли путем подземного камерного выщелачивания, когда нерастворимые примеси (остаток) и большая часть гипса и ангидрита остаются в полостях выщелачивания и не попадают в поднятый вверх рассол. Поэтому при таком способе добычи можно использовать каменную соль с пониженным содержанием NaCl (в практике «Наирита» принято более 50%).

Исходя из вышесказанного, с уверенностью можно констатировать, что разведанные пласты каменной соли на участке «Наирит» вполне могут быть пригодными для получения качественных рассолов.

Пределы колебания содержания компонентов в пластах каменной соли «Наирита» следующие: NaCl – 78.0-92.8%; Ca^{+2} – 0.32-1.7%; Mg^{+2} – 0.02-0.71%; K^{+1} – 0.01-0.03%; SO_4^{-2} – 1.64-5.8%; нерастворимый остаток – 4.0-13.72%;

Подземное растворение каменной соли Разработка месторождений каменной соли методом подземного выщелачивания через буровые скважины в последнее время получила очень большое распространение во всем мире.

Таблица 39

Химические составы каменной соли уч. «Наирит» Ереванского соленосного бассейна

№№ проб	Интервал опробования	№№ пласта	NaCl	Ca 2	Mg 2	K 1	SO4-2	Нерастворим. остаток	Σ	Влажность	Средн. сод. NaCl по пласту
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Скважина №4											
1/4	**144-147**	I	85.2	1.41	0.15	0.014	5.1	6.65	98.61	0.63	85.04
2/4	**147-150**		82.5	1.54	0.11	0.02	5.8	8.70	98.65	0.95	
3/4	**150-154**		87.6	1.5	0.07	0.01	3.4	6.18	98.75	0.38	
4/4	**154-157**		86.5	1.47	0.15	0.02	4.6	5.9	98.62	0.52	
5/4	**157-160.5**		83.4	0.94	0.19	0.02	2.5	11.6	98.09	1.31	
6/4	**163-168**	II	88.2	1.3	0.12	0.015	4.1	4.85	98.57	0.68	83.1
7/4	**170-174**		78.0	1.1	0.14	0.12	2.8	16.51	98.55	2.07	
8/4	**187-191.5**	IV	90.1	1.2	0.11	0.01	3.0	4.5	98.81	1.6	87.25
9/4	**192-195**		89.12	0.9	0.10	0.02	2.02	6.83	98.97	0.25	
10/4	**195-197**		88.0	1.7	0.28	0.02	2.8	5.94	98.72	1.20	
11/4	**197-200**		83.26	1.35	0.28	0.015	1.7	11.44	98.03	1.07	
12/4	**200-203**		88.90	1.4	0.11	0.01	3.2	5.8	99.41	0.49	
13/4	**203-205.5**		84.7	1.1	0.10	0.01	2.7	11.27	99.87	0.7	
14/4	**206.3-209**		86.5	0.85	0.31	0.02	2.2	8.5	98.37	1.6	
15/4	**216-219**	V	87.2	1.35	0.12	0.015	2.4	8.03	99.22	0.9	89.41
16/4	**219-221**		89.1	0.89	0.052	0.013	2.2	7.24	99.50	0.49	
17/4	**221-223.8**		91.04	1.2	0.06	0.02	2.5	4.12	99.06	0.56	
18/4	**224.3-226.3**		90.3	1.1	0.11	0.01	1.81	5.8	99.13	0.62	
19/4	**230-232.5**	VI	87.8	1.43	0.34	0.012	2.0	6.90	98.47	1.20	87.04
20/4	**232.8-236.5**		88.2	0.32	0.71	0.015	4.0	5.51	98.76	0.49	
21/4	**237-239.5**		91.6	0.5	0.096	0.027	2.0	5.42	99.65	1.06	
22/4	**240-242**		87.8	0.76	0.02	0.02	1.8	8.44	98.84	0.33	
23/4	**242-245**		80.7	0.96	0.17	0.03	2.2	13.72	97.76	0.36	
24/4	**245-247**		86.2	1.1	0.16	0.01	1.8	8.94	98.20	0.98	
Среднее по скв.4			87.05	1.14	0.17	0.021	2.86	7.86	99.10	0.85	
Скважина №6											
1/6	**146-147**	I	95.17	0.67	0.10	0.12	2.16	2.24	100.48	0.76	93.31
2/6	**148-151**		93.3	1.15	0.14	0.07	2.69	3.38	100.73	0.94	
3/6	**154-155**		93.4	1.04	0.09	0.02	2.04	3.05	99.64	0.75	
4/6	**155-159**		91.4	1.2	0.08	0.02	2.10	4.85	99.65	0.63	
5/6	**182.5-184**	III	92.8	1.14	0.10	0.05	1.92	4.0	100.01	0.54	92.8
6/6	**188-189.5**	IV	90.8	1.15	0.09	0.03	2.21	5.55	99.83	0.92	89.81
7/6	**189.5-192.5**		90.3	1.21	0.06	0.02	1.69	6.84	100.12	0.74	
8/6	**192.5-194.0**		92.1	1.19	0.05	0.025	2.71	3.25	99.33	0.94	
9/6	**195.5-196.5**		88.2	1.21	0.04	0.01	2.03	8.22	99.73	1.03	
10/6	**197.5-199.0**		89.4	1.20	0.06	0.02	2.50	5.74	98.92	0.28	
11/6	**199.0-200.5**		90.5	1.17	0.10	0.02	1.65	5.61	99.05	0.49	
12/6	**200.5-202**		89.1	1.30	0.09	0.026	2.10	6.82	99.67	0.58	
13/6	**202.0-203.5**		88.3	1.32	0.12	0.015	1.89	7.74	99.52	0.81	
14/6	**203.5-205**		89.8	1.09	0.12	2.03	6.21	6.21	99.27	1.10	

Продолжение 1 таблицы 39

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Скважина №6											
15/6	**210.5-212.0**		87.9	1.41	0.09	0.04	1.64	7.88	98.96	1.05	
16/6	**212.0-213.0**		90.4	1.21	0.07	0.035	2.61	5.06	99.70	0.68	
17/6	**213.0-214.0**		88.9	1.30	0.05	0.02	2.01	6.76	99.04	0.95	
18/6	**215.0-217.0**	V	87.6	1.50	0.08	0.02	1.65	8.65	99.50	0.88	88.85
19/6	**219.0-221.3**		89.5	1.42	0.06	0.03	2.31	5.55	98.98	0.56	
20/6	**221.3-222.7**		89.6	1.39	0.05	0.01	2.42	5.64	99.11	0.68	
21/6	**224.0-225.0**		89.9	1.28	0.09	0.018	2.44	5.34	99.23	0.95	
22/16	**225.0-226.0**		87.0	1.32	0.10	0.02	2.74	8.61	99.79	0.90	
23/6	**227.5-229.0**		82.9	1.55	0.06	0.13	3.13	9.72	97.49	1.18	
24/6	**229.0-230.5**		86.2	0.95	0.06	0.03	1.65	3.57	92.46	0.63	
25/16	**232-233.5**		85.1	0.76	0.06	0.02	1.63	9.56	97.13	0.52	
26/6	**233.5-235**		89.9	1.25	0.05	0.02	2.88	6.5	100.60	0.56	
27/6	**235-236.5**		85.1	1.26	0.09	0.016	2.03	7.05	95.56	0.46	
28/6	**236.5-238**	VI	89.6	1.10	0.04	0.02	2.74	5.9	99.40	0.33	86.48
29/6	**238-239**		88.2	1.06	0.06	0.016	3.13	6.3	98.77	0.40	
30/6	**239-240**		93.3	0.80	0.03	0.02	1.63	4.0	99.78	0.80	
31/6	**240-241**		91.8	1.23	0.10	0.04	3.46	2.54	99.17	0.26	
32/6	**241.5-243**		86.7	1.50	0.06	0.018	3.34	7.3	98.92	0.34	
33/6	**243-244**		80.2	1.20	0.10	0.03	4.74	13.4	99.67	0.80	
Среднее по скв.№6			89.22	1.20	0.08	0.04	2.36	6.15	99.05	0.70	
Среднее по скв. 1(3)			*92.13*	*0.57*	*0.05*		*2.80*	*4.31*	*99.86*		

Этим методом разрабатываются пласты каменной соли, залегающие на глубинах 200-1700 м.

По сравнению с шахтным способом добычи соли производительность здесь в несколько раз выше, удельные капитальные затраты ниже.

Отработанные камеры в дальнейшем успешно используются в качестве подземных хранилищ газа и жидких нефтепродуктов, а также для хранения различных отходов промышленных предприятий.

Строительство скважин осуществляется в два этапа: на первом этапе скважины бурятся до проектной глубины, затем металлическими трубами обсаживаются водоносные и другие неустойчивые надсолевые участки.

На втором этапе скважина оборудуется технологическими колоннами и системами контроля процесса растворения. На современных рассолопромыслах бывшего СССР и Армении применяются водоподающие и рассолозаборные трубы диаметром 325, 219 и 146 мм соответственно.

В процессе строительства скважина испытывается на герметичность после окончания цементажа тампонажной колонны, разбурки цементной пробки и промывки скважины насыщенным рассолом.

Описание технологической схемы выщелачивания. В основе технологии скважинной добычи солей лежит процесс растворения, обеспечивающий получение рассола с концентрацией, соответствующей требованиям дальнейшей переработки.

Сначала проводится подготовка скважины к работе – промывка ствола от шлама, закачка нерастворителя и создание поверхности растворения. При подаче воды в камеру растворение сначала идет во всех направлениях. Образующийся рассол из-за очень высокого удельного веса опускается на дно и прикрывает за собой значительные поверхности растворения. Поэтому камера начинает расти только вверх.

Ограничение роста камеры вверх и рост ее в рациональном направлении достигается вводом нерастворителя (жидкости или газа), который растекается под потолком камеры.

Продолжительность размыва выработки составляет 450-500 суток, при производительности от 10-15 до 30-40кбм/час в конце размыва. При этом выделяется 200-300 тыс.кбм слабого рассола.

Вода на выщелачивание подается насосами. Пресная вода через оголовок камеры направляется в межтрубное пространство внешней и центральной колонн, откуда поступает в подземную емкость.

Сжатый природный газ или другой нерастворитель под давлением направляется в межтрубное пространство между обсадной и внешней колоннами.

Образовавшийся рассол под давлением нерастворителя по центральной рабочей трубе поднимается на поверхность.

3.1.8. Оценка ресурсов

Основными факторами для достоверной геолого-экономической оценки участка «Наирит» , выбора системы разведки и рациональных методов разработки месторождения каменной соли являются форма, условия залегания и размеры тел полезного ископаемого, состав и структурные особенности вмещающих пород, характер распределения полезных и вредных компонентов в руде, структурно-тектонические условия локализации залежей каменной соли. Все эти характеристики легли в основу группировки месторождений по их подготовленности для промышленного освоения.

Согласно Инструкции по применению классификации запасов к месторождениям ископаемых солей (1984) по сложности геологического строения Ереванское месторождение каменной соли относится ко второй группе – линзообразные, штоко- и куполообразные, невыдержанные по мощности и строению соляной толщи. Что касается участка «Наирит», то он полностью удовлетворяет требованиям второго типа месторождений первой группы – пластово-линзообразные, относительно выдержанные по мощности и качеству солей.

Для такого разряда месторождений расстояние между разведочными выработками при запасах категории А составляет 400-800м, Б – 800-1200м и C_1 – 1200-2000м. Нетрудно убедиться, что густота сети буровых скважин на «Наирите» вполне удовлетворяют требованиям категории А. Расстояние между скважинами здесь 50-290м.

Подсчет запасов каменной соли на участке «Наирит» произведен методом геологических блоков. При таком способе площадь тела полезного ископаемого разбивается на отдельные участки и подсчет запасов в пределах, выделенных таким образом блоков, производится среднеарифметическим способом.

Тело полезного ископаемого в данном случае как бы преобразуется в ряд замкнутых фигур, высота которых равняется средней мощности каждого блока. Этот метод отличается простотой и скоростью подсчета запасов.

Учитывая густую застроенность территории «Наирита», под которой локализованы соляные пласты, на общей ее площади, внутри каменного забора предприятия, разграничены относительно свободные участки, занятые под газоны и скверики. Для последних подсчитаны балансовые запасы, т.е. запасы, предназначенные к непосредственной разработке с соблюдением требований по охране окружающей среды. Для остальной же части месторождения подсчитаны забалансовые запасы, использование которых в настоящее время технически невозможно, но в будущем разработки осуществимы при переносе химического предприятия за городскую черту Еревана. Следует напомнить, что все участки месторождения надежно защищены от поверхностных вод мощным (более 60-70м) покровом водонепроницаемых гипсоносных глин, а подземные воды здесь вовсю отсутствуют.

На крупномасштабной схеме участка «Наирит» жирной линией оконтурена площадь, для которой подсчитаны балансовые запасы, в виде удлиненной меридиональной полосы, расположенной между скважинами №№1(3), 2, 4 и 6.

Забалансовые запасы подсчитаны только в пределах территории «Наирита», для площадей между скважинами №№1(3), 4 и 5, а также севернее полосы скважин №№1(3) и 2.

Согласно инструкции (1984), на месторождениях первой группы в подсчет запасов могут включаться зоны геологически обоснованной экстраполяции, ширина которой не превышает половины расстояния между выработками (скважинами), принятыми для категории В.

Степень разведанности и изученности месторождения каменной соли участка «Наирит» определяется следующими данными:

1. В 1960-1963гг. на крайнем северном углу участка были пробурены две единичные разведочно-эксплуатационные скважины (№1(3) и №2) в 95 метрах друг от друга с подсчетом запасов по категориям В и C_1. Если в первой из них был выполнен полный комплекс необходимых исследований, то во второй – до гл.213м бурение велось без отбора керна, и пласты каменной соли, естественно, не опробованные, на этом интервале зафиксированы лишь по данным каротажа.

В 1992-1993гг. нами пробурены 2 разведочные (№4 и 5) и одна разведочно-эксплуатационная (№6) скважины на южной части участка, в 240-300 метрах от вышеупомянутых. Расстояние между 4-ой и 5-ой скважинами составляет 184м, а 4-ой и 6-ой – 55м.

2. Процент выхода керна из полезной толщи составляет 84-86%, что близко к требованиям Инструкции.

3. Горно-геологические условия разработки участка (водоносность, состояние кровли и т.д.) благоприятные.

4. Опробованы все скважины, кроме пятой. Однако следует отметить, что по данным первичной документации, геологические результаты здесь предпочтительнее, чем в скважинах 4 и 6. Из-за трудностей технического порядка каротаж проведен только на разведочно-эксплуатационной скважине №6.

5. По данным всех скважин, пласты каменной соли обнаружены под всей территорией северной части «Наирита», причем сум-

марная их мощность постепенно увеличивается в западном, северо-западном и северном направлениях – от 65м(скв.6) до 89 (скв.5) и 106.5м (скв.2).

6. На южной стороне участка «Наирит» строение соленосной толщи значительно однообразнее. В разрезах скважин №№4 и 6 в общем насчитывается 6 соляных пластов (групп пластов), расположенных почти на одинаковом гипсометрическом уровне. В то же время, в скв.№5 к ним снизу прибавляется 7-ой соляный пласт, мощностью 8м, расположенный на более низком гипсометрическом уровне. Разрезы двух северных (№№1(3) и 2) скважин, хотя и близки друг к другу, но значительно отличаются от южных разрезов. Соляные пласты здесь разбросаны на большем интервале глубин, многочисленны (до 15-16) и относительно небольшие по мощности, хотя общая их мощность все же большая.

Отмеченные некоторые разнообразия геологического разреза и степени разведанности вынуждают нас на порядок снизить категории запасов. Для блоков вокруг скважин №№1(3), 4,6, а также нижнего этажа (ниже интервала 213м), разреза скважины №2 принята категория запасов В, а для скважины В 5 и верхнего этажа (выше интервала 213 м) разреза скважины №2 – категория C_1.

Значения суммарной мощности соляных пластов на разных частях многоугольных блоков определены способом интерполяции и экстраполяции, при этом предполагается, что изменение мощности соляных пластов по латерали происходит равномерно. Средняя общая мощность для каждого блока определяется среднеарифметическим способом: $x=(x_1+x_2+x_3)/3$.

Для определения объемной массы каменной соли использовано среднеарифметическое значение по скважинам №№1(3) и 2 (А.А. Захарян, 1963) – 2.03т/куб.м, а также определения по 39 единичным пробам из скв.№№4 и 6. Среднее арифметическое значение объемной массы каменной соли по всему месторождению участка «Наирит», таким образом, выведено 2.11 т/куб.м.

Общая площадь подсчета запасов по участку «Наирит» составляет 138613 кв.м, в том числе балансовых запасов – 37901 кв.м и забалансовых – 101512 кв.м.

Подсчитанные запасы каменной соли по группам и категориям запасов следующие:

Общие запасы, всего –20920873 т, в том числе по кат. В – 12764130т, C_1 – 3156743т.

Балансовые запасы, всего 4376078, в том числе по кат. В – 3454008т, C_1 – 922070т.

Как известно, каменная соль на «Наирит»-е будет извлекаться путем скважинного выщелачивания, причем технически возможные наиболее безопасные радиусы будущих камер выщелачивания на основании имеющегося опыта принимаются в размере 35м, с 5-метровой внешней зоной ослабленных пород. Одной из эксплуатационных скважин будет скв.№6. Предполагается пробурить и подготовить еще две других эксплуатационных скважины (№№7,8) в пределах контура балансовых запасов между скважинами 6,1(3) и 2, с тем расчетом, чтобы между ними сохранились 25-метровые полосы безопасности.

Эксплуатационные запасы каменной соли по трем этим скважинам составляют всего 2005937 т, в том числе по кат. В – 1616313 т, C_1 – 389624 т.

Заключение

Завершая изложение собранного нами за короткое время материала о геологическом строении южной части территории города Еревана, мы все же думаем, что поставленную перед нами задачу выполнили: открыли и изучили, подсчитали запасы, подготовили к эксплуатации небольшое месторождение каменной соли непосредственно на территории НПП «Наирит». Помимо этого был установлен ряд интересных уникальных геологических фактов, выдвинуто много новых положений и суждений о строении и вещественном составе различных вулканических толщ, а также общей новейшей тектонической структуре этого региона, часть из которых перечисляется ниже:

1. Территория южной части города Еревана представляет собой выровненную четвертичными наносными отложениями поверхность новейшей тектонической впадины, окруженную «амфитеатром» более высокорасположенными верхнеплиоцен-нижнечетвертичными лавовыми плато (с север-северо-востока), сильно дислоцированными песчано-глинистыми толщами олигоцен-миоцена (с востока и юго-востока).

2. Склоны Ереванского «амфитеатра» с севера и северо-востока значительно крутые и ступенчатые, осложненные четвертичными флексурами – разломами амплитудой до 250м.

3. С юго-западной стороны Ереванская впадина постепенно приоткрывается в обширную Араратскую котловину, хотя на глубине – на уровне складчатого фундамента эта граница снова выражена четкой ступенью Паракар-Норагюхского выступа.

4. В пределах Еревана установлены новейшие и современные разрывные структуры – Паракарский, Джрвежский и Нубарашенский (кладбищенский) активные сбросы амплитудой от 1-2 до 150-200м, а также Арабкирская и Норкско-Марашская крупные флексуры-сбросы амплитудой до 250-300м.

5. В черте Еревана, особенно в северной его части, где зафиксированы максимальные мощности пластов каменной соли (до 1000 и более м), очень широко распространены элементы соляной тектоники: соляные купола, антиклинали, компенсационные прогибы, синклинали со сброшенными крыльями, с антецендентно прорезанными сводами.

По-видимому, само образование Ереванской впадины с крутыми флексурно-сброшенными бортами, осложненными рядом крупных оползневых структур, обусловлено явлениями соляной тектоники.

6. Установлена четкая граница Ереванского соленосного бассейна, прослеженная по линии Джрвеж – оз.Тохманхан – Нор Ареш – Шинный завод – широта центральной части территории «Наирита» – северн.край Норагавита – Чарбах – Паракар и т.д.

7. В пределах территории НПП «Наирит» мощность гипсо-соленосных отложений и пластов каменной соли, в частности, постепенно увеличивается в северном и северо-западном направлениях – фиксируя максимальные мощности каменной соли в районе ст. метро «Горцаранаин» до 106.3м.

8. На территории НПП «Наирит» гипсо-соленосные отложения и пласты каменной соли встречены во всех 5-и пробуренных скважинах, непосредственно под четвертичными аллювиально-пролювиальными наносными отложениями, на глубинах соответственно 60-70м (гипсо-соленосная свита) и 143.5-154м (пласты каменной соли).

9. Количество пластов каменной соли постепенно увеличивается в северном и северо-западном направлении от 6-7 (скважинами №№4, 5, 6) до 15-16 (скважинами №№1(3), 2).

10. Разрезы вновь пробуренных всех трех скважин, расположенных вдоль широты главных ворот «Наирита», почти полностью повторяют друг друга лишь с некоторым увеличением мощности (на 20м) и количества (на 1м) пластов каменной соли в скважине №5. Между тем, структура соляных пластов северных (№№ 1(3), 2) скважин несколько другая – здесь пласты соли относительно маломощные, но в большом количестве, поэтому и здесь их общая мощность на 10-15м больше.

11. Наличие пластов каменной соли на небольшой глубине под северной частью территории «Наирита» с благоприятными гидрогеологическими условиями позволяет разведывать и оконтуривать небольшое месторождение каменной соли с общими запасами 20920873т, в том числе по катег. В – 127641130т и C_1 – 8156743т. Из этого числа в балансовые запасы включены 4376078т, в т.ч. по кат. В – 3454008т и C_1 – 922070т.

Месторождение каменной соли на территории НПП «Наирит» будет эксплуатироваться способом скважинного выщелачивания.

12. Из-за густой застроенности территории «Наирита» максимально возможное количество эксплуатационных скважин без ущерба окружающей среде – 3, при максимально допустимом радиусе камер выщелачивания не более 35м. При этом между этими скважинами должна оставаться полоса безопасности шириной не менее 25м.

Эксплуатационные запасы соли по трем этим скважинам составляют 2005937 т, в том числе по категории В – 1616313т и C_1 – 389624т. Это количество вполне устраивает НПП «Наирит» для обеспечения производства при частых аварийных отключениях основного рассолопровода из Балаовитского месторождения.

Литература к главе 3.1

1. Абих Г. Геологические наблюдения в нагорной стране между Курой и Араксом. Пер. Л.М. Маркова. Зап. Кавказск. отд. Русск. геогр. общ., кн.VIII, 1873.

2. Абих Г. Геология Армянского нагорья. Западная часть. Орографическое описание. Зап. Кавказск. отд. Русск. геогр. общ., кн.XXI, 1899.

3. Авакян Л.А., Алексеева Л.И. Первая находка палеолоксодонтного слона в Армении. Известия АН Арм.ССР, Науки о Земле, т.12, №1-2, 1966.

4. Адамян А.А. Базальты. В кн. «Геология Армянской ССР», т. IV, Петрография, вулканические породы. Изд.АН Арм. ССР, 1970.

5. Амроян А.Е. Ереванский соленосный бассейн. Труды Арм.геол.управления, №1, 1957.

6. Аракелян Р.А. Стратиграфия древнего метаморфического комплекса Армении. Известия Ан Арм.ССР, сер.геол. и геогр.наук, т. X, №5-6, 1957.

7. Арзуманян С.К. Новые данные о тектонике Ереванского соленосного бассейна. Известия АН Арм.ССР, геол.и геогр.науки, т. XV, №2, 1962.

8. Арзуманян С.К. Схема составления разрезов верхнеолигоценовых и неогеновых образований Октемберянского, Ереванского и Нахичеванского прогибов. Известия АН Арм.ССР, геол.и геогр.науки, т. XV, №4, 1962.

9. Асланян А.Т. К истории происхождения Араратской котловины. ДАН Арм.ССР, т. XI, №1, 1949.

10.Асланян А.Т. О возрасте вулканогенной толщи центральной части Малого Кавказа. Известия АН СССР, сер.геол., №6, 1949.

11.Асланян А.Т. Стратиграфия вулканогенных пород Приереванского района. ДАН Арм.ССР, т. XI, №5, 1950.

12. Асланян А.Т. Багдасарян Г.П., Ширинян К.Г. Об одном ключевом разрезе для понимания взаимоотношений третичных вулканогенных толщ Армянского нагорья. Науки о Земле, т. XXXI, №6, 1978.

13. Асратян В.П. Основные литолого-петрографические черты флишевых отложений Приереванского района. Сб. Научн. тр. Ер.гос. ун-та, т.37, 1952.

14. Богачев В.В. К вопросу о геологическом возрасте некоторых третичных свит Армении. Изв.АН СССР, сер.геол., №4, 1940.

15. Габриелян А.А. К стратиграфии третичных отложений Армении. ДАН СССР, т. XXXII, №6, 1941

16. Габриелян А.А. К вопросу о сармате Армении. Известия Арм.ФАН СССР, сер.естеств.наук, №1, 1943.

17. Габриелян А.А. К стратиграфии олигоценовых отложений Армении. ДАН Арм.ССР, №2, 1945.

18. Габриелян А.А. Третичные отложения Котайкского района Арм.ССР, Изд.АН Арм.ССР, 1947.

19. Габриелян А.А. О стратиграфическом положении и возрасте долеритовых базальтов Приереванского района. ДАН Арм. ССР, №1, 1948.

20. Габриелян А.А. Палеоген и неоген Армянской ССР. Исд.АН Арм.ССР, 1964.

21. Гаспарян И.Г. Краткая петрографо-минералогическая характеристика третичных образований Приереванского района. Изв.АН Арм.ССР, сер.геол. и геогр.наук, №3, 1958.

22. Заварицкий А.Н. Изверженные горные породы. Изв.АН СССР, М.1955.

23. Захаров В.Ф. Гидрогеология Ереванской низменности,. Материалы к общ. схеме использ. водн. ресурс. Куро-Аракс. басс., вып.8, 1931.

24. Инструкции по применению классификации запасов к месторождениям полезных ископаемых солей., М., 1984.

25. Месропян А.Н. Геологическое строение Армянской ССР и перспективы нефте-газоносности. Тр.ВНИГРИ, т. I, 1958.

26. Месропян А.Н. Крупнейшая залежь каменной соли в Армении. Изв.АН Арм.ССР, сер.геол. и геогр.наук, т. XII, №1, 1959.

27. Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. Изд. Недра, М.1968.

28. Паффенгольц К.Н. Ответ на критику В.В.Богачева. Изв. АН СССР, сер.геол.вып.5, 1940.

29. Паффенгольц К.Н. Геология Армении (на арм.яз.). Айпетрат. 1948.

30. Паффенгольц К.Н. К стратиграфии третичных отложений восточной Анатолии и СЗ Ирана, Изв. АН СССР, сер.геол., 5, 1952.

31. Саакян-Гезалян И.А. К вопросу об историческом развитии мелких фораминифер в третичном бассейне (филогения из третичных отложений Арм.ССР). Изв.АН Арм.ССР, сер.геол. и геогр.наук, т.VIII, 16, 1955.

32. Саядян Ю.В. Верхнеплиоценовые и четвертичные образования Армении и граница между ними. В кн. «Граница между неогеновой и четвертичной системами в СССР». М., Наука, 1987.

33. Харазян Э.Х. Долеритовые базальты Севанского бассейна и некоторые вопросы новейшего вулканизма Гегамского нагорья. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, №2, 1975.

Рукописная

1.Акопян Л.Г., Вардазарян Э.Г. Отчет о результатах поисково-оценочных работ на Егвардском участке Приереванского месторождения каменной соли, проведенных в 1989-91гг. в Наирийском районе Республики Армения. Армгеолфонд, 1991.

2.Амроян А.Б., Туманян Н.И. Приереванский соленосный бассейн.Сводн.отчет по работам 1949-1957гг. Фонды АрмГУ, 1957.

3.Асланян А.Т. Карапетян К.И., Саядян Ю.В. Сводная геологическая карта города Еревана и его окрестностей М1:25000. Библ.ИГН АН Арм.ССР, 1981.

4.Демехин А.П. К вопросу о происхождении соляного источника в балке Шорджридзор по работам 1936г. Фонды Арм.ГУ, 1937.

5.Документация буровых скважин, пробуренных различными организациями на территории г.Еревана. Номера скв.1-10000 в 7-и томах. Библ.Арминжпроекта.

6.Захарян А.А. Отчет о результатах бурения эксплуатационной скважины на территории з-да им.Кирова для временного рассолоснабжения с подсчетом запасов каменной соли. Фонды Арм.ГУ, 1960.

7.Захарян А.А. Отчет о результатах бурения в 1963г. эксплуатационной скважины №2 на территории завода им.Кирова. Фонды Арм.ГУ, 1963г.

8.Месропян М.О., Тунян И.И. и др. Инженерно-геологические и гидрогеологические условия территории Большого Еревана. Фонды Арм.ГУ, 1964.

3.2 ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА АРМЯНСКОЙ АЭС

Введение

Согласно договору с Институтом Армэнергосейсмопроект Геолого-геофизической экспедиции было поручено проведение геолого-съемочных работ масштаба 1:10000 в районе Армянской АЭС, на территории радиусом в 5 км. Как особо подчеркивалось в техническом задании, основное внимание должно быть обращено на изучение новейшей и современной тектонической активности всего региона, а также состояние многочисленных вулканических аппаратов, на подножье одного из которых построен комплекс АЭС.

Необходимость проведения крупномасштабной геологической съемки предусматривалась по плану подготовительных работ к расконсервации Армянской атомной электростанции, закрытой в 1990г. после сильнейшего Спитакского землетрясения.

Геологическая съемка является важнейшей составной частью большого комплекса геологоразведочных работ для оценки вероятной сейсмической и вулканической опасности всего региона АЭС.

Изученный район, общей площадью около 100 кв.км, располагается на южном подножии крупнейшего Арагацского вулканического массива, в пределах Шамирамского лавового плато. В административном отношении – это стык территории Армавирского, Аштаракского и Эчмиадзинского районов.

Рельеф местности типичный вулканический, бронирован мощными лавовыми покровами и потоками с волнисто-бугристой, глыбовой, слабо волнистой каменистой поверхностями и насаженными на них многочисленными крупными конусами и небольшими куполами вулканических аппаратов. На этом фоне отдельные участки плато достаточно выровнены и снивелированы игнимбритовыми туфовыми покровами, часто с толстым слоем каменистой почвы. Абсолютные отметки лавового плато постепенно понижаются с севера на юг от 1100 до 850 м. Отдельные высокие вершины вулканов поднимаются до 1200 м абсолютной высоты. На южной границе изученной территории лавовое плато постепенно (местами с не-

высокими уступами) погружается под озерно-аллювиальный комплекс Араратской котловины.

Район абсолютно безводный с типичным полупустынным климатом. Постоянный поверхностный сток отсутствует. Редкая овражная сеть оживает только в короткие периоды раннего весеннего снеготаяния. Единственные водные источники расположены на крайнем юге, где из-под лавовых карнизов бьют крупные айгрличские, а также севджурские и другие родники, заболачивающие обширные ближайшие пространства Араратской равнины.

Средняя температура в январе от -1 до -6°С, в июле 25-26.5°С. среднегодовое количество осадков 250-300 мм.

Ввиду неблагоприятных природных условий этот район экономически слабо освоен, именно поэтому здесь в свое время была построена АЭС. На обширной северной части района расположен единственный населенный пункт – пос. Нор Едесия со своими фруктовыми садами и виноградниками на разрозненных клочках туфовых покровов. На юге расположен поселок атомщиков Мецамор и село Акналич, также с ограниченными сельскохозяйственными угодьями.

По югу района проходит автомагистраль Ереван-Армавир с двумя (с востока и запада) отходящими ветвями в сторону АЭС. Со столицей РА г.Ереваном АЭС связана также железной дорогой. Расстояние до Еревана автомобильной дорогой – 45 км.

В целом, район относится к категории средней проходимости и средней сложности геологического строения.

Вся территория обеспечена крупномасштабными аэрофотоснимками хорошего качества. Для геологического картирования были использованы топографические планшеты масштабов 1:5000 и 1:10000, изготовленные по спец.заказу в Армянском институте геодезии и картографии.

Вся работа находилась под постоянным вниманием высших правительственных органов РА. Два раза в месяц основные результаты рассматривались на рабочих совещаниях при НТС Института Армэнергосейсмопроект.

3.2.1. История геологической изученности

Начало геологического изучения Арагаца относится к середине прошлого века и связано с именем неутомимого исследователя Армянского нагорья, российского академика, немецкого ученого Г.Абиха. В его работах (1873, 1899) содержится очень богатый материал по Арагацу. Г.Абих считал Арагац и Арарат самыми мощными четвертичными вулканами Армянского нагорья, возникшими в центре его центрального наибольшего понижения в результате изгибов и разрывов земной коры. Вулканические породы Арагаца Г.Абих расчленил на ряд разновозрастных покровов и потоков, обосновал их четвертичный и, частично, третичный возраст. Некоторые представления Г.Абиха о генезисе Арагаца и возрасте его продуктов не потеряли свою научную актуальность и поныне.

Много ценных данных о стратиграфии, тектонике и геоморфологии Армянского нагорья и, в частности, Арагацского массива содержатся в трудах Ф.Освальда, А.Гукасова, А.В. Пастухова и др.

Интересны представления Ф.Освальда (1916) о складчато-глыбовом строении Армянского нагорья, о связи новейшего вулканизма с крупными разломами и т.д. Вулкан Арагац Ф.Освальд (1910) связывал с близмеридиональным разломом по линии Арарат – Арагац – Мокрые горы.

А.В. Пастуховым (1896) впервые установлены следы древнего оледенения на Арагаце.

Учитывая важную потенциальную роль Арагацского вулканического массива в водоснабжении окружающих засушливых территорий и в связи с освоением новых земельных массивов на южных подножиях горы, с конца 20-х годов начались планомерные исследования Арагаца.

В 1927-30гг. здесь работала специальная экспедиция АН СССР под руководством акад. Ф.Ю. Левинсон-Лессинга. Геолого-петрографическое изучение проводилось П.И. Лебедевым, геоморфологическое Б.И. Личковым, гидрогеологическое – С.И. Каплаком, геофизическое В.И. Поповым.

По П.И. Лебедеву (1931), Арагац представляет собой сложное полигенное вулканическое сооружение, возникшее в конце третичного и в начале четвертичного времени в результате трех циклов

вулканической активности. Каждый цикл начинался основными лавами и завершался кислыми.

В 1937-38 гг. изучением Арагаца занимался К.Н. Паффенгольц (1939, 1940, 1947, 1964). Высказывая мнение о более древнем – олигоценовом возрасте большинства вулканических толщ Арагацского нагорья, К.Н. Паффенгольц категорично высказался о вулканическом происхождении последнего. Арагац, по его мнению, представляет собой крупную брахиантиклиналь общекавказского простирания, сложенную олигоценовыми вулканитами и лишь частично плащеобразно перекрытую четвертичными туфами и лавовыми покровами. Мощность олигоценового основания Арагаца, по К.Н. Паффенгольцу, достигает 1.5км и более.

По оригинальному представлению А.Л. Рейнгарда (1939), Арагац – это куполовидное брахиантиклинальное поднятие, в глубине которого вероятно скрыта интрузия.

По С.П. Балаяну (9149, 1969), куполовидное брахиантиклинальное поднятие Арагаца в апикальной части прорвано экструзией дацитов с последующим образованием кальдеры взрыва на месте современного вершинного цирка.

Согласно взглядам Г.С. Горикова (1961), Арагац имеет сложное строение типа «Сомма-Везувий».

Проблемы происхождения и строения Арагаца были освещены также в региональных работах А.А. Габриеляна (1959, 1964) и А.Т.Асланяна(1950, 1958). Первый автор считал Арагац крупным верхнеплиоцен-четвертичным вулканом с долеритовыми базальтами в основании. Согласно взглядам А.Т. Асланяна, извержения туфовых-туфолавовых толщ на Арагаце связано как с центральным вершинным кратером вулкана, так и с многочисленными небольшими шлаковыми центрами (кызылами), разбросанными на его склонах.

Анализируя характер залегания четвертичных туфовых покровов на современном достаточно сильно расчлененном рельефе южных и западных склонов Арагаца, А.И. Месропян (1951) пришел к интересному выводу о направлении перемещения горячих пирокластических потоков (туч), с запада на восток со стороны Карсского плато.

В 1957-1964 гг. систематическе изучение всего Арагацского вулканического массива проводил В.М. Амарян (1963, 1964 и др.).

Одним из существенных результатов работ В.М. Амаряна является составленная им впервые геологическая карта массива горы Арагац М1:50000 и многочисленные послойные разрезы лавовой толщи Арагаца, позволившие проводить более детальное стратиграфическое расчленение арагацских вулканитов, обосновать возрасты отдельных толщ, установить петрохимический характер разнообразных лав и пирокластов, обсуждать вопросы происхождения и эволюции магм, питавших Арагацский вулкан. По данным В.М. Амаряна, в строении вулканической толщи Арагаца выделяются образования 5-и циклов деятельности вулкана, каждый из которых (как предполагал еще П.И. Лебедев) начинается выбросами более кислых пирокластов, сменяющихся затем относительно основными и средними лавами с общей тенденцией увеличения кислотности пород вверх по разрезу. В.М. Амаряном специально были изучены более 100 отдельных шлаковых, шлаково-лавовых моногенных вулканических центров, а также большое разнообразие туфовых-туфолавовых покровов.

Туфовые-туфолавовые образования Арагаца были изучены также А.А. Адамян (1951) и К.Г. Ширинян (1961). Четвертичные туфовые и туфолавовые покровы К.Г. Ширинян расчленил на разные генетические и петрографические типы. Причем, большинство из них, по мнению, К.Г. Ширинян, имеют трещинное происхождение – связаны с многочисленными радиальными трещинами (сухими долинами-селями) на склонах Арагаца.

Специальные работы по изучению петрографии, геохимии и минералогии лав южного и юго-западного склонов Арагаца проводил Ю.Г. Гукасян (1976, 1985). Детально проанализировавший весь материал по строению и составу лавовых толщ в бассейнах рр. Касах, Амберд и Ахурян (низовья), Ю.Г. Гукасян пришел к выводу об отсутствии типичных долеритовых базальтов в основании разреза арагацских лав. Долеритовые базальты, встреченные в бассейне Ахуряна, не имеют никакой связи с Арагацом, а затекли сюда из верховьев Ахуряна – из района Мокрых гор.

Некоторые регионально геологические работы были выполнены в разное время на самом юге изученной территории – уже в пределах Араратской котловины, особенно в связи с многолетним производством нефте-газопоисковых работ.

В 1949г. А.Т. Асланяном и А.А. Асатряном на крайне северо-западной части Октемберянского района были проведены геологосъемочные работы масштаба 1:50000. Такие же работы в пределах Эчмиадзинского и восточной части Октемберянского районов проводил Дж.А. Оганесян.Многолетние (1947-1975гг. и в настоящее время) нефте-газопоисковые работы в пределах Араратской котловины хотя и не дали положительного результата, но позволили значительно расширить наши знания о глубинном геологическом строении покрытой целиком новейшими отложениями Араратской котловины. За этот период в пределах котловины и южных и юго-западных подножий Арагацского массива было пробурено более 120п.км буровых скважин, в т.ч. ряд глубоких (до гл. 5 км). Материалы по этим скважинам изучены и интерпретированы А.И. Месропяном, К.Б. Мелик-Бархударовым, Дж.А. Оганесяном, А.Р. Арутюняном, С.К. Арзуманяном, А.А. Тащяном и др., разработавшими новые схемы стратиграфического расчленения неогеновых отложений, составившими структурные, структурно-тектонические карты. Все материалы по нефте-газопоисковому бурению (геолого-геофизические, литологические, тектонические и др.) за весь начальный период обобщены в сводном отчете А.Р. Арутюняна, А.А. Тащяна и др. (1976).

Нефте-газопоисковые работы были возобновлены в 1983г., пройдены параметрические скважины Октемберян-1 и Баграван-1. Самая глубкая на территории Республики Армении бур.скважина Октемберян-1(гл.5км) вскрыла неоген-четвертичные отложения мощностью 3225м и далее вошла в спилит-диабазовый (мощн. 407м) и габбро-норитовый комплексы мелового (?) возраста. В породах последнего комплекса на глубине 4333-4388м обнаружена азотно-метановая горючая смесь, дебитом 30 тыс.куб.м/в сутки. В газе установлено промышленное содержание гелия-0.14%. Результаты этих последних нефте-газопоисковых работ обобщены Ю.Р. Каграмановым, К.А. Агамаляном и др. (1987, 1989).

В изученном районе проводились интенсивные разведочные работы на воду – исследования гидрогеологических условий, режима и формирования подземных вод Араратской котловины и предгорий Арагацского вулакнического массива. Гидрогеологические работы сопровождались бурением многочисленных (более 100) структурных и поисково-эксплуатационных скважин, давших боль-

шое количество питьевой и технической воды. Материалы по этим исследованиям обобщены в отчетах и опубликованных работах Г.Г. Оганезова, К.Ф. Орфаниди, А.Г. Манукяна, А.Б. Амрояна, Н.И. Долухановой, А.Т. Тер-Мартиросяна, П.Т. Саркисяна и др.

Различными геологоразведочными организациями проводились разведочные и исследовательские работы по изучению строительных и технологических материалов (песок, глина, гравий, туф, базальт и др.) /П.А. Антипов, Г.А. Пилоян, А.Т. Усенко и др./.

В изученном районе северной части Араратской котловины и южных подножий Арагацского массива были выполнены геофизические исследования различными методами (магниторазведка, гравиразведка, сейсморазведка, электроразведка).

В 1946г. А.Т. Донабедовым были проведены гравиметровые пересечения Малого Кавказа, по материалам которых Э.Б. Аджимамудовым была составлена гравиметрическая карта Армении М1:1000000, где Арагацский массив попадает в переходную зону центрального минимума и юго-западного Араксинского максимума силы тяжести. В дальнейшем территория Араратской котловины и сопредельные участки Арагацского вулакнического массива покрылись гравиметрической съемкой более крупных масштабов – 1:200000, 1:1000000-1:50000(Ш.С.Оганесян, Ц.Г.Акопян, Л.К. Татевосян и др.). По этим исследованиям отчетливо установлена прямая зависимость интенсивности локального гравитационного поля от рельефа верхнепротерозойского фундамента, где отрицательные аномалии наблюдаются над погружениями фундамента, а положительные, соответственно, над выступами.

Начиная с 1963гг., ВИРГ-ом проводились аэрогеофизические (аэромагнитные, аэрогаммаспектрометрические) исследования М1:25000 (Г.А. Русаков, Г.А. Сироткина, Т.М. Сироткин и др.).

В 1963г. были проведены комплексные электроразведочные работы – ДЭЗ, ВЭЗ, ТТ, МТЗ, МТП и др. (Л.А. Саркисян, А.М. Асланян, Е.Г. Гулоян, Г.А. Погосян и др.). В Араратской котловине и в предгорьях Арагацского массива этими методами определены мощности лавовых покровов, установлены определенные геоэлектрические горизонты (водоупорные поверхности гипсо-соленосных и глинистых толщ, кристаллического фундамента и т.д.).

Сейсморазведочные работы МОВ и КМПВ в Армении начали проводиться с 1951г., что также было связано с нефте-газопоис-

ковыми работами в пределах Араратской котловины. В районах, свободных от лавовых покровов, удалось установить некоторые глубинные границы, интерпретация которых, однако, без данных буровых скважин практически невозможна.

В 1967 Тематической партией Армгеолуправления был обобщен сейсмический материал по Араратской котловине, составлены схематические структурные карты с выделением трех условных отражающих горизонтов по подошве четвертичных лав, гипсо-соленосной и пестроцветной толщ миоцена-олигоцена (И.Б. Осипова и др.).

В 1967-68гг. сотрудниками ВНИИГеофизика (Е.В. Егоркина, И.В. Гератовская и др.) станцией «Земля» проводилось изучение глубинного строения территории Армении с установлением мощности земной коры и характера грани между крупными геотектоническими зонами.

С 1975г. сейсмические работы МОВЗ с применением станции «Черепаха» были проведены в пределах Араратского и Ширакского сейсмопрогностических полигонов (И.Б. Осипова, К.Х. Арменакян и др.). Построены геолого-геофизические модели земной коры М 1:200000 и схематическая карта поверхности фундамента Араратского полигона.

3.2.2. Стратиграфия

Изученная территория района Армянской АЭС полностью покрыта новейшими вулканическими и континентальными осадочными породами. О более древних комплексных породах, погребенных под этим панцирем, можно судить только по данным глубоких буровых скважин, пробуренных в разное время на северном обрамлении Араратской котловины в связи с нефте-газопоисковыми и гидрогеологическими работами. Большинство скважин пробурило лавовые покровы, различные подстилающие их комплексы и на глубинах в несколько км вошли даже в метаморфический субстрат. Одна из таких максимально информативных буровых скважин №8-Зейва расположена на юго-восточной чсти изученной территории, в 3.5 км к юго-востоку от АЭС, на восточной стороне дороги, ведущей к АЭС, у абрикосового сада.

В разрезе бур.скв.№8-Зейва под плиоцен-четвертичными лавовыми покровами, общей мощностью 360м, зафиксированы мощные, около 1800м, морские и лагунно-континентальные моласовые отложения миоцена, которые на глубине 2140м резко несогласно подстилаются различными метаморфическими сланцами верхнего протерозоя. По последним породам буровая скважина прошла лишь первые 44м.

В скважине №4-Лукашин, пробуренной на северной стороне пос.им.Лукашина Армавирского района, в местности Калакут, в 11 км к западу от ААЭС повторяется тот же разрез, но мощность миоценовых отложений здесь превышает 2.5км, и метаморфические сланцы протерозоя встречены лишь на глубине 2865м.

В разрезе буровой скважины №8-Зейва, расположенной в 9км к ЮВ от АЭС под миоценовыми отложениями на глубине 2200м развиты флишоидные породы палеоцена, по которым скважина прошла около 650м, так и не пробуривая их.

В центральной части Араратской котловины в 12км к югу южного края изученного района буровая скважина №5-Маркара под миоценовыми отложениями на глубине 1790м вскрыла вулканические породы основного состава, условно отнесенные к спилит-диабазовому комплексу мелового возраста.

Верхний протерозой. Метаморфические породы верхнего протерозоя, вскрытые в разрезе буровой скважины №8-Зейва на глубинах 2140-2204м, представлены двуслюдяными гранатовыми, кварцево-гранатовыми, кварц-гранат-ставролитовыми двуслюдяными сланцами. Преобладающий цвет этих пород зеленовато-серый, желто-серый и серый с зеленоватым оттенком. Графитизированные разности имеют более темные окраски.

На поверхности верхнепротерозойский комплекс метаморфических пород обнажается в Цахкуняцском хребте, где, по данным В.А.Агамаляна (1989), подразделяется на две разновозрастные серии. По степени и фациям метаморфизма погребенные сланцы Араратской котловины наиболее близки к породам нижней серии Цахкуняцского массива. Это полиметаморфическая гнейсово-кристаллическая пересланцованная метаморфическая формация, претерпевшая рифейский (?) метаморфизм амфиболитовой фации и наложенный на него байкальский (?) диафторез в фации зеленых сланцев.

Восстановление исходного состава сланцев нижней серии Цахкуняцского массива после «снятия» метаморфизма, по мнению В.А. Агамаляна, показывает, что первоначально это были псаммитово-пелитовые отложения с восходящей последовательностью: глинистые песчаники (свита пятнистых слюдистых сланцев)- глинистые песчаники и песчаники (свита кварц-мусковитовых сланцев) – черные битуминозные глины (свита графитоносных андалузит-гранатовых кварц-слюдистых сланцев).

Возраст этих пород определен радиологически – 600 млн. лет (Г.П. Багдасарян и др., 1985).

Миоцен. К миоцену относится весь разрез буровой скважины №8-Зейва, заключенный между верхнеплиоцен-четвертичным вулканическим и верхнепротерозойским метаморфическим комплексами на интервале глубин 360м-2140м. По возрасту и литологическому составу среди миоценовых отложений здесь выделяются нижнемиоценовая ацаванская, среднемиоценовая джрвежская (гипсо-соленосная) и верхнемиоценовая (верхнесарматская) разданская свиты.

Нижний миоцен, ацаванская (красноцветная, пестроцветная) свиты. Отложения ацаванской свиты на поверхности широко развиты в Приереванском районе, в Шорахпюрской долине в окрестностях с.Ацаван Абовянского района. Здесь ацаванская свита мощностью 600-700м с угловым несогласием перекрывает нижне-среднеолигоценовую шорахпюрскую свиту.

По литологическому составу в ацаванской свите выделяются две подсвиты: нижняя и верхняя. Нижняя подсвита сложена преимущественно песчаниками, конгломератами, галечниками, а верхняя – глинами и алевролитами. Преобладающая окраска пород красновато-бурая (глины, конгломераты, галечники), желтовато-бурая, зеленовато-серая, желтовато-серая (песчаники, алевролиты). Состав обломков полимиктовый, в нем участвуют туфы, туфопесчаники, различные эффузивы, яшмы, халцедон. Размеры галек – до 15-20см. Характерным минералом тяжелой фракции глин, по данным А.И. Месропяна и И.Г. Гаспарян, являются гематит и магнетит (более 40%), а также биотит и циркон. В легкой фракции присутствуют кварц и полевые шпаты. Обломки в песчаниках состоят из кварца (20-50%) и полевых шпатов (25-60%), а также вторичных

минералов – эпидота, кальций-карбоната, играющих главную роль в цементе.

Возраст ацаванской свиты определяется стратиграфическим положением: свита несогласно перекрывает олигоценовую шорахпюрскую свиту и сама согласно перекрывается джрвежской свитой среднего миоцена. Наиболее определен возраст аналога ацаванской свиты – продуктивной свиты Нахичеванской мульды, где последняя расположена в разрезе между фаунистически охарактеризованными отложениями тархан-чркрака (Ш.А. Азизбеков, 1961). Исходя из этого факта, А.А. Габриелян (1964), для ацаванской свиты принимает приемлемым возраст верхнего олигоцена-нижнего миоцена. Однако А.Т. Асланян (1958), принимая во внимание залегание ацаванской свиты на шорахпюрскую с определенным перерывом, ограничивает ее возраст нижним миоценом.

Мощность пород ацаванской свиты в разрезе бур.скв. №8-Зейва – 530м.

Средний миоцен(караган-конк), джрвежская свита. В разрезе бур.скв. №8-Зейва отложения гипсо-соленосной джрвежской свиты занимают интервал 890-1610м. Они встречены также почти во всех буровых скважинах центральной и восточной частей Араратской котловины, Шамирамского, Егвардского и Котайкского лавовых плато. В естественных обнажениях гипсо-соленосные отложения известны в районе с.Паракар, на правом склоне ущелья р.Джрвеж, а также на правобережье р.Аракс в Кохбе (Западная Армения) и в Нахичеванской мульде. На восточной и центральной частях Араратской котловины, а также в Приереванском районе гипсо-соленосные отложения непосредственно залегают на нижнемиоценовую ацаванскую свиту и перекрываются, в свою очередь, глинистыми толщами верхнего миоцена (верхн.сармата). Максимальные мощности гипсо-соленосных отложений зафиксированы в разрезе бур. скв. №12-Неджрлу-1348м и №2-Масис-1285м. Мощность гипсо-соленосных отложений в Аванской опорной бур.скв.№1 более 1000м.

В западной части Араратской котловины гипсо-соленосные отложения постепенно, уменьшаясь в мощности, фациально замещаются терригенными среднемиоценовой октемберянской свиты.

Между Ереванским и Приараксинским прогибами, в пределах погребенного Паракар – Енгиджинского выступа метаморфи-

ческого фундамента мощность гипсо-соленосных отложений резко уменьшается до 40-50м, а затем, к югу снова увеличивается.

По литологическому составу в разрезе гипсо-соленосной свиты можно выделить 3 подсвиты: нижнюю ангидритовую, среднюю соленосную и верхнюю гипсоносную.

Ангидритовая подсвита имеет относительно небольшие (30-60м) мощности и локальное распространение. Она сложена серыми, местами бурыми глинами с прослоями ангидрита. Залегает на ацаванскую свиту с постепенными переходами.

Наиболее мощная (до 1000м и более) соленосная подсвита представлена пластами каменной соли мощностью до 100-125м, перемежающимися с пачками и пластами темно-серых, зеленоватых, желтовато-бурых соленосных глин. В нескольких буровых скважинах района Аванского соляного купола зафиксировано внедрение в нижние горизонты соленосной подсвиты мощного до 200м пласта темно-серых плотных, но достаточно трещиноватых авгитовых базальтов (эссекситового диабаза по А.Н. Заварицкому). По наблюдениям А.И. Месропяна в контакте базальтов глины обожжены в желтовато-бурый цвет, что, по мнению этого автора, обусловлено разложением пирита, а также образовались скаполиты.

Завершающая гипсоносная подсвита джрвежской свиты, как уже сказано, обнажается на земной поверхности, на правом склоне Джрвежского ущелья. Здесь они представлены желтовато-серыми, в низах разреза красновато-бурыми комковатыми глинами, реже песчаниками, переслаивающимися с пластами и линзами белого кристаллического гипса мощностью до 10м. Средняя мощность гипсоносной подсвиты по данным буровых скважин не превышает 80-100м. Завышенная мощность этих пород в Джрвежском разрезе объясняется, по-видимому, фациальным переходом соленосных отложений в гипсоносные в сторону береговой полосы морского-лагунного бассейна. Гипсоносная подсвита здесь, как и следовало ожидать непосредственно залегает на породы пестроцветной свиты с постепенными переходами.

В породах гипсо-соленосной свиты остатков флоры и фауны не обнаружено. Возраст свиты определяется стратиграфическим положением между нижнемиоценовой ацаванской и верхнемиоценовой фаунистически охарактеризованной разданской свитами. В пользу среднемиоценового возраста гипсо-соленосной свиты сви-

детельствует также описанный Я. В. Лейе (по А.А. Габриеляну, 1964) споро-пыльцевый комплекс: *Juglans, Carya, Rterocarya, Alnus, salih, Carpinus, fagus, Quercus, Ulmus* и др., похожий на комплексы миоцена (караган-чркрака) Предкавказья.

Более четки данные по Нахичеванской мульде, где пласты каменной соли и гипса обнаружены в фаунистически охарактеризованных отложениях карагана и конка.

Верхний миоцен (сармат), разданская свита. Пресноводные и морские отложения верхнего миоцена распространены в основном в том же ареале, что и гипсо-соленосные отложения. В разрезе бур.скв.№8-Зейва они занимают интервал 360-890м, фиксируя мощность 550м. Относительно большими мощностями разданская свита развита в Ереванском и Приараксинском прогибах, а в Октемберянском она полностью выклинивается. Наибольшие мощности сарматских отложений отмечены на Паракар-Енгиджинском погребенном выступе.

На земной поверхности разданская свита обнажена в долине р.Раздан, между кур.Арзни и Канакерской ГЭС, а также в районах сс.Вохчаберд, Мангас, Дзорахпюр, Паракар.Разданская свита представлена зеленовато-серыми, более редко – красновато-бурыми жирными глинами, мергелями, аргиллитами, серыми, желтовато-серыми полимиктовыми песчаниками с прослоями горючих сланцев (в основании разреза) и светло-серых, желтовато-серых оолитовых известняков (в верхней части).

По преобладающим фаунистическим остаткам и литологическому составу в разданской свите выделяются три горизонта (пачки): рыбный, гастроподовый и мактровый.

Рыбный горизонт занимает нижнюю часть разреза разданской свиты. Представлен пресноводными отложениями серых сланцеватых глин, мергелей и песчаников с прослоями горючих сланцев. В глинах и мергелях содержится ихтиофауна: *Clupes lanceo lata H.v. Meuer; C.ventricosa H.v.Meyer, Atherina Shelkovnicova Bog.*

Разрез гастроподового горизонта, обнаженного в ущелье р.Раздан, ниже с.Гетамеч представлен пресноводными-морскими отложениями, перемежающимися со слоями желтовато-белых оолитовых известняков, тонкослоистых темно-серых глин, мергелей и серых известковистых песчаников. В последних породах содер-

жится богатая фауна пресноводных гастропод: *Melanopsis Kleini Kurr., Hydrobia sr., Anodonta arzniana Bog., Unio hrazdanica Rador.*

Завершающий мактровый горизонт разданской свиты имеет наибольшее распространение. Это – жирные глины (часто монтмориллонитовые) и алевролиты, средне-мелкозернистые полимиктовые песчаники с прослоями известняков и, местами, переполненные раковинами однообразной мактровой фауны. Среди последней определены: *Mactra caspia Eichw., Mactra bulgarica Touls; M. Nalivkini, M.cetranica Radop.*

В различных горизонтах разданской свиты собраны также остракоды и флора, достаточно четко датирующие вмещающие породы сарматским временем.

В разрезе бур.скв.№8-Зейва на каротажной диаграмме на интервалах соответственно 540-610м и 775-805м показаны пластовые залежи магматических пород основного состава. Внимательное изучение каротажной диаграммы показывает почти полное сходство физ.параметров магматических пластовых залежей с пластами гипса и каменной соли нижележащих гипсо-соленосных отложений. Это наводит на мысль о возможной принадлежности всего «сарматского» интервала к гипсо-соленосной толще, так как при образовании сарматских отложений в совершенно спокойной тектонической обстановке вряд ли возможна вулканическая активность. Хотя, все же, есть прецедент – наличие «интрузивных?» базальтов в гипсо-соленосной толще района Аванского соляного купола.

Как известно, бур.скважина, пробуренная на территории АЭС (у кислородного цеха) на глубине 482м, была приостановлена в «коричнево-бурых глинах сарматского возраста». Это малоубедительно, так как до указанной глубины после 400-метровой отметки уже несколько раз указывались такие же коричнево-буроватые глины, переслаивающиеся с верхнеплиоценовыми андезитобазальтовыми покровами.

Плиоцен. Из 360м мощности плиоцен-четвертичного вулканического покрова, вскрытого бур.скв.№8-Зейва, только верхняя часть (50-60м) обнажена на поверхности и доступна непосредственному изучению. Об остальной большей части (более 300м) разреза новейшей вулканической толщи трудно что-либо конкретно сказать, так как документации бур.скв.№8, а также трех других, пробуренных впоследствии в ближайших окрестностях ААЭС,

очень схематичны, а в некоторых случаях и неверны. Об этой недостающей части разреза можно судить, только анализируя имеющийся богатый литературный материал о строении вулканической толщи Арагацского массива.

Согласно данным К.Н. Паффенгольца (1939, 1947, 1964), массив г.Арагац сложен мощной (до 1.5км) олигоценовой вулканогенной толщей, представленной в основании разреза базальтами и андезитобазальтами, переходящими вверх через ряд промежуточных разностей в андезиты, дациты и риолиты. Широко распространенные на склонах Арагаца туфы и туфолавы, пемзы и лавы кызылов (шлаковых конусов), по мнению К.Н. Паффенгольца, прислонены к вулканической толще олигоцена и имеют четвертичный возраст.

Эта схема строения Арагаца примерно в таком же виде принималась и другими исследователями, с тем лишь отличием, что возраст олигоценовых, по К.Н. Паффенгольцу, лав кызылов южных предгорий Арагаца уходят под андезитодацитовую и дацитовую зоны, а лавы вулканов вершинной зоны Зовасар, Базарджук, Кызыл-Зиарат и др. в действительности прислонены к породам массива и, тем самым, являются наиболее молодыми.

Геологический разрез массива г.Арагац, установленный В.М. Амаряном (1963, 1965), сильно отличается от предложенного разреза К.Н. Паффенгольца.

Вулканический массив г.Арагац, по В.М. Амаряну, сложен пятью разновозрастными вулканическими комплексами, отделенными друг от друга размывами, а на периферии массива – озерноми и озерно-аллювиальными отложениями. Все это достаточно четко наблюдается в разрезах глубоких долин рр.Амберд, Касах, Ахурян и др. *Нижний,* наиболее древний нижнеплиоценовый комплекс, составляющий основание Арагацского массива, обнажается в наиболее глубоких частях разрезов вышеуказанных долин в виде пепельно-серых долеритов, черных полифировых плагиоклазовых андезитобазальтов мощностью до 200м. На поверхности этот комплекс обнажается в Анийском районе в виде мощной (до 500м) вулканогенно-обломочной толщи средне-кислого состава. *Второй* комплекс, относимый В.М. Амаряном к верхнему плиоцену, с размывом залегает на породы первого комплекса и представлен туфами, туфолавами, долеритовыми и др. андезитобазальтами, андези-

тами, андезитодацитами. Третий комплекс, занимающий существенное место в строении привершинного плато и склонов горы, представлен перемежающимися свитами андезитов, андезитодацитов, туфов, туфолав, а на периферии массива – небольшими долеритовыми и др. андезитобазальтовыми покровами, озерно-речными отложениями, туфами и туфолавами. Возраст комплекса нижне-среднечетвертичный. Четвертый комплекс, выделенный В.М. Амаряном, на Арагаце слагает наиболее высокие горизонты горы. Это – андезитобазальты, андезиты, андезитодациты, дациты, отнесенные к верхнему апшерону. *Пятый* комплекс вулканитов Арагацского массива представлен андезитобазальтовыми лавами небольших вулканов Зовасар, Тиринкатар и аштаракского потока, относимые к верхнему антропогену.

Согласно другому исследователю Арагаца Ю.Г. Гукасяну, единый верхнеплиоцен-четвертичный вулканический комплекс Арагаца сформировался в четыре нижеследующих этапа вулканической деятельности. I. Верхний плиоцен – различные андезитобазальты и андезиты, пемзы, пемзовые пески и полосчатые туфолавы основания разрезов каньонов рр.Касах, Амберд, Манта и периферических плато*. II. Нижний антропоген – разнообразные андезитобазальтовые лавы основания разрезов радиальных долин и Касаха, андезитобазальт-андезитовые лавы моногенных вулканических центров переферических плато, андезитодациты, дациты и переслаивающиеся с ними продукты игнимбритового вулканизма, слагающие основную массу щитовидной постройки Арагаца ниже вершинного плато. III. Средний антропоген – различные лавы привершинной зоны. IV. Верхний антропоген – андезитобазальты вулканов Тиринкатар и Аштарак.

Сопоставляя собранный нами полевой материал о стратиграфической последовательности новейших вулканитов района ААЭС с вышеприведенными двумя схемами стратиграфического расчленения всего Арагацского нагорья, нетрудно убедиться, что самые нижние покровные андезитобазальты и андезиты окрестностей АЭС, в общем, соответствуют образованиям второго комплекса

* Ю.Г. Гукасян, по нашему мнению, совершенно обоснованно, агинскую вулканогенно-обломочную толщу не связывает с вулканизмом Арагацского нагорья и поэтому разрез Арагаца начинает с верхнего плиоцена (Э.Х.)

В.М. Амаряна (долеритовые и др.андезитобазальты, андезиты, дациты) и первого этапа Ю.Г. Гукасяна (различные андезитобазальты и андезиты основания разрезов периферических плато) верхнеплиоценового возраста. По той же логике другие андезитобазальт-андезитовые лавы района Армянской АЭС, связанные с конкретными определенными вулканическими центрами (кызылами), а также игнимбритовые туфовые покровы соответствуют третьему комплексу В.М. Амаряна (небольшие оливиновые и др. Андезитобазальтовые покровы, туфы, туфолавы периферии Арагацского массива) нижнесреднечетвертичного возраста и второму этапу Ю.Г. Гукасяна (андезитобазальт-андезитовые лавы моногенных вулканических центров переферических плато, продукты игнимбритового вулканизма), отнесенные к нижнему антропогену.

Таким образом, как будто все вышеперечисленные три варианта стратиграфического расчленения вулканической толщи в общем сходятся. Несмотря на то, что агинская нижнеплиоценовая вулканогенно-обломочная толща, по нашему мнению (А.А. Габриелян, Э.Х. Харазян и др., 1977), все же не связана с вулканизмом Арагацской области, мы считаем возможным ее развитие под арагацскими вулканитами и, поэтому в начале новейшего вулканического разреза изученного района южных подножий Арагацского массива совместно с нижними полифировыми андезитобазальтовыми лавами Амбердского каньона описываем также нижнеплиоценовую агинскую толщу.

Особняком стоит вопрос игнимбритовых туфовых покровов, включенных В.М. Амаряном в единый нижне-среднечетвертичный комплекс, и Ю.Г. Гукасяном в нижнеантропогеновый этап.

Дело в том, что покровные игнимбритовые туфы всех разновидностей (шамирамские, артикские, бюраканские, ереванские и др.) большинством исследователей, в т.ч. и самим В.М. Амаряном (1962, 1990), относятся к среднечетвертичному времени. По нашим данным (Э.Х. Харазян и др., 1990), в пределах Ширакской котловины красно-черные игнимбритовые туфы ереванского (ереван-ленинаканского) типа переслаиваются с верхней частью разреза грубозернистой озерно-аллювиальной толщи, содержащей млекопитающую фауну низов хазарского (низов среднечетвертичного) яруса, т.е. низов среднечетвертичного времени. Во многих местах Араратской и Апаранской котловин ереванские туфы переслаиваются или

согласно подстилаются верхнеозерными песчаниковыми отложениями нижне-среднечетвертичной озерной толщи. В связи с этим, включение означенных туфовых покровов Ю.Г. Гукасяном в нижнеантропогеновый этап все же необоснованно.

В изученном нами районе игнимбритовые туфовые пласты залегают на подстилающие другие вулканические породы как непосредственно, так и через определенные пласты погребенной почвы или же озерно-аллювиальные отложения. Это, в частности, можно видеть в кратере лавового вулкана Западный Атомахумб-1. Учитывая все это, в нижеприведенном изложении материала по району ААЭС игнимбритовые туфы встречены в разрезе среднечетвертичного времени, а подстилающие андезитобазальт-андезитовые лавы многочисленных центральных вулканов – нижнечетвертичного.

Нижний плиоцен, агинская свита. Слагает основание Арагацского вулканического массива, обнажается в наиболее глубоких частях каньонов рр.Касах, и Амберд, а также в западном подножии горы в Анийском и Талинском районах.

В каньоне р.Амберд, в районах сс.Бюракан, Оргов и Антарут в основании разреза арагацской толщи обнажается пачка из более 10-и отдельных потоков черных пузыристых андезитобазальтов с очень большим количеством вкрапленных белых плагиоклазовых призм. Микроструктура этой породы, по данным В.М. Амаряна, полифировая с гиалопилитовой основной массой. Во вкрапленниках встречаются крупные (до 2.5х7мм) плагиоклазы (до 20% объема), относительно небольшие (до 0.8мм) таблитатые клинопироксены и, очень редко, мелкие ромбические пироксены. В гиалопилитовой основной массе породы на черном фоне из непрозрачного вулканического стекла видны только белые микролиты плагиоклаза. Средний химический состав этих пород приводится в таблице 40.

В каньоне р.Касах под андезитобазальтовыми потоками залегают белые пемзово-пепловые пирокласты мощностью до 60м.

В Анийском районе нижнеплиоценовый комплекс представлен мощной (до 400-500м) вулканогенно-обломочной свитой, состоящей в основании разреза, зеленоватыми и желтоватыми песчаниками, туфоконгломератами, а далее вверх по разрезу – туфобрекчиями. Последние прослаиваются с многочисленными лавовыми потоками андезитового, трахиандезитового, андезитобазальтового составов. Это широко распространенная на всем Антикавказе и Се-

верной Анатолии, в Нагорном Карабахе, в Иране вулканогенная свита, известная под названиями вохчабердской, годеодзской, варденисской, биченагской, агинской, абул-самсарской и др. В различных пунктах этой свиты исследователями многих стран собрана фауна и флора (в т.ч. остатки млекопитающих), характерные, главным образом, для нижнеплиоценового времени. В пределах территории Республики Армении указанная вулканогенная свита располагается на эродированной поверхности пород различного возраста, вплоть до глинистых пород разданской свиты верхнего миоцена (верхнего сармата). В каньоне р.Ахурян эти породы перекрываются верхнеплиоценовыми долеритовыми базальтами, затекшими со стороны Мокрых гор.

Верхний плиоцен, арагацская свита. В разрезе каньона р.Амберд на сильно эродированной поверхности черных полифировых андезитобазальтов нижнего плиоцена залегает пачка лавово-пирокластических пород, отнесенных В.М. Амаряном к верхнеплиоценовому времени. В разрезе этой пачки снизу вверх выделяются.

1.Крепкие ноздреватые полосчатые туфы, напоминающие артикские, до 5м. Содержат многочисленные серые пемзовидные включения, располагающиеся параллельными полосами вдоль простирания. Окраска породы разнообразная: на участках с мощностью более 1 м – темнофиолетовая-розоватая,переходящая вверх по разрезу пласта в красно-черные туфы, напоминающие ереванские. В маломощных участках окраска туфов желтоватая, красновато-желтоватая, каштановая, черная. Под микроскопом розово-фиолетовые разности состоят из пятнисто-серого вулканического стекла, с редкими корродированными вкрапленниками кислого андезина. В составе красно-черных разностей ясно выражен обломочный характер игнимбритовой породы – многочисленные смоляно-черные стекловатые частички разных конфигураций, но все с какими-то расщепленными краями и большей частью расположенных флюидально. Минеральные включения в обоих разностях туфов представлены крупными (до 2-3мм) плагиоклазами. По хим.составу эти туфы соответствуют щелочному дациту (табл.40).

Таблица 40

Средние химические составы плиоценовых вулканических пород Амбердского разреза (Арагац)

Окислы	1	2	3	4	5
SiO_2	56.70	65.49	57.44	59.20	62.57
TiO_2	0.76	0.56	0.80	0.90	0.90
Al_2O_3	18.55	18.15	16.88	17.05	17.82
Fe_2O_3	2.09	2.13	1.92	2.21	1.95
FeO	4.00	0.90	5.72	3.97	3.24
MnO	0.07	0.03	-	-	-
MgO	3.61	1.35	4.06	2.85	1.72
CaO	7.82	1.90	6.63	5.87	4.19
Na_2O	3.11	5.12	3.63	4.12	4.28
K_2O	2.01	3.93	1.55	2.44	2.64
P_2O_5	035	0.26	0.37	0.40	0.91
H_2O^-	0.44	0.25	0.26	0.50	-
nnn	0.50	0.55	0.22	0.40	-
Σ	100.41	100.62	99.46	99.81	99.62

Средные составы подсчитаны по данным единичных анализов В.М. Амаряна

1-черные пузыристые андезиты основания разреза (н.плиоцен),
2-полосчатые туфы низов разреза (в.плиоцен),
3-андезитобазальт средней части разреза (в.плиоцен),
4-андезит верхней части разреза (в.плиоцен),
5-андезитодацит верхней части разреза (в.плиоцен).

2. Выше по склону туфы перекрываются лавовой пачкой от 4 (в районе сс.Бюракан и Оргов) до 10 и более (под крепостью Амберд) потоков мелкозернистых андезитобазальтов (по В.М. Амаряну – долеритовых). Мощности отдельных потоков 4-5м. Самый нижний поток сложен темно-серой мелкозернистой породой с редкими мелкими вкрапленниками плагиоклаза. Микроструктура основной массы этой породы мелкозернистая микролитово-гиалопилитовая, иногда кажется полнокристаллической аллотриоморфно-зернистой. Сложена эта масса плагиоклазом и небольшим количеством вулканического стекла. Встречаются редкие вкрапленники плагиоклаза (до 1 мм) и мелкие (до 0.5мм) призмочки ромбического и моноклинного пироксенов. Остальные вышележащие потоки этой пачки представлены серыми плотными афировыми андезитобазальтами с

почти полнокристаллической (долеритовой по В.М. Амаряну) основной массой, сложенной плагиоклазом, клинопироксеном, магнетитом. В составе породы самого верхнего андезитобазальта встречаются вкрапленники оливина размерами до 1мм. Средний химический состав описываемых андезитов приводится в таблице 40.

3.Верхнеплиоценовый разрез завершается «громадным количеством андезитовых и андезитодацитовых лав, слагающих главную массу верхней зоны южного склона Арагацского массива. Поверхность этого общего покрова сильно эродированная, шишковато-бугристая. Пониженные участки этой поверхности обычно покрыты среднечетвертичными туфами. Мощность лавовой пачки, составляющей в периферии всего 10-30м, к центру горы доходит до 300м. Андезиты, обнаженные в районе с.Антарут, темно-серые, серые, плотные, глыбовые с крупными вкрапленниками плагиоклаза. Под микроскопом основная масса породы имеет пилотакситовую-интерсертальную, гиалопилитово-микролитовую структуры с коричневатым вулканическим стеклом. Во вкрапленниках, кроме уже упомянутого плагиоклаза (размеры до 5 мм, содержание до 8%), присутствуют также пироксены. Андезитодациты, связанные с андезитами постепенными переходами, являются самыми распространенными породами южного склона Арагацского массива. Ими сложены борта глубокой долины р.Амберд (мощ. более 100м) у одноименной крепости. Здесь в разрезе выделяются три мощных потока андезидацитов, разделенных ошлакованными разновидностями лав с многочисленными пещерами. Нижний поток представлен серыми, темно-серыми, наверху черными породами с плитчатой отдельностью. Средний поток отличается гигантской луковично-скорлуповатой концентрически радиально-лучистой отдельностью (известные «андезитовые солнца по К.Н. Паффенгольцу). Верхний, завершающий верхнеплиоценовый разрез Арагаца, лавовый поток, на котором расположена крепость Амберд, со складчато-плитчатой отдельностью, специально описанной нами на примере андезитовых лав Мокрых гор. (Э.Х. Харазян, 1966). Микроструктура пород всех трех вышеуказанных потоков порфировая с вкрапленниками плагиоклаза, клинопироксена, ортопироксена, общее количество которых увеличивается вверх по разрезу от 3 до 14% объема породы. Микроструктура основной массы плитчатых лав кристаллитово-

микролитовая, криптокристаллическая. Состоит эта масса из кристалликов плагиоклаза, мелких зернышек пироксенов, магнетитовой сыпи и кристобалитизированного вулканического стекла. По данным П.И. Лебедева, более 20% объема основной массы андезитовых лав Амбердского каньона кристобалитизировано. У поверхностных глыбовых разновидностей этих лав основная масса имеет гиалопилитовую-гиалиновую структуру с темно-бурым вулканическим стеклом и небольшим количеством микролитов плагиоклаза, зернышек пироксенов, магнетита. Нередко в значительно большом количестве присутствуют и кристобалитовые округлые пятна. Средние химические составы андезитов и андезитодацитов приводятся в табл.40.

Завершив описание верхнеплиоценового разреза Арагацского вулакнического массива, мы считаем возможным проводить аналогию между самыми нижними покровными оливиновыми андезитобазальтами и лаво-агломератовыми андезинами района Армянской АЭС, с одной стороны, и пачкой андезитобазальтовых лав амбердского разреза – с другой. Следует отметить, что в этой андезитобазальтовой пачке Амберда (пункт №2 разреза) среди 7-и силикатных анализов лавовых пород В.М. Амаряном приводятся также три анализа типичных андезитов (обр.213/58, 227/58, 114/Л) с содержанием кремнезема 58,23-59.00% (В.М. Амарян, 1964, табл.44). По нашему мнению, вышеназванные андезитобазальты и андезиты, выделенные нами на юге закартированной территории и имеющие явно покровный характер, без конкретных установленных центров связаны с излияниями вулканов вершинной зоны Арагаца. Такую же аналогию можно провести также между серыми плитчатыми андезитами, андезитодацитами верхней части разреза Амбердского каньона и серыми плитчато-глыбовыми андезитами, развитыми под оливиновыми базальтами центральных вулканов окрестностей АЭС, и андезитами, встреченными в скв-х 2-7 вокруг главного здания АЭС.

Таким образом, вышеприведенный разрез плиоценовых (нижних и верхних) вулканитов южных средних склонов Арагацского массива с некоторой условностью можно принимать в качестве разреза погребенной лавовой толщи района Армянской АЭС, подсеченной буровыми скважинами, но, к сожалению, все же недоступной непосредственному изучению.

Дальнейшее описание обнаженных на поверхности изученного района пород дается уже по данным собственного материала, собранного в процессе геологической съемки.

Верхний плиоцен-четвертичное время. В обнаженной поверхности района работ нами выделены различные вулканические лавово-пирокластические и континентально-осадочные породы, стратиграфическая последовательность которых в общем разрезе определена путем анализа многочисленных конкретных взаимоотношений между ними. Часть таких взаимоотношений перечисляется ниже:

1.На самых южных частях района, в окрестностях пос. Мецамор и с.Акналич наблюдается плавное (местами с небольшими уступами) погружение темно-серых-черных лавово-агломератовых андезитов (с запада) и более светлых покровных оливиновых андезитобазальтов под четвертичные рыхлые отложения Араратской котловины. Здесь же на северо-западном берегу оз.Айгрлич и вдоль всего правого борта близмеридионального сухого оврага, спускающегося в сторону озера, установлен факт прислонения светлых андезитобазальтов к более высокому рельефу темных андезитов, что однозначно свидетельствует об относительно более молодом возрасте андезитобазальтовых лав. Такое соотношение между двумя этими типами вулканитов наблюдается также вдоль всего северного подножья субширотного плоского куполовидного поднятия северно-восточной части пос. Мецамор, где андезитобазальтовые лавы занимающие более низкие отметки, явно обтекают андезиты.

2. На западных гранцах района, к северу от дачного поселка атомщиков на абсолютных высотах около 950м вышеупомянутые андезитовые агломераты перекрываются черными глыбовыми андезитами северных вулканов, т.е. агломераты относительно древнее андезитовых лав.

3. В западном от ААЭС близмеридиональном сухом овраге дно сложено серыми плитчато-глыбовыми двупироксеновыми андезитами. На правом борту серые андезиты перекрываются черными глыбовыми андезитами северных вулканов (типа второго пункта), а на левом – оливиновыми андезитобазальтами вулканов группы Восточный Атомхумб. Последние, в свою очередь, покрываются теми же черными глыбовыми андезитами. Восходящий разрез вулканитов здесь имеет следующую последовательность: серые

двупироксеновые андезиты – оливиновые андезитобазальты центральных вулканов – черные глыбовые андезиты.

4. В группе скважин, пробуренных нами в 1994г. вокруг главного здания АЭС, серые двупироксеновые андезиты на глубинах 15-25м перекрываются потоком темно-серого оливинового андезитобазальта вулк.Вост.Атомхумб-I.

5. На ЮВ лавовом уступе под комплексом АЭС обнаженные в основании склонов покровные оливиновые андезитобазальты (типа пункта 1) перекрываются двумя потоками оливиновых андезитобазальтов вышеупомянутого вулкана №1. Здесь же, к северу и западу от градирных башен АЭС на последних залегает еще один (третий по счету)поток оливиновых лав вулкана Вост.Атомахумб-1

6. На СВ подножьях вулк.Атомахумб-2, на левом берегу сухого оврага видно, как покровные оливиновые андезитобазальты основания разреза пункта 5 непосредственно покрываются потоками серых двупироксеновых андезитов, знакомых нам из 4-го пункта. Последние здесь же на правом борту перекрываются оливиновыми андезитобазальтами восточного вулкана №2, а немного севернее – еще и черными глыбовыми андезитами северо-западной группы вулканов. Восточнее вулкана №2 нижние покровные оливиновые андезитобазальты непосредственно покрываются черными глыбовыми андезитами. Широкое дно сухого оврага (южное продолжение) заполнено валунно-глыбовыми, валунно-галечными пролювиальными отложениями.

Вертикальный разрез пород последних двух пунктов, таким образом, представляется в следующем виде: покровные оливиновые андезитобазальты – серые двупироксеновые андезиты – 3 потока оливиновых андезитобазальтов центральных вулканов – черные глыбовые андезиты – валунно-глыбовые, валунно-галечные пролювиальные отложения.

7. Во вновь открытом карьере под охладительные бассейны на СЗ стороне главного здания темно-серые двупироксеновые андезиты покрываются вторым потоком оливиновых андезитобазальтов В.Атомахумба-2, а последний, в свою очередь, пачкой озерно-алювиальных вулканических (пемзовых) песков. Разрез здесь завершается мощной карбонатной коркой выветривания и современным почвенным покровом.

8. В районе группы вулк.З.Атомахумб 2:

а) На юго-восточном подножии вулк.№4 в южной части серые двупироксеновые андезиты покрываются андезитобазальтовой шлаковой пирокластикой сооружения вулкана, в то же время на севере сами шлаки вулканов №№3 и4 покрываются черными глыбовыми андезитами.

б) Оливиновые андезитобазальтовые лавы вулкана №1 отчетливо перекрывают шлаковые сооружения вулканов №№ 2 и 3.

в) На кратере лавового вулкана №1 оливиновые андезитобазальты перекрыты пластом красно-черных игнимбритовых туфов памирского типа, последние, в свою очередь, - пачкой рыхлых вулканических песков.

г) На северо-западном подножии вулк. №1 оливиновые андезитобазальты покрываются черными глыбовыми андезитами северных вулканов.

д) На северных подножиях вулканов группы Западн. Атомахумб все андезитобазальтовые лавы, а также серые двупироксеновые андезиты и черные глыбовые андезиты перекрываются игнимбритовыми туфами памирского типа.

По данным всех этих обнажений, последовательность образования группы пород 8-го пункта следующая: серые двупироксеновые андезиты – оливиновые андезитобазальты (шлаки) вулканов №№2,3,4, – оливиновые андезитобазальты (лавы) вулк. №1 – черные глыбовые андезиты северных вулканов – игнимбритовые туфы шамирамского типа – озерно-аллювиальные рыхлые вулканические пески.

9. По всему району развития игнимбритовых туфовых покровов туфы перекрывают все разновидности новейших вулканических пород. Во многих случаях туфовые покровы поднимаются по склонам (северным) вулканических аппаратов более чем на 50м по вертикали, заполняют кратеры ряда вулканов (№№1 и 4 гр. З.Атомахумб, №4 – северо-западн.гр.андезитовых вулканов).

Вышеприведенный конкретный материал позволяет наметить следующую общую восходящую последовательность образования верхнеплиоцен-четвертичных пород исследованного района: лавы и агломераты темных андезитов без определенных центров извержений – покровные оливиновые андезитобазальты без конкретных центров извержений – серые двупироксеновые андезиты без

установленных центров извержений – оливиновые андезитобазальты вулканов З. и В.Атомахумб – черные глыбовые андезиты северных вулканов – игнимбритовые туфы шамирамского типа – озерно-аллювиальные вулакнические (пемзовые) пески – валунно-галечные, валунно-глыбовые пролювиальные вулканомикитовые отложения. Кроме этого списка в верхнечетвертичном современном разрезе отделены также различные аллювиально-пролювиальные, делювиальные, элювиальные рыхлые отложения, играющие важную роль в геологическом строении района.

Верхний плиоцен-нижнечетвертичное звено. В эту возрастную группу включаются нижние андезитовые лавы и агломераты, покровные оливиновые андезитобазальты и серые двупироксеновые андезиты, не имеющие конкретных установленных центров извержений, но сходных с андезитобазальт-андезитовыми породами верхней части верхнеплиоценового (по В.М. Амаряну) разреза Амбердского каньона. По всей видимости, эти покровы затекли со стороны верхних склонов Арагацского вулкана, поэтому в дальнейшем мы будем их называть арагацскими. Относительно возраста этих пород приходится отметить, что наиболее достоверный верхнеплиоценовый (акчалыгский) возраст среди вулканитов Антикавказа имеют покровные долеритовые базальты, развитые в ареале Мокрых гор и Гегамского хребта (Э.Х. Харазян, 1981). В разрезе вулканической свиты Арагацского нагорья, как известно, эти «настоящие» долериты – оливин-щелочные базальты по Х. Куно (Э.Х. Харазян, 1971) отсутствуют. В то же время, по данным Ю.Г. Гукасяна (1976), долеритовые базальты, обнаженные в каньоне р.Ахурян, на западных подножиях Арагацского массива, не имеют никакой связи с его верхнеплиоцен-четвертичным вулканизмом.

Г.Абих, позднее К.Н. Паффенгольц, П.Д. Гамкрелидзе, А.А. Габриелян, А.Т. Асланян, Е.Е. Милановский и др. постоянно утверждали, что последний (олигоценовый, верхнеплиоценовый или др.) мощный вулканический импульс в Армянском нагорье, приведший к образованию крупных вулканических форм современного рельефа (Мокрые горы, Арагац, Арарат, Гегамское нагорье и др.), начинался с излияния долеритовых базальтов, сменявшихся затем к верху все более кислыми андезитобазальт-андезитовыми-дацитовыми породами. В действительности, такое строение имеют сооружения Мокрых гор и верхнеплиоцен-четвертичного этажа

Гегамского нагорья (Э.Х. Харазян, 1966, 1975). Известный по В.М. Амаряну верхнеплиоцен-четвертичный разрез Арагацского массива мало чем отличается от наддолеритового разреза Мокрых гор. Учитывая все это, можно предполагать, что вулканизм на Арагаце несколько задержался, и его первые продукты «долеритоподобные» андезитобазальты и андезиты появлялись в переходное верхнеплиоцен-нижнечетвертичное время.

Лавы и агломераты нижних темно-серых андезитов – наиболее древние породы, обнаженные на поверхности изученного района окрестностей Армянской АЭС радиусом 5км. Локализованы на крайнем запад-юго-западе (агломератовые разности) и юге – в окрестностях пос.Мецамор и с.Акналич. В площадном отношении наиболее развиты агломератовые образования.

Агломератовые андезитовые покровы на крайнем севере отмечены на абсолютных высотах около 950м, где они выходят из-под покровов черных глыбовых лав верхней части разреза. Прослеживаясь на юг по западной стороне дачного пос.работников АЭС, агломератовый покров в районе пос.Мецамор занимает все пространство к западу от железнодорожной ветки. На самом юге агломераты уходят под современные болотные отложения. Вдоль трассы Армавир-Ереван они узкой полосой прослеживаются до окрестностей с.Акналич, где почти незаметно в верхней своей части фациально замещаются андезитовыми лавами своего же состава. «Перекрывание» агломератов лавами достаточно четко видно, и на восточной стороне ж.д. полотна на СВ краю пос.Мецамор.

Андезитовый агломератовый покров благодаря своей сглаженной и закругленной поверхности очень четко выделяется на фоне остальных вулканических покровов и потоков и, в особенности, холмисто-глыбовых сильнокаменистых покровов верхних черных андезитов.

На восточной стороне дачного пос., на вершине левого борта сухого близмеридионального оврага склоны гладкие, спокойные, мелкокаменистые. Максимальные размеры лавовых обломков не превышают 0.3м. Здесь же в районе выс. 902 м вырыт большой котлован под какую-то стройку, глубиною до 7-8м. Все стенки котлована однообразные, сложенные рыхлой грубой пирокластикой. Это типичные агломератовые лавы, величиной обломков до 1.5м. Сложение материала хаотическое, без каких-либо следов упорядо-

ченности. Это – шлаки, плотные массивные или пузыристые, стекловатые или слегка закристаллизованные, часто флюидально-полосчатые различные лавы.

Микроструктура породы лавовых обломков олигофировая с аллотриоморфно-зернистой мелкозернистой или скрытозернистой структурой основной массы. Редкие вкрапленники представлены относительно чистыми длинными (до 1 мм) призмами плагиоклаза, мелкими (до 0.3мм) изометричными зернами пироксенов (орторомбических и моноклинных). В основной массе, под микроскопом, главную роль играют иголочки и мелкие призмочки плагиоклаза, точечные зерна пироксенов, магнетита, погруженных в темно-бурую криптокристаллическую массу. Редко попадаются крупные (0.6х0.2мм) ясные кристаллы апатита. Состав породы соответствует андезиту (табл.41). Видимая мощность агломератов здесь превышает 20м.

Вверх по сухому оврагу на север, на абсолютных отметках около 935м хорошо видно, что хотя сверху сохраняется общая обломочная текстура покрова, со сглаженной поверхностью, однако на склонах оврага хорошо заметно плотное лавовое сложение нижней части, т.е здесь мы имеем дело с обычным андезитовым лавовым потоком, покрытым толстым чехлом своих же шлаково-агломератовых продуктов. Лавовая порода слегка окисленная с мелкоглыбовой, курчаво-глыбовой отдельностью и острыми краями скола.

Микроструктура лавовой породы порфировая с микролитовой основной массой. Во вкрапленниках отмечены те же плагиоклазы и пироксены. В основной массе много призмочек окисленных буроватых клинопироксенов, кажется больше, чем микролиты плагиоклаза. Стекловатая масса слабо раскристаллизованная, аллотриоморфно-зернистая. Химический состав соответствует андезиту (табл.41).

На северо-западной стороне пос.Мецамор в выемке ж.д. полосы обнажается внутреннее строение агломератового покрова андезитов.

В нижней части – это хаотическая шлаково-лавовая пирокластика черного цвета с обломками очень плотных мелкопористых стекловатых лав, размеры обломков до 0.5м, общая мошность 5-6м. С южной стороны вершины обрыва отмечается язычок лавы (длина 10-12м) с крупноглыбовой отдельностью и флюидально рас-

положенной миндалевидной пористостью. Мощность лавы 4м. Петрографически – это одна и та же порода с олигофировой общей структурой и гиалопилитово-микролитовой основной массой. Содержание темно-бурого стекла в основной массе лавы не превышает 45-50%, тогда как в агломератах – до 90%. Состав породы соответствует андезиту (табл. 41).

Таблица 41

Химические составы новейших вулканических пород (верхнеплиоцен-четвертичных) района Армянской АЭС

№№ пп	1	2	3	4	5	6	7	8	9
№№ обр	1136	1142	1551	1165	1124[1]	1166	1124	1120	1176
SiO_2	59.33	59.40	58.82	58.63	59.13	59.21	59.32	59.51	59.67
TiO_2	0.75	0.85	0.64	1.05	1.26	1.26	0.78	1.04	1.26
Al_2O_3	17.01	17.09	17.30	17.52	15.94	16.08	18.49	17.02	16.39
Fe_2O_3	3.12	4.37	2.87	3.65	5.66	6.72	2.71	4.35	4.64
FeO	3.16	2.58	3.73	1.96	1.96	0.28	2.27	1.70	2.52
MnO	0.11	0.11	0.11	-	0.10	-	0.14	0.13	-
MgO	2.72	2.72	2.62	3.09	3.11	2.72	4.01	3.67	3.02
CaO	6.52	6.10	7.00	6.37	6.37	5.95	5.03	5.24	5.89
Na_2O	4.50	4.50	3.95	3.80	4.25	4.30	4.40	4.40	4.15
K_2O	2.30	2.40	2.10	2.00	2.30	2.30	2.60	2.40	2.40
P_2O_5	0.52	0.57	0.52	0.41	0.34	0.23	0.34	0.34	0.27
H_2O^-	0.18	-	0.30	0.02	-	0.42	0.52	0.64	-
nnn	0.41	-	0.52	10.9	0.03	0.50	0.10	0.09	0.17
Σ	100.63	100.69	100.50	99.59	100.45	99.97	100.71	100.53	100.38
Покровные андезитобазальты - арагацские									
№№ пп	10	11	12	13	14	15	16	17	18
№№ обр	41	114	1547	1067	1568	164	1065	311	1344
SiO_2	48.22	49.24	49.74	49.97	50.13	50.82	51.50	51.54	52.00
TiO_2	1.41	0.94	1.03	1.50	1.28	1.31	1.21	1.15	1.28
Al_2O_3	18.03	17.24	14.87	16.84	17.50	17.74	19.13	18.88	16.44
Fe_2O_3	8.57	2.23	6.23	7.66	3.86	3.71	3.54	4.70	6.54
FeO	2.24	2.01	3.44	2.52	4.31	4.45	4.59	3.70	3.16
MnO	-	0.17	0.12	-	0.15	0.18	0.14	0.15	0.17
MgO	5.58	5.25	5.16	4.94	4.78	5.23	4.44	5.05	5.07
CaO	7.63	10.01	11.06	7.70	10.50	8.51	9.58	8.63	9.02
Na_2O	4.00	3.00	3.50	4.00	3.75	3.30	3.10	3.75	3.90
K_2O	1.65	1.60	1.40	1.70	1.70	1.60	1.40	1.60	1.60
P_2O_5	0.41	0.32	0.80	0.41	0.85	0.36	0.80	0.69	0.73
H_2O^-	0.90	-	1.00	0.90	0.10	-	0.10	0.26	0.28
nnn	1.80	4.34	1.31	1.70	1.73	2.59	0.86	0.41	0.38
Σ	100.44	100.10	99.66	99.84	100.63	100.19	100.39	100.51	100.57

Продолжение 1 таблицы 41

№№ пп	19	20	21	22	23	24	25	26
№№ обр	160	1572	47	1141	110	1069	1111	1253
SiO_2	52.09	52.12	52.29	52.42	52.43	52.60	54.05	55.60
TiO_2	0.95	1.31	1.31	1.35	1.15	1.12	0.89	1.04
Al_2O_3	18.88	17.12	18.45	17.19	17.25	17.47	17.07	17.66
Fe_2O_3	4.75	5.26	5.20	6.78	5.0	5.42	3.30	6.72
FeO	3.87	4.31	4.02	2.58	3.73	3.44	5.17	0.28
MnO	0.20	0.15	0.15	0.15	0.14	0.14	0.17	0.14
MgO	4.42	4.77	4.60	5.17	4.82	4.99	4.74	4.64
CaO	8.74	9.17	8.44	8.44	8.69	9.52	9.10	6.04
Na_2O	3.40	3.90	3.40	4.10	3.90	3.10	3.60	4.40
K_2O	1.70	1.60	1.70	1.70	1.50	1.40	1.30	2.00
P_2O_5	0.28	0.57	0.14	0.69	0.57	0.73	0.50	0.34
H_2O^-	-	0.17	-	0.11	0.38	0.20	0.17	0.11
nnn	0.49	0.17	0.45	0.04	0.65	0.37	0.54	1.32
Σ	100.20	100.62	100.00	100.72	100.71	100.50	100.60	100.32

Продолжение 2 таблицы 41

Двупироксеновые андезиты (серые)							
№№ пп	27	28	29	30	31	32	33
№№ обр	1260	1163	1058	1261	1241	1051	1051
SiO_2	56.17	57.41	57.69	57.74	58.14	59.03	59.08
TiO_2	1.26	0.98	0.73	0.87	0.75	1.11	1.02
Al_2O_3	17.94	19.00	17.03	17.37	17.30	17.40	1.02
Fe_2O_3	6.12	5.46	3.05	5.40	5.97	3.84	4.46
FeO	0.28	1.42	2.87	2.01	1.14	2.52	1.96
MnO	-	0.14	0.11	0.09	0.09	-	0.11
MgO	3.34	3.70	3.45	2.83	3.12	3.66	3.78
CaO	8.00	4.96	7.72	6.28	6.85	6.02	5.74
Na_2O	4.00	4.40	3.00	4.50	4.20	3.90	4.00
K_2O	1.80	2.00	2.00	1.90	1.80	2.20	2.50
P_2O_5	0.34	0.34	0.57	0.69	0.48	0.07	0.11
H_2O^-	0.09	0.26	0.48	0.14	0.15	-	-
nnn	1.29	0.21	2.02	0.88	0.75	0.90	0.50
Σ	100.63	100.28	100.49	100.30	100.74	100.64	99.74

Продолжение 3 таблицы 41

№№ пп	34	35	36	37	38	39
№№ обр	1250	12.08	1062	1259	1245	1248
SiO_2	59.12	59.20	59.61	60.36	60.39	62.19
TiO_2	0.64	0.80	0.73	0.72	1.26	0.82
Al_2O_3	15.36	18.16	18.25	18.07	17.11	16.13
Fe_2O_3	5.86	2.79	3.32	2.31	4.07	2.00
FeO	2.87	2.55	3.16	2.21	1.40	3.44
MnO	0.11	0.14	0.09	0.14	0.09	0.11
MgO	3.03	4.03	2.85	4.75	3.36	2.64
CaO	6.20	4.47	6.51	4.40	5.12	5.04

Продолжение 4 таблицы 41

Na_2O	**4.15**	**4.60**	**3.30**	**4.20**	**4.25**	**4.05**	
K_2O	**1.90**	**2.30**	**2.20**	**2.20**	**2.30**	**2.70**	
P_2O_5	**0.52**	**0.34**	**0.62**	**0.34**	**0.23**	**0.57**	
H_2O^-	**0.30**	**0.29**	**0.20**	**0.60**	**0.13**	**0.30**	
nnn	0.49	0.84	-	0.53	0.89	0.57	
Σ	100..55	100.51	100.84	100.89	100.60	100.71	

Продолжение 5 таблицы 41

Оливиновые андезитобазальты центральных вулканов*							
№№ nn	40	41	42	43	44	45	46
№№ обр	1043	1044	1048	1571	1573	1051	8
SiO_2	**51.65**	**51.11**	**50.80**	**51.75**	**52.43**	**52.99**	**51.04**
TiO_2	**1.12**	**1.89**	**1.35**	**1.15**	**1.15**	**1.38**	**2.62**
Al_2O_3	**18.00**	**17.29**	**17.58**	**17.42**	**17.47**	**18.64**	**18.21**
Fe_2O_3	**8.93**	**7.45**	**8.18**	**5.18**	**9.21**	**6.05**	**5.18**
FeO	**0.28**	**2.80**	**1.14**	**4.02**	**0.57**	**2.52**	**3.12**
MnO	**0.11**	-	**0.17**	**0.14**	**0.17**	**0.08**	**0.35**
MgO	**4.04**	**6.38**	**4.45**	**4.84**	**4.54**	**6.48**	**5.48**
CaO	**9.10**	**7.14**	**9.41**	**9.30**	**8.46**	**6.37**	**7.19**
Na_2O	**3.10**	**3.80**	**2.80**	**3.80**	**3.95**	**3.80**	**4.10**
K_2O	**1.50**	**1.50**	**1.30**	**1.60**	**1.60**	**1.60**	**1.70**
P_2O_5	**0.80**	**0.05**	**0.85**	**0.80**	**0.69**	**0.09**	**0.50**
H_2O^-	**0.38**	**0.02**	**0.48**	-	**0.10**	-	**0.21**
nnn	0.95	1.16	2.02	0.60	0.40	0.37	0.32
Σ	99.96	100.58	100.53	100.60	100.74	100.36	100.02

Продолжение 6 таблицы 41

№№ nn	47	48	49	50	51	52	53
№№ обр	1001	1560	219	1555	355	354	1566
SiO_2	**52.71**	**50.13**	**50.47**	**50.52**	**50.65**	**52.04**	**53.91**
TiO_2	**1.19**	**1.28**	**1.50**	**1.15**	**1.36**	**1.28**	**0.92**
Al_2O_3	**18.05**	**17.55**	**17.51**	**16.77**	**19.45**	**17.06**	**1571**
Fe_2O_3	**6.26**	**3.94**	**5.45**	**4.45**	**4.95**	**3.19**	**6.31**
FeO	**2.87**	**4.59**	**2.52**	**4.31**	**3.69**	**5.45**	**3.73**
MnO	**0.15**	**0.17**	**0.22**	**0.14**	**0.18**	**0.14**	**0.17**
MgO	**4.04**	**4.24**	**4.92**	**4.80**	**6.63**	**4.34**	**4.24**
CaO	**8.54**	**9.07**	**10.08**	**10.64**	**7.06**	**9.84**	**8.74**
Na_2O	**4.30**	**3.90**	**3.75**	**3.65**	**4.00**	**3.90**	**3.80**
K_2O	**1.70**	**1.70**	**1.60**	**1.50**	**1.70**	**1.60**	**1.75**
P_2O_5	**0.69**	**0.73**	**0.50**	**0.52**	**0.50**	**0.73**	**0.80**
H_2O^-	**0.12**	**0.12**	**0.10**	**0.50**	**0.35**	**0.13**	**0.15**
nnn	0.18	0.27	1.61	1.19	0.48	0.90	0.10
Σ	100.80	100.69	100.27	100.14	99.95	100.50	100.35

* Анализы приводятся по отдельным вулканам и внутри группы вверх по разрезу.

Продолжение 7 таблицы 41

№№ пп	54	55	56	57	58	59
№№ обр	1039	1031	1033	1254	1008	1012
SiO_2	51.98	48.91	52.08	52.40	54.45	51.69
TiO_2	1.12	1.10	1.61	1.26	0.95	1.04
Al_2O_3	16.77	18.57	18.75	20.07	18.45	19.99
Fe_2O_3	5.38	3.62	8.01	5.21	4.66	5.24
FeO	3.16	4.48	0.57	3.64	2.87	1.98
MnO	0.14	0.12	0.25	0.09	0.16	0.15
MgO	4.95	4.95	4.44	3.54	4.73	5.73
CaO	9.65	10.59	7.70	8.10	8.68	7.78
Na_2O	3.00	3.10	3.60	3.90	3.20	3.20
K_2O	1.55	1.50	1.80	1.70	1.50	1.20
P_2O_5	0.80	0.92	0.39	0.18	0.16	0.34
H_2O^-	0.18	0.84	-	0.08	-	0.97
nnn	0.62	0.33	1.01	0.51	0.29	1.05
Σ	99.55	99.43	100.30	99.68	100.40	100.16

Продолжение 8 таблицы 41

№№ пп	60	61	62	63	64
№№ обр	1203	1205	1016	1084	1155
SiO_2	53.49	53.81	52.35	53.47	55.20
TiO_2	1.41	1.41	1.50	0.82	1.35
Al_2O_3	19.96	16.28	18.56	17.28	15.47
Fe_2O_3	3.70	4.51	5.56	4.55	7.73
FeO	3.92	4.48	2.87	4.02	0.28
MnO	0.06	-	0.15	0.11	0.09
MgO	4.47	2.81	5.04	4.78	3.22
CaO	8.38	9.03	7.42	9.41	8.33
Na_2O	3.30	3.60	3.50	2.80	3.75
K_2O	1.30	1.30	1.80	1.00	1.80
P_2O_5	0.34	0.27	0.35	0.57	0.34
H_2O^-	0.05	0.70	-	0.64	0.90
nnn	0.16	1.60	0.71	0.56	1.61
Σ	100.54	99.80	100.00	100.01	100.07

Продолжение 9 таблицы 41

	Черные глыбовые андезиты				
№№ пп	65	66	67	68	69
№№ обр	1232	1228	1231	1230	1050
SiO_2	58.36	58.69	58.70	58.77	60.06
TiO_2	1.05	1.26	0.73	0.84	1.08
Al_2O_3	15.98	15.97	17.51	15.65	16.50
Fe_2O_3	5.92	4.48	4.20	5.77	3.53
FeO	0.28	1.40	2.01	1.68	2.80
MnO	0.09	-	0.11	-	-
MgO	4.02	4.87	2.22	3.60	4.77
CaO	7.00	6.37	6.65	6.37	3.15
Na_2O	3.90	4.00	3.95	4.30	4.10
K_2O	2.10	2.00	2.30	2.20	2.50

Продолжение 10 таблицы 41

№№ пп	65	66	67	68	69
P_2O_5	**0.41**	**0.41**	**0.69**	**0.23**	**0.52**
H_2O^-	**0.04**	**0.09**	**0.47**	**0.16**	**0.16**
nnn	0.16	0.35	1.12	0.37	0.78
Σ	99.31	99.89	100.66	99.94	99.52

Продолжение 11 таблицы 41

№№ пп	70	71	72	73	74
№№ обр	1204	1160	1070	1158	1156
SiO_2	**60.28**	**61.50**	**61.57**	**61.86**	**64.91**
TiO_2	**0.84**	**0.93**	**0.75**	**1.26**	**0.93**
Al_2O_3	**16.25**	**17.05**	**17.98**	**19.06**	**16.61**
Fe_2O_3	**4.66**	**2.06**	**2.72**	**2.74**	**2.78**
FeO	**1.96**	**1.40**	**3.16**	**2.24**	**1.12**
MnO	-	-	**0.09**	**0.07**	-
MgO	**5.67**	**2.53**	**2.22**	**1.81**	**2.64**
CaO	**2.55**	**5.26**	**5.39**	**3.71**	**3.75**
Na_2O	**4.30**	**4.75**	**3.10**	**4.60**	**4.10**
K_2O	**2.45**	**3.40**	**2.00**	**3.00**	**3.00**
P_2O_5	**0.23**	**0.11**	**0.57**	**0.23**	**0.11**
H_2O^-	**0.40**	-	**0.23**	**0.03**	**0.07**
nnn	0.78	0.52	0.84	0.02	0.65
Σ	100.37	99.51	100.62	100.63	100.67

Опись анализов:

1- на ЮЗ стороне с.Акналич, у насосн.ст.; 2-северная стенка кратера «Старое озеро»; 3- южные карнизы с.Акналич, над родниками; 4- в 3.5км к западу от ААЭС, на правом берегу оврага; 5- на СЗ стор. пос. Мецамор, к выемке ж.д.полотна; 6- в 3.5км к западу от ААЭС, на правом берегу оврага; 7- на СЗ стор.пос.Мецамор – агломерат. 8- на северной стороне дачн. поселка, 700м к ЮЗ от выс.868,6м; 9- на дне крайне западного сухого оврага, на выс.960м; 10- к западу от АЭС, восточн.склон выс.872.1м; 11- южнее ААЭС на верш.выс.888.1м; 12- на южном склоне Неркинайгрличского канала, у выс.отм. 851.7м; 13- вершина вулкана №35 (выс. 921.2 м); 14- на северном склоне вулк.№38 (выс.отм.895.8м); 15- на ЮВ стороне ААЭС, западн.скл.выс.881.8м; 16- на восточн.стороне ААЭС, в 400 метрах *южнее вулк.№35; 17- севернее пос.Мецамор, 100 м южнее выс. отм.* 878.0м; 18- на восточной стороне ААЭС, у выс.отм. 926.6м; 19- на ЮВ стороне ААЭС, у выс.отм.882.9м; 20- на вост. подножье вулк. Восточн. Атомахумб-2, в русле сухого оврага; 21- на ЮЗ стороне ААЭС, у выс. отм. 877.1м; 22- на восточной стороне оз.Айгрлич у крутого поворота южного канала на север; 23- на южной стороне ААЭС, у выс.отм.893.1м; 24- 1 км к СВ от вулк.№35, выс.отм.924.1м; 25- севернее дачн.поселка, выс. отм. 911.8м; 26- СВ подножье вулк.Восточн. Атомахумб-2, в русле оврага; 27- вершина вулк.№14; 28- верш. вулк.№15; 29- на правом берегу сухого

оврага к западу от нового котлована западнее ААЭС; 30- вершина вулк. №8; 31- западн.подножье вулкана №18, на выс.990м; 32- западн.подножье Восточн. Атомахумб-1, на лев.бер.оврага; 33- там же, выс.огм.971.1м; 34- на дне среднего оврага к С-СВ от Вост. Атомахумб-2, на выс.около 1000м; 35- на прав.борту оврага на 3 стор. Вулк. Зап. Атомах.-1; 36- на дне котлована к зап.от ААЭС; 37- вершина вулк. №19; 38- на ЮЗ подножье вулк. №17, на выс.1010м; 39- на ЮВ стороне персикового сада с.Нор Едесия, на выс.1040м; 40- на главной вершине Вост. Атомахумб-1; 41- там же, западная вершина; 42- северное подножье Вост. Атомах.-1; 43- восточн. скл. вулк. Восточн.Атомах.-2, на выс.950м; 44- там же, на СВ склоне; 45- сев.-зап.подножье Вост. Атомах.-1; 46- на восточн.стороне от гаража ААЭС; 47- 250м к З от ОКС ААЭС, на обочине ж.д.полотна; 48- на южной стороне ААЭС, на берегах сухого оврага, на выс.890м; 49- 100м к Ю от гаража АЭС на левом берегу канала; 50- на южной стороне ОКС ААЭС, в 300м к ЮЗ от устья оврага; 51- 700м к ЮЮВ от ОКС АЭС, 100м к югу от канала; 52- 600 м к Ю от ОКС АЭС, 100м к ЮЗ от канала; 53- на ЮВ стороне ААЭС на южной стороне ААЭС на южной стороне дороги; 54- на восточной стороне кратера Восточн.Атомах.-2; 55- южный конец лавового потока вулк. №33; 56- вершина вулк.№33; 57- северо-западное подножье вулк. Восточн.Атомах.-2; 58- южн.приверш.скл.вулк. Западн. Атомах.-3; 59- вершина вулк. Западн. Атомах.-1; 60- Западн.подножье вулк. Западн. Атомах.-1; 61- там же, на правом борту сухого оврага, на выс.925м; 62- вершина вулк. Западн.Атомахумб-2; 63- СЗ вершина вулк. Западн. Атомах-4; 64- вершина вулк. №13; 65- вершина вулк.№5; 66- вершина вулк.№6; 67- вершина вулк.№4; 68- вершина вулк.3; 69- западн.борт сухого оврага, к западу от вулк.Восточн.Атомах.-1; 70- З-ЮЗ подножье вулк. Западн. Атомах-1; 71- карьер на ЮЗ склоне вулк.12; 72- конец лавового потока вулк.№34; 73- вершина вулк.№17; 74- вершина вулк.№12.

Агломератовые сложные покровы обнажены также в выемках трассы оросительного канала в 400м к З-СЗ. Мощность до 10 и более м.

Обнажения агломератового покрова хорошо прослеживаются вдоль северных берегов рыбных озер и у истоков р.Севджур, к В от пос.Мецамор. Здесь главная масса обломочного материала окислена, мощность более 5-6м.

Андезитовые лавы незаметно замещают верхние части покрова агломератовых андезитов на западном склоне с.Акналич. Слагают они всю возвышенную часть рельефа к северу-северо-востоку от пос. Мецамор, а также окрестности с Акналич, к западу от меридиана оз.Айгрлич. С восточной и северной сторон, как уже от-

мечено, андезиты перекрываются покровными оливиновыми и андезитобазальтами арагацскими.

Хорошие обнажения андезитового лавового покрова можно наблюдать на крутых склонах округлой кратерообразной впадины в центральной части с.Акналич, в 600м к З от оз.Айгрлич, на южной стороне трассы Армавир-Ереван, известной у местного населения под названием «Старое озеро» (Հին լիճ). С расстояния ничто не предвещает о существовании такого «колодца», ибо поверхность лавового плато, сложенная означенными андезитами, относительно ровная, сглаженная, с небольшим (до 5-6°) общим наклоном в южную сторону. Верхний диаметр кратера 200-250м, глубина с севера 25-27м, с юга 17-18м. Дно плоское, выровненное, диаметром 100-150, лежит на абсолютной отметке 847м (на несколько м выше зеркала оз.Айгрлич). Местной молодежью часто используется в качестве поля для игры в футбол и мотобол.

На северо-восточной стенке кратера обнажены: внизу – спекшиеся окисленные шлаковые агглютинаты, высотой карниза до 12-15м, а наверху – черные флюидально-полосчатые андезиты. Восточные склоны сложены шлаковыми брекчиями андезитов, образующими более спокойный мелкоступенчатый (высота 1-3м) рельеф с невысокими карнизами. На наиболее крутых СЗ и З склонах кратера доминируют скальные выходы темно-серых-черных андезитов, в верхах слабо окисленных и ошлакованных. С южной стороны на склонах кратера преобладают черные мелкопористые, в верхах раздробленные (с рыхлым рыжеватым мелкошлаковым заполнителем) андезиты.

На южной стороне выходов андезитовых лав, в средней части береговых (к араратскому озеру) карнизов, напротив насосной станции обнажаются те же черные пористые разновидности андезитов в верхах снова раздробленные с мелкошлаковым заполнителем. В основании карнизов здесь хорошо видно, что крупные родники приурочены к трещиноватому основанию покрова, ниже которого, по-видимому, есть другой более плотный водоупор. Максимальная обнаженная мощность андезитов более 30м.

Петрографический состав этих пород достаточно однообразный с общей олигофировой структурой и микролитово-кристобаллитово-гиалиновой основной массой. Редкие вкрапленники представлены плагиоклазом (до 1.5мм), чаще всего сильно резорбиро-

ванным, отдельными мелкими призмами ромбического пироксена. Часто попадаются сгустки из нескольких относительно крупных кристаллов плагиоклаза с мелкими буро-зеленоватыми клинопироксенами. Гиалопилитово-гиалиновая основная масса состоит из черного вулканического стекла (до 80-85% всего объема), с редкой сетью игольчатых плагиоклазов, зачастую ориентированных. На северных карнизах кратера основная масса под микроскопом заметно флюидальная с черными и темно-бурыми полосами, вдоль которых ориентированы все микролиты. Химический состав андезитов приводится в табл.41.

Покровные оливиновые андезитобазальты (арагацские). Лавы этой группы обнажены в В, ЮВ и Ю сторонах ААЭС, покрывая общую площадь около 20 кв.км.

На южной и восточной сторонах оливиновые андезитобазальты обнажаются из-под более молодых оливиновых основных лав вулканогенов Атомахумба, а на восточной и западной – черных глыбовых андезитов и серых двупироксеновых андезитов. Сами же на юге перекрывают лавово-агломератовую толщу древних темных андезитов. На относительно пониженных участках рельефа, к югу и юго-востоку от АЭС эти лавы покрыты толстым чехлом четвертичных игнимбритовых туфовых покровов и различными озерно-аллювиальными, озерными, пролювиальными отложениями. На крайнем юге района андезитобазальты погружаются под современные рыхлые отложения Араратской котловины.

По всей площади развития этих пород они нигде существенно не прорезаны, более того, временные водотоки даже не вскрыли внутренние части самых верхних потоков. Скудные данные о строении толщи этих андезитобазальтов дает только морфологический анализ рельефа на самом юго-востоке, между р-ном оз. Айгрлич и с.Аршалуйс. В районе Айгрлича обнажен один единственный поток оливинового андезибазальта мощностью около 30м. К востоку, вдоль фронта обнажений в сторону оз.Мецамор, в районе выс.отм.848.7м в рельефе покрова фиксируется сильно сглаженный уступ близмеридионального направления, фиксирующий восточную границу верхнего, наблюдаемого у озера Айгрлич покрова. Верин-Айгрличский канал сначала прослеживается по верхнему покрову, затем, на выс.около 863м уже по нижнему. Южная граница нижнего лавового покрова, вплоть до пересечения с трассой Армавир-

Ереван, прослеживается вдоль Неркин-Айгличского канала и в СЗ части с.Аршалуйс покидает пределы района.

Поверхность нижнего покрова андезитобазальта сильно задернована, и этот покров доступен изучению лишь в нескольких пунктах обнажения его самой верхней части.

На южной стороне нижнего канала в 200м к СЗ от МТФ у выс.отм.849.3м на ровной площадке обнажаются темно-серые мелкозернистые андезитобазальты с мелко-среднеглыбовой отдельностью. Аналогичное площадное обнажение этого покрова находится на южном берегу канала, в 600 м к востоку. В 800 м севернее, в районе выс.отм.853.5м, примерно посередине нижнего и верхнего каналов заложен карьер для добычи шлаков, связанных с верхней ошлакованной зоной нижнего покрова. Шлаки не очень чистые, в смеси с подпочвенными суглинистыми отложениями.

Микроструктра породы нижнего покрова оливинового андезитобазальта порфировая с гиалопилитовой основной массой. Вкрапленники представлены крупными (до 1.5мм) оливинами и, очень редко, плагиоклазом, зеленовато-бурым клинопироксеном. Основная масса сложена микролитами плагиоклаза, мелкими кристалликами клинопироксена, точечными зернами магнетита и буроватым темным вулакническим стеклом (до 65-70%). В общей этой массе попадаются округлые участки (размерами до 1.5мм) полнокристаллической диабазоподобной породы с пойкилоофитовой структурой. Здесь участвуют все те же минералы, но без вулканического стекла. Химический состав этой породы приведен в табл.41.

Второй (снизу) покров оливинового андезитобазальта изучен по более обширной площади его развития.

На крайнем севере, на дне ранее упомянутой сухой долины района вулк.Вост.Атомахумб-2 обнажена самая верхняя часть верхнего потока, представленная ошлакованными розово-серыми лавами. Ниже по оврагу через 200м обнажаются уже более плотные свежие темно-серые, заметно кристаллические разности андезитобазальта. Отдельность крупноглыбовая. Местами наблюдается грубое флюидальное строение, обусловленное ритмичным чередованием светлых и более темных полос. Здесь отмечены также остатки верхней шлаково-агглютинатовой корки. Микроструктура этой породы олигофировая с почти полнокристаллической микродоле-

ритоподобной основной массой. Наблюдаются очень редкие (2-3 зерна на площади шлифа) мелкие (менее 1мм) призмы плагиоклаза. В основной массе развиты плагиоклаз, оливин, клинопироксен, магнетит. В общей микрозернистой массе встречаются более крупнозернистые полнокристаллические участки с офитовой структурой.

На ЮВ подножиях вулкана Восточный Атомахумб-2, на вершине левого берега сухой долины, у выс.отм. 926.6м обнажены серые, темно-серые, слабо-розоватые андезитобазальты с глыбовой отдельностью. Микроструктура олигофировая-порфировая с гиалопилитовой основной массой. Редкие вкрапленники оливина (до 1 мм), плагиоклаза (до 1мм), зеленовато-бурые клинопироксены (до 0.3 мм). В основной массе – плагиоклаз, мелкие клинопироксены, черное стекло (до 70%).

Более кристалличные разности оливиновых андезитобазальтов второго покрова обнажаются из-под черных андезитов вдоль южного берега Нижнезангинского канала, у выс.отм.924.1м. Это темно-серые лавовые породы с крупноглыбовой отдельностью, порфировой структурой и гиалопилитовой структурой основной массы. Во вкрапленниках развиты особо крупные (до 2.5мм) оливины, по краям и трещинам слабо ожелезненные. Уже знакомые крупнокристаллические участки основной массы имеют офитовую структуру.

На южной-юго-западной стороне АЭС описываемые лавы обнажаются из-под пачки более молодых оливиновых лав Восточного Атомахумба. Невысокая (до 10-15м) округлая горка с вершиной 921.2м, расположенная на дне распадка рельефа в 800м к В от градирных башен АЭС, «сидит» на лавовом постаменте потока нижних оливиновых андезитобазальтов и сама фактически является горнитосом, питавшимся за счет лавового покрова. Диаметр основания этой горки около 200м. Ее поверхность относительно ровная, но мелкокаменистая. Большинство обломков представлено темно-серой мелкозернистой лавовой породой. Редкие куски заметно ошлакованы. С восточной стороны склоны слегка крутые, и здесь хорошо видно, как темно-серая лава с вершины спускается к подножию и в юго-западную сторону отходит узкий (10-15м) лавовый язык длиной до 200м и средней мощностью 3-4м. На южном склоне попадаются куски шлаков, ошлакованных лав и вулкани-

ческие бомбы. Микроструктура темно-серой породы вершины горнитоса порфировая с гиалопилитовой основной массой. Во вкрапленниках встечаются клинопироксены двух типов – зеленовато-бурых (размеры до 1мм) и слабо-зеленоватых, а также мелкие (менее 0.6мм) оливины. Основная масса этой породы отличается обилием черного вулканического стекла (до 80%).

На ЮВ конце лавового языка горнитоса андезитобазальты серые, слегка буроватые, значительно более закристаллизованные. Основная масса породы под микроскопом почти полнокристаллическая микродолеритоподобная с редкими гиалопилитовыми участками, а также частями очень крупнозернистой полнокристаллической породы габбрового облика. Размеры плагиоклазов и клинопироксенов в габброподобной породе достигают 2.5-3мм, тогда как оливины мелкие (менее 0.4мм).

Коренные выходы верхнего покрова оливиновых андезитобазальтов хорошо обнажаются также в 2.3 км восточнее от АЭС, на восточной стороне абрикосового сада, на правом борту сухого близмеридионального оврага. Это те же серые мелкозернистые глыбовые породы, которые с востока перекрываются покровом черных глыбовых андезитов.

На южной стороне ААЭС нижние оливиновые андезитобазальты, обнажающиеся из-под более молодых андезитобазальтов вулканов Атомахумба, фактически заполняют весь распадок между АЭС и Мецаморской субширотной грядой древних андезитовых лав. В центральной наиболее пониженной части распадка андезитобазальты покрываются мощным (более десятка метров) чехлом игнимбритовых туфов шамирамского типа и средневерхнечетвертичными озерно-аллювиальными отложениями. На юге вдоль трассы канала хорошо видно налегание андезитобазальтового покрова на более высокие склоны андезитовых лав.

На северо-западе распадка андезитобазальты подстилают оливинсодержащие лавы вулкана Западн.Атомахумб-1, а также серые андезиты сухого оврага между Западн. и Восточн. Атомахумбами.

На ЮЗ стороне АЭС андезитобазальты темно-серые мелкозернистые с средне-мелкоглыбовой отдельностью. Здесь на большой площади обнажена только кровельная часть покрова.

На северной стороне пос.Мецамор у выс.отм.878.0м на дне котлована обнажаются темно-серые-черные пористо-пузыристые андезитобазальты с гиалиновой структурой основной массы, где черное вулканическкое стекло составляет более 70-80% всего объема.

На юго-восточной стороне АЭС по обеим сторонам дороги в садах и виноградниках обнажаются многочисленные выходы оливиновых андезитобазальтовых покровов. Здесь даже закартирован ряд новых горизонтов, иногда достаточно внушительных размеров (выс.отм. 893.8м). Но значительные площади этих покровов все же покрыты игнимбритовыми туфами и пачкой рыхлых молодых аллювиально-пролювиальных отложений.

На вершине наиболее крупного горнитоса, с относительной высотой сооружения до 15м и размером основания 200х300м, развиты черные или слабо окисленные буроватые шлаки, на склонах – ошлакованные пузыристые лавы. На северном склоне отмечается небольшой лавовый язык мощностью 2.5м, несомненно связанный с деятельностью этого вулкана-паразита. Порода темно-серая с заметной зернистостью, отдельность глыбовая. Микроструктура порфировая-олигофировая с гиалопилитовой-пилотакситовой основной массой.

Андезитобазальты верхнего покрова остальных ЮВ частей изученной территории и, в частности, окрестностей Айгрлича отличаются более светлой – темно-серой окраской, но микроструктурные особенности те же, порфировые-олигофировые и гиалопилитово-микролитово-микродолеритоподобные с повсеместным содержанием во вкрапленниках и в основной массе кристаллов оливина.

Химический состав пород приводится в таб.41. Бросается в глаза наличие определенного разброса в содержании кремнезема, достигающего 2-3%. Наиболее основные разности с SiO_2 менее 50% зафиксированы у лав юго-восточных обнажений. Связывать это с определенными покровами невозможно. Из-за плохой обнаженности. На крайнем юге, где видны оба покрова, нижний покров более основной (на 1.7% SiO_2) и менее щелочной (на 0.9% суммы щелочной).

Петрографическое изучение этих покровов не позволяет уловить причину таких колебаний основных вышеуказанных породообразующих компонентов.

Серые двупироксеновые андезиты. Лавовые потоки серых двупироксеновых андезитов принадлежат к излияниям группы 4-5 вулканов, расположенных на севере центральной части изученного района, непосредственно к востоку от с. Нор Едесия. Андезитовые потоки достаточно широким фронтом (более 1.5км) по наклонному рельефу потекли на юг до окрестностей ААЭС. На севере обнажения андезитов имеют площадной характер, лишь местами прикрытые маломощными туфовыми пластами. На западе и востоке серые андезиты покрываются мощными лавами глыбовых черных андезитов, на юге – оливиновыми андезитобазальтами восточных вулканов Атомахумб. В этих участках обнажения серых андезитов видны только на дне западного от АЭС близмеридионального сухого оврага, где на правом борту они выходят из-под черных глыбовых лав, а на левом – оливиновых андезитобазальтов вышеназванных вулканов. На самой территории АЭС серые андезиты недавно обнажены на дне нового карьера под бассейн на СЗ стороне главного корпуса и вскрыты буровыми скважинами под самим главным корпусом на глубинах 15-25 м. На южной стороне АЭС покров серых андезитов, по-видимому, заканчивается и в дальнейшем полностью замуровывается оливиновыми андезитобазальтами, и их достаточно высокая фронтальная часть (выс. до 15-25м) в рельефе образует отчетливое близмеридиональную ступень, неправильно истолкованную некоторыми исследователями в качестве тектонической ступени.

На северных площадных обнажениях строение андезитового потока хорошо видно на днищах и бортах ряда сухих оврагов, спускавшихся с севера на юг. Основание андезитового покрова обнажено на дне оврага под СВ стороной вулкана Восточ. Атомахумб-2. Это розоватые, очень плотные, яснобрекчированные скрытозернистые породы, подстилающиеся потоком темно-серых оливиновых андезитобазальтов арагацкой свиты. Микроструктура андезита афировая с гиалопилитовой основной массой. В составе последней главную роль играет мутноватое черное вулканическое стекло с погруженными в нем длинными иголочками плагиоклаза и мелки-

ми призмочками желто-бурого окисленного пироксена. Текстура породы брекчированная.

Вверх по СВ склону долины на выс.около 970м же розово-серые породы заметно кристаллические с глыбовой отдельностью.

На дне восточного из парных субпараллельных близмеридиональных сухих оврагов на выс. 1005м андезиты серые, среднезернистые с валунно-глыбовой (до 3-4м) отдельностью. Микроструктура этой породы олигофировая с микролитово-пилотакситовой основной массой. Редкие вкрапленники (всего 1-2 кристалла на площади шлифа) представлены плагиоклазом. В основной массе развит агрегат флюидально расположенных длинных призмочек плагиоклаза, редких мелких кристалликов ромбического и моноклинного пироксенов, погруженных в черное вулканическое стекло. Во многих порах встречаются округлые шариковидные (диаметром до 0.15мм) агрегаты радиально-лучистого кристобалита (кристобалитовые солнца).

Вверх по лавовому борту оврага на абс.высоте около 1020 м андезиты черные скрытозернистые, стекловатые с мелко-среднеглыбовой отдельностью и острыми режущими краями скола. Такие породы продолжаются вверх до вершины оврага и на поверхности слабонаклонного, на юг, плато на абсолютных отметках до 1040м. Микроструктура этой черной площади явно стекловатой породы порфировая-олигофировая с гиалопилитовой основной массой. В качестве вкрапленников выступают несколько относительно небольших (менее 0.6мм) плагиоклазов и редких длинных (до 1мм) игольчатых кристаллов бесцветного ромбического пироксена, а также призматических зерен буро-зеленоватого клинопироксена. В гиалопилитвой основной массе главную роль играют длинные призмочки плагиоклаза, которые местами расположены флюидально, точечки рудного минерала, изометричные зерна пироксенов, погруженных в темно-бурое стекло (до 80% всего объема). Повсеместно развит кристобалит – как в порах, так и в основной массе.

Мощность андезитов на этом участке превышает 40-50м.

На западной стороне ААЭС, у крутого заворота ж.д. полосы на ЮВ изучаемый андезитовый поток слагает водораздел между двумя сухими оврагами близмеридионального направления. Здесь, на северной стороне жел.дороги обнажены глыбовые, местами сильно окисленные, ошлакованные очень плотные тонкозернистые

андезиты, совершенно лишенные пористости. К северу эти лавы прослеживаются до Ю-ЮВ подножий вулканов группы Западн.Атомахумб. Здесь поверхность лав каменистая с курчаво-ошлакованными черными плотными стекловатыми андезитами с многочисленными белыми кристаллами-вкрапленниками плагиоклаза. Микроструктура породы порфировая с гиалопилитовой основной массой. Среди вкрапленников – несколько крупных (до 2 мм), внутри очень сильно резорбированных таблиц плагиоклаза и мелкие желто-зеленоватые клинопироксены. В основной массе – микролиты плагиоклаза и мелкие зерна клинопироксена, погруженные в светло-бурое криптокристаллическое стекловатое вещество, составляющее около 80% всего объема породы.

Выше по восточному сухому оврагу андезиты обнажаются на дне и нижних склонах. Здесь они плотные, синевато-серые мелкозернистые, иногда с очень крупноглыбовыми валунно-глыбовыми (до 3-4м) отдельностями. Микроструктура породы олигофировая-порфировая с гиалопилитовой-интерсертальной основной массой. Во вкрапленниках встречаются крупные (до 2.5 мм) длиннопризматические плагиоклазы и более мелкие (до 1 мм) призмы ортопироксена и клинопироксена. В светлое стекловатое криптокристаллическое вещество основной массы погружены микролиты плагиоклаза. На стенках пор развиты шаровидные агрегаты кристобалита.

Андезиты, обнаженные на дне карьера, на СВ стороне главного корпуса – темно-серые, черные, пористые с глыбовой отдельностью. В отличие от остальных обнажений основная масса под микроскопом более закристаллизована – с плагиоклазом, пироксенами, магнетитом и некоторым (менее 25-30%) количеством светлого стекла.

Как известно, во всех 6-и 50-метровых буровых скважинах, пройденных нами на углах главного корпуса АЭС, под верхними темно-серыми оливиновыми андезитобазальтами на глубинах ниже 20-25м залегают серые массивные андезиты. Длина моноклинного керна на отдельных интервалах здесь составляла до 2.5-3.5м. Ниже дается примерный нисходящий разрез андезитового потока на примере скв.№2 (на ЮВ углу здания главного корпуса). Поток общей мощностью около 28 м здесь вскрыт на интервале глубин 17.7-46.0м.

а) В верхней части, на глубине до 19.7м порода плотная, серая, слегка буроватая, мелкозернистая с редкими вкрапленниками черных пироксенов. Наблюдается слабая (не более 20% объема) равномерная мелкая пористость. Поры вытянуты по горизонтали вдоль простирания потока. На стенках пор видны многочисленные белые мелкие (менее 0.5мм) шарики сферолитового кристобалита, а также тонкие чешуи буроватых слюд, похожих на биотиты. Оба эти минерала, по всей видимости, принадлежат к позднемагматической-эксгаляционной стадии кристаллизации.

б) Ниже, до гл. 43-44м андезиты массивные серые, относительно слабопористые (менее 10% объема), с теми же поровыми минералами. Микроструктура этой породы порфировая с вкрапленниками плагиоклаза (лабрадор-андезитового ряда), клинопироксена (авгита), гиперстена. Общее количество вкрапленников не превышает 7-8% объема породы. Основная масса имеет микролитовую-интерсертальную структуру с плагиоклазом, клинопироксеном, магнетитом и светлым желтовато-бурым стеклом (до 40-50% всего объема). В этой массе очень много также черепитчатых агрегатов кристобалита (до 10% всего объема). Изредка встречаются необычно крупные (до 0.4мм) призмочки светлого, слабо буроватого апатита. Интересно, что кристобалитовые агрегаты, как и шарики, черепитчатые, обычно кристаллизующиеся вокруг определенного центра-ядра, в качестве которого чаще всего служат мелкие зерна магнетита. По нашим данных (Э.Х.Харазян, 1970, 1975, 1980), кристобалитовые позднемагматические образования указанных типов чрезвычайно широко распространены в андезит-андезитодацитовых лавах новейших вулканических комплексов Мокрых гор, Цахкуняцского, Варденисского, Сюникского хребтов, а также в лавах Арагаца и Араилера (П.И. Лебедев, 1931).

в) В нижней части андезитового потока, на гл.ниже 44.5м порода значительно более мелкозернистая стекловатая, слабоокисленная с грубым флюидальным сложением.

Лава описанного андезитового потока в скважине покрывается 3-метровым слоем своих же рыхлых шлаковых брекчий. Аналогичные шлаковые образования, мощностью до 4.7м, встречены также под потоком. Максимальная мощность андезитового потока под главным корпусом ААЭС встречена в скв.№5, на СЗ углу - 36м.

Двупироксеновыми андезитами сложены также ряд вулканических центров на севере района, восточнее с.Нор Едесия. Вероятно, они являются центрами излияния этих лав, хотя и не исключается арагацское происхождение – они очень сходны с плитчато-глыбовыми лавами верхней части амбердского разреза.

Самое крупное северное вулканическое сооружение – возможный центр серых двупироксеновых лав района – сложено многочисленными пластами (мощн. до 3-4м) плотной шлаково-агломератовой брекчии с параллельно-периклинальным падением. На южной стороне из-под шлаково-обломочной массы на юг уходят лавовые потоки сероватых андезитов, на поверхности которых светло-серая порода очень сильно ошлакована, легкая, «мягкая». Ниже по склонам еще дальше на юг породы значительно более плотные, массивные.

Микроструктура светло-серой ошлакованной «мягкой» породы афировая с гиалопилитовой основной массой. Последняя сложена длинными призмочками палгиоклаза, квадратно-изометричными зернами магнетита, темным вулканическим стеклом.

На следующем южном вулкане с вершинной отметкой 1081.3м лавы выступают с южной стороны. Это слабо окисленные буро-сероватые породы, сходные с плотными андезитами, развитыми на северной стороне вулканов В.Атомахумб.

Лавы небольшого вулкана с вершинной отметкой 1062.1м афировые с гиалопилитово-пилотакситовой черной основной массой и редкими ориентированными иголочками плагиоклаза. В шлифе отмечена единственная длинная (до 0.8мм) призма резорбированного плагиоклаза и небольшой (0.15мм) короткопризматический кристалл гиперстена.

Аналогичный петрографический состав имеют плитчатые сероватые мелкозернистые андезиты, излившиеся из-под основания западной части сооружения крупного андезитового вулкана с вершинной отметкой 1164.5м Розово-серые агломератовые брекчии на восточной стороне этого же вулкана содержат редкие небольшие вкрапленники плагиоклаза. В гиалопилитовой основной массе этой породы наряду с плагиоклазовыми иголочками встречаются также окисленные желто-бурые иголочки пироксенов (кажется, ромбических). В порах много шариковидного кристобалита.

Вулканическая гора с вершиной 1072.5м на западной части сложена окисленными шлаками, а на восточной – коренными выходами черных андезитов с каменистой поверхностью. Микроструктура породы порфировая с гиалопилитовой основной массой. Во вкрапленниках отмечены крупные (до 2.5мм) зональные, или же просто сдвойникованные плагиоклазы, часто в виде гломеропорфировых сколпений с зеленовато-бурыми мелкими пироксенами (ромбическими и моноклинными). В основной массе – плагиоклазы, пироксены, темно-бурое стекло (до 70% всего объема).

Химический состав двупироксеновых серых андезитов приводится в таблице 41.

Оливиновые андезитобазальты центральных вулканов. Связаны с деятельностью двух групп центральных вулканов, расположенных на северо-западной и северной сторонах Армянской АЭС и названных, соответственно, группами вулканов Западный Атомахумб и Восточный Атомахумб.

В группе вулканов Западный Атомахумб насчитывается 4 самостоятельных центральных вулкана, расположенных бок о бок, из которых лишь один западный (З. Атомахумб-1) вулкан излил значительное количесво андезитобазальтовой лавы (около 2 кв.км). Остальные три вулкана №2 (центральный), 3 (северный) и 4 (восточный) представлены только шлаковыми постройками.

В вулканической группе В. Атомахумб всего 2 самостоятельных вулкана №1 (западный) и №2 (восточный).Но здесь имеются также многочисленные паразитические (или боковые, адвентивные) центры извержения: 4 у первого вулкана и 3 у второго. Оба главных вулкана В.Атомахумб излили лавы, но наибольшее количество (около 2.2 кв.км) лав связано с вулканом В. Атомахумб-1.

Все лавы обоих групп вулканов Атомахумб достаточно однообразные темно-серые до черного, заметно зернистые, с глыбовой отдельностью.

Лавы вулкана З.Атомахумб-1 излились из-под южного-юго-восточного основания вулканического сооружения. Сам вулкан имеет выпуклую щитовидную форму с остатками кратера, ныне заполненного игнимбритовыми туфами шамирамского типа и рыхлыми озерно-аллювиальными вулканическими песками. Кратер приоткрыт с северо-восточной стороны, откуда и привнесен весь заполняющий его инородный материал. На южной вершине горы с

абсолютной отметкой 1021.6м обнажаются сильно пузыристые черные андезитобазальты с белыми отложениями на стенках пор кальций-карбоната. На южной стороне вершины, на выс. около 1000м развиты темно-серые-черные миндалекаменные лавы с поровыми белыми отложениями карбоната. В некоторых миндалинах-кавернах отмечены рыхлые вторичные образования карбоната – карбонатная мука. Отдельность пород глыбовая (размером до 1 м). Хорошо видно, как лавы обтекают шлаковое сооружение рядом стоявшего на востоке вулкана З.Атомахумб-2.

Микроструктура лавовой породы на южном привершинном склоне олигофировая с гиалопилитовой основной массой. Редкие вкрапленники представлены светло-зеленоватым оливином и мелким (0.3мм) клинопироксеном. Основная масса состоит из черного вулканического стекла (до 35-40% всего объема), микролитов плагиоклаза, мелких кристалликов оливина, клинопироксена, магнетита. В общем, напоминает типичную структуру базальта, с отдельными участками более крупнозернистой пойкилоофитовой структуры с более крупными (до 0.6мм) клинопироксенами, внутри которых беспорядочно разбросаны мелкие плагиоклазовые микролиты.

Западная и северная вершины лавового вулкана З. Атомахумб-1 сложены теми же пузыристыми черными лавами.

На южных фронтальных частях лавового покрова, на северной стороне автодороги в АЭС лавы все те же миндалекаменные, черные, но заметно более закристаллизованные. Микроструктура здесь порфировая с гиалопилитовой основной массой. Вкрапленники представлены крупным оливином (до 2.5 мм), по краям и трещинам сильно окисленным, и редкими плагиоклазами (до 1 мм). В основной массе – те же минералы, а также светло-зеленые пироксены, размеры которых в пойкилоофитовых участках достигают 0.8мм. Стекло темно-бурое-черное.

Оливиновые андезитобазальты этого вулкана изучены также на северо-западных фронтальных частях лавового покрова, на левом борту субширотного сухого оврага, спускающегося в сторону дачного поселка работников АЭС. Здесь породы все те же темно-серые, миндалекаменные с зеленовато-буроватой оторочкой вокруг миндалин, с большой толщиной снизу. Отдельность пород крупноглыбовая (более 1 м). Микроструктура порфировая с почти полнокристаллической микродолеритоподобной основной массой. Во

вкрапленниках – крупные (до 2.5мм), по краям сильно окисленные оливины и, более редко, сильно резорбированные плагиоклазы (до 1 мм). Пойкилоофитовые участки основной массы напоминают среднезернистый диабаз.

На правом борту оврага оливиновые андезитобазальты кажется перекрываются черными глыбовыми андезитами.

Самое крупное в группе конусовидное сооружение вулкана З.Атомахумб-2 в плане имеет округлую форму, диаметром около 700 м и относительной высотой до 120м. На вершине сохранился кратер, приоткрытый с СВ стороны. Диаметр кратера – 200м, глубина – 35-40м. С запада сооружение вулкана перекрыто лавовым потоком соседнего 1-го вулкана группы, с севера – игнимбритовыми туфовыми покровами, с северо-востока– сооружением 4-го вулкана и с востока покровом оливиновых андезитобазальтов вулканов В. Атомахумб и черными глыбовыми андезитами северных вулканов.

На восточном подножии вулкана заложен карьер для добычи шлаков. На стенках шлакового карьера, высотой до 10 м и более м, хорошо видно грубослоистое строение горы. Слои имеют периклинальное падение вниз по склонам, и каждый из них является продуктом отложения одного мощного взрыва (импульса взрывов). Мощность слоев этого насыпного материала колеблется в пределах от 30,50 см до 2-3 м. Внутри слоев видна общая грубая отсортировка шлакового, лапиллевого и песчано-пеплового материала снизу вверх в приведенной последовательности. Часто попадаются беспорядочно разбросанные крупные (до 0.5-0.8м) грушевидные, лимонообразные, округлые-шаровидные, гранатоподобное вулканические бомбы. У большинства расколотых бомб (особенно крупных) видна интенсивно пористая сердцевина (типа спумолита) при тонкой (не более 1-1.5см) плотной беспоровой корке. Редко встречаются вулканические бомбы других оригинальных форм, как правило, небольших (менее 15-20 см) размеров, лепешковидные, линзовидные-дискоидальные, шарикоподобные с маленьким хвостиком – типа плода инжира и т.д. Весь обломочный материал очень сильно окислен до кирпично-красного цвета.

На юго-восточном привершинном склоне этого насыпного вулкана, на выс.около 990м обнажены мощные слои (до 5м) сильно окисленных агглютинатов, наклоненные вниз по склону. Поверх-

ности этих слоев шероховатые, какие-то курчаво-вздыбленные. Отдельность породы гигантско-глыбовая (до 5м). Крупные валуны этой породы скатились вниз по склону горы, образуя у подножия хаотические нагромождения.

На южном склоне вулкана, на выс. 1020м вниз по склону прослеживаются близвертикальные скальные выступы темно-серых буро-коричневатых лав с близвертикальной матрацевидной отдельностью и острыми краями скола. Отсюда на запад хорошо видно периклинальное параллельное падение агглютинатовых пластов, описанных ниже.

На вершине кратерной бровки развиты сильно окисленные шлаки и бомбы. Тем же материалом сложены остальные склоны вулкана, а также стенки кратера. Лавовых излияний у вулк. З.Атомахумб-2 не было.

Микроструктура лавовых пород южного склона олигофировая с микролитовой основной массой. Редкие небольшие (до 1 мм) вкрапленники представлены плагиоклазом, оливином, клинопироксеном. Основная масса местами кажется полнокристаллической, состоит из плагиоклаза, клинопироксена, магнетита и небольшого (не более 20-25%) количества вулканического стекла. Зернышки клинопироксена очень мелкие, в виде зачаточных кристалликов. В основной массе часто попадаются округлые участки полнокристаллической породы с пойкилоофитовой структурой, где размеры кристаллов клинопироксена достигают 0.8мм. Последние по краям сильно окислены до коричневато-буроватого цвета.

Микроструктура агглютинатовой породы гиалиновая с содержанием черного вулканического стекла до 90%. Очень редкие вкрапленники здесь представлены длинным (до 1мм) плагиоклазом. В минеральной фазе основной массы видны иголочки и кристаллиты плагиклаза, мелкие сильно окисленные желтовато-буроватые клинопироксены.

Третий вулканический центр в группе З.Атомахумб (северный) представляет собой относительно небольшую (диаметр основания до 400м, относительная высота – 45м) правильную конусовидную горку с острой вершиной, без кратера. С трех сторон (севера, запада и востока вулканический конус обложен пластами игнимбритовых туфов шамирамского типа, а с ЮЗ небольшим языком лавы оливиновых базальтов 1-го вулкана. Судя по вырытой под какие-

то фортификационные сооружения вершинной яме, высотой стенок до 2 м, вулканический конус сложен рыхлым обломочным шлаково-бомбовым материалом, сильно окисленным до малиново-красного цвета. На мелкокаменистых склонах встречаются уникальные мелкие дискоидальные бомбы.

Микроструктура ошлакованной породы из вершины вулкана порфировая с гиалопилитовой основной массой. Во вкрапленниках развиты крупные (до 2.5мм) плагиоклазы (очень сильно резорбированные), более мелкие (до 0.8мм) слабоокисленные оливины. Основная масса черная криптокристаллическая с мелкими кристалликами плагиоклаза и клинопироксена. Содержание темного вулканического стекла достигает 70%. Здесь снова встречаются округлые участки с почти полнокристаллической крупнозернистой пойкилоофитовой структурой (размерами до 2 мм), с плагиоклазом, оливином, резко ксеноморфным клинопироксеном светло-зеленоватого цвета размером до 0.8 мм. В порах отмечается кальций-карбонат.

Последний 4-ый вулкан З.Атомахумба с севера наполовину похоронен под игнимбритовыми туфовыми покровами. Через узкий (менее 25м) пролив между стенами кратера с севера туфы врываются также в плоское кратерное углубление вулкана, заполняют его и даже, переливаясь через стенки с ЮЗ и В, выходят на обратные склоны вулканического сооружения. Весь южный склон горы свободен, и отсюда видны истиные размеры вулкана – диаметр основания – около 450м и относительная высота – до 50м.

В вершинной зоне вулкана развиты серые-темносерые грубоплитчатые, звонкие мелкозернистые-стекловатые лавовые породы. На южном склоне развит эксплозивный шлаково-бомбовый материал. Петрографический состав полностью идентичен составу продуктов предыдущего 3-го вулкана.

Химические составы пород группы Западных вулканов Атомахумб приводятся в таблице 41.

Из группы вулканов В.Атомахумб наибольший интерес представляет восточный №1 вулкан, изливший значительное количество лав. Именно на лавовом покрове этого вулкана расположен комплекс сооружений Армянской АЭС.

Вулканическое сооружение В.Атомахумб-1 имеет округлую в плане форму, диаметром основания около 800м и относительной

высотой до 100м. Сохранился вершинный кратер, диаметром 250м и средней глубиной 50м. Кратер приоткрыт с ЮЗ стороны. На склонах главного вулканического сооружения насажены несколько паразитических центров извержений, один из которых представляет собой простой насыпной шлаковый конус (северный), а остальные три – наряду с рыхлым насыпным материалом изливали также значительное количество лавового материала. Еще один паразитический вулканический конус расположен на ЮЗ стороне главного вулкана. В плане он имеет правильную круглую форму с диаметром основания – 120м и относительной высотой до 15м. Сложен рыхлой шлаково-бомбовой пирокластикой.

Основная масса лав В.Атомахумба-1 излились из-под основания главного сооружения. Лавовые потоки широким (до 1.5км) фронтом потекли в южную сторону, причем намного дальше растеклись лавы первого излияния (потока) – на 3 км. Последний третий лавовый поток, излившийся преимущественно паразитическими вулканами, распространился недалеко (всего на 0.8км). Его фронтальные карнизы хорошо видны на западной стороне градирных башен АЭС в виде уступа (высотой 3-4м) сильно ошлакованных темно-серых лав. Комплекс АЭС целиком располагается на втором потоке. Этот поток на юге круто обрывается примерно вдоль трассы Нижнезангинского канала, фиксируя под собой, как ранее было отмечено, крутую фронтальную часть потока серых двупироксеновых андезитов, встреченных, как известно, во всех бур. скважинах вокруг главного здания АЭС. Нижний лавовый поток Восточного Атомахумба-1 протекал в основном по восточной стороне высоко расположенного в рельефе андезитового потока, частично выравнивая древний рельеф. После обтекания фронтальных карнизов андезитов эти лавы широко растекались и на западном направлении, бронируя южные подступы андезитовых карнизов.

Порода нижнего потока андезитобазальтовых лав 1-го В.Атомахумба в западной части выходов, ниже Нижнезангинского канала, темно-серая мелкозернистая с мелкоглыбовой отдельностью. Обнажена только верхняя часть потока. Более или менее хороший срез лав можно наблюдать на южных фронтальных частях потока на берегах сухого меридионального оврага к югу от главного корпуса. Здесь развиты синевато-серые мелкозернистые мелкопористые глыбовые разновидности. Микроструктура породы порфи-

ровая, с вкрапленниками крупных (до 1.5мм) клинопироксена и плагиоклаза и более мелких – оливина. Основная масса породы под микроскопом имеет микролитовую структуру, с участками почти полнокристаллического микродолеритового строения. Некоторые такие участки похожи на крупнозернистые долериты. Все поры частично заполнены карбонатами, а также минералами группы цеолитов.

На юго-восточных фронтальных частях первого потока, в карьере на западной стороне асфальтированной дороги обнажаются темно-серые-черные мелкопористые породы с глыбовой отдельностью. Под микроскопом основная масса этой породы имеет гиалопилитово-пилотакситовую структуру с максимальным количеством (до 80%) черного вулканического стекла.

Как известно, второй лавовый поток андезитобазальтов В.Атомахумба-1 вскрыт также всеми 6-ью буровыми скважинами вокруг главного здания. Ниже приводится описание керна бур.скв. №2, как образец строения потока:

На гл.0.5-2.8м – от поверхности вскрыты рыхлые шлаковые брекчии с обломками размерами до 10-12см. Материал окислен до буро-коричневого цвета. Судя по редким окисленным оливинам шлаки имеют андезитобазальтовый состав.

2.8-14.7м – лавовый поток оливинового андезибазальта имеет характерные для большинства лавовых потоков (особенно более основного состава) параллельно-зональное строение. В верхней части – это черная, темно-серая мелкозернистая порода, сильно пористая, пузыристая, частично ошлакованная – раздробленная с редкими вкрапленниками оливина. В центральной части лавового потока порода светлеет – это уже серые, темно-серые заметные зернистые плотные массивные породы с редкой мелкой (не более 5-6мм) пористостью. Среди вкрапленников выделяются также плагиоклаз и клинопироксен.

В основании разреза потока андезитобазальты снова темнеют, и заметно увеличивается общая пористость. В указанном направлении сверху вниз закономерно изменяется микроструктура основной массы андезитобазальта от гиалопилитовой (вулк. стекло 40-50% всего объема) – через микролитово-кристаллическую-зернистую снова к гиалопилитовой. Данные силикатного анализа под-

твердждают андезитобазальтовый состав лавового потока (гл. 10м SiO_2= 53.25%, на пл.13м SiO_2=53.59%).

Третий лавовый поток Восточного Атомахумба-2, как и все остальные, раскинут в основном на южной стороне вулкана, но небольшие его порции, излившиеся из северо-западного паразитического центра, растекались также вдоль северных подножий горы на восток. Хорошие обнажения этого потока наблюдаются на левом берегу восточного близмеридионального оврага. Здесь андезитобазальтовый поток залегает на серые двупироксеновые андезиты северных вулканов, сами они чуть севернее перекрываются черными глыбовыми андезитами. На берегу оврага обнажаются темно-серые, слегка буроватые мелкозернистые глыбовые андезитобазальты. Микроструктура породы порфировая с микролитово-гиалопилитовой основной массой. Во вкрапленниках встречаются плагиоклаз (размером до 3 мм), светло-желтовато-зеленоватый клинопироксен (до 1.5мм), редкие мелкие оливины. Основная масса замет-но крупнозернистая с пойкилоофитовыми участками. Содержание вулканического стекла достигает 50%.

На – юго-восточном подножии главного вулкана, непосредственно к северу от градирных башен АЭС содержание вулканического стекла в основной массе андезитобазальтовой породы не превышает 30-40%. В некоторых порах здесь содержатся светло-желтые, желтовато-буроватые чешуйчатые вторичные минералы, напоминающие цеолиты. Их рельеф заметно ниже канадского бальзама, а интерференционная окраска – желтоватая первого порядка.

Как было сказано выше, некоторое количество андезитобазальтовой лавы извергалось также расположенным рядом, на востоке, другим крупным вулканом – В.Атомахумбом-2. Лавы прорвали здесь рыхлые или слабо спекшиеся шлаково-агглютинатовые отложения юго-восточных склонов вулкана на абсолютной отметке около 910м и устремились вниз, покрывая расстояние в несколько км до полосы Нижнезангинского канала. На месте прорыва стоит отдельная изолированная каменистая вершина с выс. отм. 965.3м. Андезитобазальты здесь темно-серые с глыбовой отдельностью. На северной стороне этой вершины андезитобазальты слегка окисленные, буроватые с гигантско-глыбовой (до 3-4м) отдельностью. Микроструктура этой породы олигофировая-афировая с гиалопилитовой-гиалиновой основной массой. Редкие вкрапленники представ-

лены округлыми, по краям сильно окисленными светло-желтоватыми клинопироксенами, черными непрозрачными кристалликами магнетита, по форме напоминающими бывшие оливины. Может быть, это полностью опацитизированные оливины? В основной массе породы развиты мелкие окисленные клинопироксены, плагиоклаз, погруженные в черное вулканическое стекло с содержанием до 70-80%. Во многих порах развиты цеолиты и кальций-карбонат.

На юго-восточном конце этого лавового потока поверхность сильно каменистая, всхолмленная. Порода здесь темно-серая мелкопористая, с глыбовой отдельностью и белыми минералами в порах. Последние под микроскопом имеют очень низкую интерференционную окраску и рельеф, ниже канадского бальзама. Напоминают они минералы из группы цеолитов которые, как известно, могут образоваться в том числе и из позднемагматических эксгаляций.

Сами вулканические центры В.Атомахумба-1 и 2 сложены насыпным шлаково-бомбово-агглютинатовым материалом. Оба они в плане имеют круговые формы с диаметрами оснований соответственно 700м и 900м и относительными высотами 95м и 110 м и вершинными кратерами, приоткрытыми, соответственно, на ЮЗ и ЮВ. Диаметр кратера вулкана 1 – 250м, глубина 60м, а вулкана 2, соответственно, около 400м и 80м. В сложении обоих вулканических сооружений принимают участие многочисленные периклинальные падающие слои окисленных спекшихся шлаковых брекчий с многими вулканическими бомбами различных конфигураций, а также лапилли, пеплово-песчаный материал. Каждый из этих слоев фактически соответствует отдельному определенному акту взрывной деятельности вулкана.

Примечательно, что эти вулканы, в т.ч. и З.Атомахумб-2, эродировались не развитой сетью радиальных барранкосов, а какой-то площадной эрозией. Огромные участки склонов растасканы, как бы разодраны и ныне имеют слоисто-ступенчатое строение, отчетливо наблюдаемое издалека. Этим они сильно отличаются от шлаковых вулканических центров других частей Арагацского массива, а также других областей новейшего вулканизма Армении – Гегамского, Варденисского хребтов, Сюника.

На правом борту южного сухого оврага между двумя главными вулканами Восточн.Атомахумба обнажается контакт между

их продуктами. Падающие на ЮВ агглютинатовые слои первого вулкана резко несогласно перекрывают слои второго вулкана, падающие на ЮЗ, что однозначно указывает на более молодой возраст В.Атомахумба-1. Такое же соотношение продуктов вулканов наблюдается также на восточной стороне седловины между ними.

Многоступенчатое строение склонов вулканов иногда обусловлено также многократным чередованием более мощных (до 7-8м) сильно окисленных агглютинатовых слоев с относительно маломощными (1-2м) лавовыми потоками темно-серых андезитобазальтов. В частности, такое строение, характерное для стратовулкана, имеет восточный склон кратера В.Атомахумба-2. Микро-структура андезибазальта здесь порфировая с микролитово-гиалопилитовой основной массой. Вкрапленники представлены плагиоклазом (до 2 мм), оливином, светло-зеленовато-бурым клинопироксеном (до 0.5мм). В основной массе черное стекло до – 70%, микролиты и мелкие кристаллы плагиоклаза, клинопироксена. В порах отложен кальций-карбонат.

Вершинная зона В.Атомахумба-2 слабо каменистая, покрытая россыпью из окисленных шлаков, бомб, др. эксплозивной пирокластикой. На северном и южном склонах кратера вниз по склонам прослеживаются пласты мелкозернистых темно-серых лав с крупноглыбовой отдельностью. Контакты лав с вмещающими агглютинатовыми образованиями какие-то нечеткие.

В основании северного склона В.Атомахумба-2 расположен небольшой паразитический шлаковый вулкан с диаметром основания до 80м и относительной высотой с севера до 15м. Вся поверхность этого вулкана усеяна сильно окисленными, по виду курчавыми глыбами шлаков и шлаковых брекчий. Последние на вершине находятся в коренном залегании.

Черные глыбовые андезиты. Занимают большую северную часть изученной территории. Обнаженная их площадь превышает 30 кв.км Некоторые северо-восточные территории района, покрытые плащом игнимбритовых туфов, также нужно включить в область распространения черных андезитов.

Отличительными признаками этих лавовых пород являются характерная (темно-серая) окраска, глыбовые валунно–галечные отдельности и каменистая холмистая поверхность их покровов, а также тонкозернистое стекловатое сложение с вкрапленниками бе-

лого плагиоклаза. Благодаря этим признакам лавовые покровы черных андезитов очень четко дешифрируются на аэрофотоснимках всех масштабов и даже на крупномасштабных топографических планшетах.

Во многих пунктах отчетливо видно, как черные андезиты перекрывают нижние оливиновые покровные андезитобазальты арагацского комплекса, серые двупироксеновые андезиты, а также верхние оливиновые андезитобазальты центральных вулканов Атомахумба. Сами же черные андезиты перекрываются покровами игнимбритовых туфов шамирамского типа, а также верхнечетвертичными-современными различными континентальными образованиями.

Возникновение мощных покровов черных глыбовых андезитов связано с массовыми излияниями вулканических групп Северо-восточная и Северная, расположенных на восточной и северной сторонах с.Нор Едесия. Площади развития лавовых покровов этих двух групп вулканов, в общем, разобщены в два крупных участка-покрова, разделенных выходами нижележащих серых двупироксеновых андезитов. Восточный покров черных андезитов относится к излияниям крупнейшего андезитового вулкана №17 с абсолютной отметкой вершины 1171.9м, расположенным в 3 км к востоку от с.Нор Едесия. Этим вулканом, совместно с другим рядом расположенным северным (выс. отм. вершины 1156.3 м) было извержено 7 отдельных потоков черных андезитов. Благодаря первозданному рельефу они нисколько не затронуты процессами выветривания и, несмотря на исключительное сходство вещественного состава и внешнего вида пород и характера их обнажений, все эти разные потоки-покровы достаточно легко картируются, особенно при применении АФС.

Самые нижние потоки протекали дальше всех на юг, достигая окрестностей с.Аршалуйс, на расстояние более 3.5 км.

Излияния наиболее молодых двух последних потоков андезитов связано с северным вулканом – паразитическим лавовым вулканом, расположенным на склоне южного вулкана. При этом особо впечатляет заключительное излияние указанного паразитического канала объемом излившегося материала более 0.1 куб.км.

В пределах западного покрова черных андезитов насчитывается только 3 потока, сооответствующих, предположительно, нижним потокам восточного покрова.

Центры западного покрова черных андезитов расположены за пределами района, непосредственно к северу от с.Нор Едесия. Это крупные конусовидные вулканы с диаметром основания до 800-900м и относительной высотой более 120-130м.

На юго-западных окрестностях с.Нор Едесия расположена группа из 6-ти небольших вулканических центров, имеющих тот же андезитовый состав. Однако они скорее всего являются горнитосами – бескорневыми вулканами, которые сами питались из мощного лавового потока.

Порода самого нижнего потока восточного покрова на фронтальных частях выходов, восточнее АЭС – черная с мелкими призмочками (до 3мм) белого плагиоклаза. Отдельность глыбовая (до 1м) с острыми краями скола. Поверхность потока сильно каменистая, местами чингилистая, неровная, всхолмленная, местами очень труднопроходимая. На самом конце первого нижнего лавового потока поверхность напоминает гигантскую мостовую.

Микроструктура породы нижнего потока порфировая с криптокристаллически-гиалиновой основной массой. Вкрапленники представлены крупным (до 3-3.5мм) плагиоклазом, редкими мелкими клинопироксенами светло-зеленоватой окраски. Основная масса на 60-90% состоит из чистого прозрачного темно-бурого вулканического стекла, а также редких микролитов и кристалликов плагиоклаза, очень редких клинопироксенов. Текстура породы пористая, в порах развиты тонкие корочки или мелкие (менее 0.2 мм) шарики радиально-лучистого кристобалита и кальций-карбоната. Интересно, что, как правило, радиально-лучистые шариковидные кристобалиты образованы вокруг своеобразного центра кристаллизации, чаще всего представленного мелким кристалликом черного магнетита.

Эти внешние и внутренние характеристики черных глыбовых андезитов чрезвычайно однообразны и одинаковы для всех семи потоков, в т.ч. для самих вулканических центров.

Главный вулканический центр черных андезитов имеет вид плоской щитовидной горы с диаметром основания около 1.2-1.4км и относительной высотой до 140м (с востока). На вершинной зоне

отчетливо наблюдаются остатки кратера, приоткрытого на СВ. Диаметр кратера около 300м при глубине до 60м.

В строении вулканического сооружения большую роль играет насыпной материал, представленный слабо окисленными тяжелыми шлаками, эксплозивными обломками размерами до 1-1.5м. С северо-восточной стороны видно грубослоистое сложение вулкана.

Главное насыпное сооружение фактически ложится на 5-й покров андезитовой лавы. Шестой покров андезитов, излившийся из северного вулкана, огибает сооружение главного вулкана, а 7-ой связан с мощным лавовым прорывом, расположенным на южном привершинном склоне главного вулкана на выс.1140м. Небольшой андезитовый поток седьмого прорыва отмечен и у другого паразитического лавового центра на северном склоне главного вулкана с выс.отм.вершины 1163.9м. Эта последняя вершина сильно каменистая, скалистая, с крупными (до 2-3м) глыбами темно-серых слабо буроватых лав. На восточной и южной сторонах вершины развита шлаково-лавовая эксплозивная пирокластика, частично окисленная. Лавовый поток отходит с вершины горы и прослеживается в западную сторону, спускаясь по склону горы до абсолютных высот 1080м на расстояние около 0.5км в сторону абрикосового сада.

Крупный северный вулкан, изливший 6-ой и 7-ой потоки черных глыбовых андезитов, имеет существенное лавовое строение. Он также имеет конусовидную форму с диаметром основания около 550м и относительной высотой до 50 м. Имеет блюдцеобразный кратер, заполненный своими же лавами. Диаметр кратера около 180м. От стенок кратера сохранились лишь три слабо выдающиеся вершинки на востоке (абс.отм. 1156.3м), севере (1154.4м) и западе (1153.0м).

С севера склоны вулкана бронированы покровом игнимбритовых туфов, поднимающихся вплоть до кратера. Остальные склоны засыпаны черными эксплозивными лавовыми обломками размерами до 1-1,5м.

В основании ЮЗ склона в лавах этого вулкана заложены глубокие карьеры для добычи строительного камня. Вскрыт поток мощностью до 7-8м. В низах и средней части этого потока порода темно-серая, слегка розоватая. В верхней части окраска породы становится розоватой. Отдельность гигантско-глыбовая (до 4-5м). В

верхних 1.5-2м мощности лавового потока порода темно-серая, черная, с виду пехштейноподобная с флюидальным сложением. Отчетливо видны многочисленные белые вкрапленники плагиоклаза. Микроструктура породы средней части разреза потока порфировая с гиалопилитовой основной массой. Во вкрапленниках встречаются плагиоклаз (размером до 2.5мм), мелкие клинопироксены, ортопироксены. Основная масса сложена из черного криптокристаллического вулканического стекла и микролитов и кристалликов плагиоклаза. Некоторые небольшие (до 2мм в поперечнике) угловатые участки основной массы имеют заметно кристаллическую, но микрозернистую структуру. Интересно, что такие ксенолитоподобные участки основной массы темно-серого андезита, венчающего вершину вулкана, имеют полнокристаллическую пойкилоофитовую структуру, где крупные ксеноморфные кристаллы светло-зеленоватого клинопироксена, включающие в себя многочисленные мелкие призмочки плагиоклаза, достигают размеров до 1.5мм. Вулканическое стекло остальной вмещающей основной массы здесь несравненно чистое, прозрачное, темно-коричневого цвета и объемом до 65-70%.

В силу удовлетворительных физико-механических характеристик, черные андезитовые лавы широко используются в местном строительстве и поэтому усиленно разрабатываются многими крупными карьерами.

Строение потоков западного покрова черных глыбовых андезитов хорошо можно наблюдать на склонах оврагов, срезавших их на глубину до 10-15м. На правом борту сухого оврага, спускающегося с севера на сторону дачного пос. работников АЭС, в основании разреза обнажаются темно-серые мелкозернистые яснофлюидальные, очень плотные стекловатые звонкие андезиты с глыбовой отельностью и острыми режущими краями скола. Выше по разрезу они сменяются темно-серыми черными порфировидными андезитами с глыбовой отдельностью. Микроструктура породы основания разреза афировая с гиалиновой структурой основной массы. Составляющее более 90% объема породы вулк.стекло основной массы черное, чистое. Микролиты видны только контурными линиями. Сердцевины этих кристалликов замещены черным стеклом. Редкие небольшие вкрапленники представлены плагиоклазом (до

0.6мм) и светло-желтоватым клинопироксеном. В основной массе просвечивают редкие мелкие клинопироксены.

В верхах структура породы порфировая с гиалопилитово-микролитовой основной массой. Крупные (до 1.5мм) плагиоклазовые вкрапленники заметно резорбированные. Среди вкрапленников встречаются редкие небольшие зеленовато-бурые клинопироксены и буроватые ортопироксены. В основной массе – черное вулканическое стекло – до 40% и микролиты плагиоклаза. Текстура породы пористо-пузыристая, в порах развиты кристобалиты. Радиально-лучистые их полусферы с черными магнетитовыми ядрами прилеплены к стенкам пор.

Как уже отмечено, на северных частях западного лавового покрова черных андезитов разбросан ряд небольших плоских вулканических горок, все, как капли воды, похожи друг на друга. Это округлые холмики с диаметром основания от 150 до 400м и относительными высотами 15-17м, полностью сложенные вышеуказанными андезитами. Поверхности холмиков каменистые, с шлаками, кусками вулканич.бомб, другой грубой эксплозивной пирокластикой, иногда значительно окисленной в вершинной части и преимущественно лавовыми обломками на склонах. У одного из таких вулканов с выс. отм. вершины 1053.2м на вершине, на дне близмеридиональной траншейки обнажаются красные шлаки. На восточной стороне вершинной площадки обнажаются серые-розоватые мелкозернистые лавы с матрацевидной отдельностью и падением «матрацев» на восточную сторону под крутыми углами. Такие же обнажения лав с периклинальным падением развиты на других склонах этого вулкана, и кажется, что эти периклинально падающие «матрацы» являются оборванной поверхностной коркой застывающего андезитового лавового покрова, разрушенного под давлением вырвавшихся флюидов мощного лавового потока.

Петрографический состав продуктов горнитоса совершенно однообразный и полностью схож с составом подстилающего лавового покрова.

Среднечетвертичное звено. К среднечетвертичному времени относятся покровы игнимбритовых туфов шамирамского типа и перекрывающие их озерно-аллювиальные рыхлые вулканические пемзовые пески.

1. Игнимбритовые туфы шамирамского типа.. Впервые термин игнимбрит (ignis – огонь, imber – ливень, лат.), ввел в специальную литературу Маршалл (В.И. Влодавец, 1984), обозначив этим названием туфоподобную черную породу кислого состава, образовавшуюся из огненных тяжелых палящих туч наподобие катмайских (на Аляске).

По Феннеру (В.И. Влодавец, 1984), впервые изучавшему извержение Катмайского вулкана в 1912г., туфовые породы Долины десяти тысяч дымов на Аляске – это продукты отвердевшего песчаного потока.

По мнению Вейла (Wayle,1954), игнимбрит – это оплавленный туф, отвердевший в результате сваривания вязких стекловатых частиц.

А.Ритман (1964) дает немного другое объяснение: игнимбриты – это развитые на общирной площади образования сходного хим. состава, в разрезе которых наблюдается весь комплекс составных частей – в основании развиты рыхлые отложения пемзы, пепла, песка, над ними – сваренный туф, выше частично сваренный туф и на поверхности – рыхлый вулканический материал или несваренный туф.

В общем, всеми вышеназванными исследователями принимается, что эти породы отлагались из огромных тяжелых палящих туч, богатых мягкими кусками расплавленной кислой лавы – стекла. Этот материал течет наподобие сверхжидкой лавы со скоростью курьерского поезда (до 159 км/ч) на очень большие расстояния. После падения на землю эти частички, будучи все еще вязкими, слипались сразу же.

На изученной территории окрестностей Армянской АЭС туфы в виде сплошных покровов встречаются только на крайнем севере и востоке, где залегают на холмистую глыбовую поверхность черных андезитовых лав. На остальных участках известны только небольшие разрозненные клочки туфового покрова, приуроченные к пониженностям вулканического рельефа. Туфы здесь перекрывают все известные в районе разновидности вулканических пород.

В своем стремлении похоронить все под собой и сглаживать неровности рельефа пласты игнимбритовых туфов поднимаются вверх по достаточно крутым склонам (преимущественно северным)

вулканов на 50 и более м по вертикали и через узкие (иногда не более 10м) проливы между стенками кратеров проникают в вершинные кратеры ряда крупных вулканов, частично заполняя их.

Игнимбритовые туфы и туфолавы, в общем, очень широко распространены в ареале Арагацской вулканической области, где покрывают площади более 1000 кв.км. Самые северные выходы закартированы в более чем 100 км от вершины Арагаца – в Амасийском и Степанаванском районах (Э.Х. Харазян, 1970), а самые южные – в Приереванском районе, вплоть до долины р.Азат.

Вопросы петрографического состава и центров извержений игнимбритовых туфов подробно освещены в работах К.Н. Паффенгольца, А.Н. Заварицкого, А.И. Месропяна, А.А. Адамян, А.Т. Асланяна, К.Г. Ширинян и В.М. Амаряна и др.

По В.М.Амаряну (1962), в разрезе вулканической свиты Арагаца насчитывается 4 отдельных покрова туфов: верхнеплиоценового, нижнечетвертичного и среднечетвертичного (последние два пласта) возрастов. Туфы изученного района, по В.М. Амаряну, соответствуют третьему (снизу) среднечетвертичному покрову, широко распространенному на сконах и далеких подножиях Арагацского массива.

По текстурно-структурным особенностям среди четвертичных туфов-туфолитов Арагацского ареала подразделяются пемзовые желтоватые туфы анийского типа, розоватые туфы-туфолавы типа так называемых пламенных* – красно-розовые туфы бюраканского и красно-черные туфы шамирамского типов и, наконец, красно-черные пирокластические туфы ереванского (ереван-ленинаканского) типа. Туфы окрестностей Армянской АЭС принадлежат к пламенному шамирамскому типу.

В зависимости от неровностей подстилающего рельефа мощность туфового пласта может колебаться в очень больших пределах – от нескольких десятков сантиметров до нескольких десятков метров.

Как правило, в нижних частях туфового пласта окраска свежей породы черная, а на поверхности, в результате окисления (превращения закисного железа в окисное), окраска становится кирпич-

* Название получили из-за многочисленных пламевидных, языковидных включений черного вулканического стекла в общей мелкопирокластической массе (Э.Х.)

но-красной. Между черной и красной разновидностями наблюдаются полные постепенные переходы. Толщина верхней окисленной части обычно не превышает 1-1.5м. Только у очень мощных покровов эта толщина может достигать 3-4м (в карьерах Кармрашенского плато).

Один из немногих карьеров для добычи туфового камня, где можно рассматривать весь разрез туфового пласта, заложен в кратере вулкана Западн.Атомахумб-1. Туфы, совместные с залегающими на них рыхлыми вулакническими пемзовыми песками и пеплами, почти полностью заполнили плоский блюдцеобразный кратер андезитобазальтового лавового вулкана. На восточной стороне кратера, длиной около 200 м, вскрыт туфовый пласт мощностью до 3.5м. Под туфами здесь отмечен маломощный (до 25ам) прослой рыхлых черных вулканических песков с редкими мелкими обломками подстилающих темно-серых-черных оливиновых андезитобазальтов.

В нижних 0.7м мощности туфового пласта порода черная среднеспекшаяся, при ударе молотком издает глухой звук. Фьямме очень крупные (длина до 15-18см и толщиной не более 3-3.5см). Все они смоляно-черные с редкими включениями белого плагиоклаза. Вверх по разрезу пласта постепенно развиваются процессы окисления, которые, как известно, происходили в самом начале образования этой породы, в еще горячем состоянии вещества. В эту сторону черные фьямме сначала светлеют, затем у верхних малиново-красных туфов приобретают желтовато-красноватую окраску, с заметным пемзовидным сложением вещества.

Микроструктура черного туфа витрокристаллическая. Все стеклянные частички плавно искривлены и спаяны друг с другом, темно-серые, совершенно аморфные. Обломки кристаллов чаще всего представлены плагиоклазами размерами до 1.5мм. Встречаются также более мелкие зеленоватые клинопироксены и призмочки слабо окисленного ортопироксена. Фьямме полностью гиалиновые, черные, слабопузыристые.

Туфами покрыто северное подножие андезитобазальтового вулкана, а также северные склоны рядом расположенных других трех шлаковых вулканов Западн.Атомахумба. Вверх по склонам туфы поднимаются более чем на 35-40м и на абсолютн. высоте около 1000м занимают седловину между вторым и четвертым вулканами.

Здесь туфовый пласт свисает над южным склоном седловины в виде длинного (около 100м) карниза высотой 3-5м, преимущественно черного звонкого туфа с крупноглыбовой (до 2-3м), кубовидной отдельностью.

С северной- северо-западной стороны 4-го вулкана З.Атомахумб туфовые языки через узкий (20-25м) коридор низких стенок кратера врываются в него и, полностью заполняя, выходят на ЮЗ-ЮВ внешние склоны вулкана.

На северном подножии этого 4-го вулкана мощность туфового пласта достигает 7 м, причем нижние 5м представлены черным туфом. Отдельность здесь гигантско-глыбовая (до 3-4м). Слабо окисленная, слегка буроватая порода центральной части туфового покрова звонкая, очень плотно сваренная, с острыми режущими краями скола.

Судя по многочисленным кускам красноватых туфовых пород, разбросанных на дне южного от ААЭС плоского распадка, восточнее дачного поселка, можно предполагать о широком развитии здесь, под верхнечетвертичными-современными наносными образованиями, красно-черных туфов шамирамского типа.

Обширные выходы туфовых покровов наблюдаются на северо-западной границе изученного района. Очень интересный разрез туфов здесь обнажается на крутых каменистых берегах близмеридионального сухого оврага, у места пересечения с трассой Нижнезангинского канала. Здесь, ниже моста акведука на абсолютной высоте около 930м обнажается следующий нисходящий разрез туфового пласта:

1. В верхней части пласта порода красновато-бурая с многочисленными черными фьямме, длиной до 10-12 см. Мощн.– 0.7м.

2. Более темные, темно-серые буроватые туфы – 1.5м.

3. Нижняя обнаженная часть покрова какая-то очень плотная, лавоподобная, темно-серого цвета, с такситовым сложением и с очень характерной для лав кавернозной текстурой. Большие фьямме здесь как будто отсутствуют. Мощность обнаженной части – 3м.

В шлифах верхние две разновидности представлены типичными пирокластическими туфами. Частички вулканического стекла – темные, черные, а вмещающая более тонкозернистая стекловатая масса коричнево-бурая. Наблюдаются редкие куски оранжево-бурой пемзы. В минеральной фазе отмечены обломки кристаллов плагио-

клаза, светло-зеленоватого клинопироксена, ортопироксена. Среди обломков пород встречаются небольшие (не более 1 мм) куски гиалоандезитобазальта, гиалоандезита, гиалодацита. В гиалоандезитобазальте видны крупные клинопироксены, содержание черного вулканического стекла здесь составляет более 80% всего объема.

Лавоподобная порода нижней части разреза туфового пласта имеет порфировую структуру и гиалиновую основную массу. В роли вкрапленников здесь выступают плагиоклазы (размерами до 2мм), буро-зеленоватые ортопироксены. Основная масса черная, криптокристаллическая с редкими небольшими кусочками-ксенолитами заметно кристаллических андезитобазальтов.

Нам кажется, что каверны, наблюдаемые в нижней части покрова, – это все же выветрелые и разрушенные фьямме.

Такое соотношение типичного пирокластического материала и лавоподобной дацитовой породы внутри единого туфа – лавового покрова – нами ранее отмечено в среднеплиоценовых дацит-андезитодацитах р-на с. Сарыягуб Варденисского района (Э.Х. Харазян, 1980). Аналогичный случай можно наблюдать также в районе восточных подножий вулкана Кабахлер, на западных подножиях Арагацского массива, где черные пехштейноподобные дациты к верху постепенно переходят в красно-черные туфы. Еще один пример постепенного перехода лавоподобной породы в туфово-туфолавовую описан в районе Кипчагского оврага на северных склонах Арагаца (А.Н. Заварицкий, 1947).

В районе андезитовых вулканов туфы полностью покрывают северные склоны, а в некоторых случаях также поднимаются до их вершинных зон, на высоты до 1160м.

Возраст туфов, согласно фаунистическим данным, определяется как низы среднечетвертичного времени. На Ширакской котловине красно-черные ереванские туфы переслаиваются с верхней частью разреза грубозернистых косослоистых озерно-аллювиальных отложений, где в свое время найдена млекопитающая фауна трогентериевого слона – *Elephas trogontheri Phale* (Л.А. Авакян, 1950). В Приереванском районе те же красно-черные туфы переслаиваются с верхнеозерными рыхлыми песками с многочисленными остатками тонких ракушек (на выемке ж.д.полосы Масис-Нурнус, рядом с трассой Ереван-Эчмиадзин).

Вопрос центров извержений туфо-туфо-лавовых толщ до сих пор еще однозначно не решен. Одни исследователи их связывают с вершинным кратером вулкана Арагац (В.М. Амарян, 1962), другие с трещинными каналами, радиально расположенными на склонах Арагаца (К.Г. Ширинян, 1961), третьи – с кызылами – центральными вулканами, расположенными на подножиях Арагацского массива (А.Г. Асланян, 1958). И, наконец, есть также предположение о привносе этого материала из других вулканов, расположенных на западе, за пределами территории Армении (А.И. Месропян, 1951).

2. Озерно-аллювиальные вулканические пески, Пемзовые пески, пеплы, возможно, имеют достаточно большое распространение на обширных туфовых полях, покрытых толстым слоем верхнечетвертичных-современных наносных отложений, но обнажены лишь в двух пунктах: в кратере андезитобазальтового вулкана З.Атомахумб-1 и на дне вновь открытого котлована под охладительные бассейны на западной стороне комплекса сооружения ААЭС.

На восточной и северной сторонах огромного (ширина более 250м) котлована над оливиновыми андезибазальтами среднего потока вулкана В.Атомахумб-1 обнажается пачка рыхлых, слабо сцементированных песков, в разрезе которой снизу вверх выделяются:

1. Серые слабо синеватые равномернозернистые, почти бесслоистые пески – 2м.

2. Белесоватые, слабосцементированные бесслоистые пески – 1м.

3. Серо-белесоватые пемзовые пески с кусочками белой пемзы размерами до 1-1.5см. В этом слое наблюдаются многочисленные трубочки-норки мелких насекомых. Мощность 1.2м.

Выше эта песчанистая пачка перекрывается грубослоистой, тонкослоистой карбонатной коркой – известной «карбонатной шапкой» или белоземом, столь характерным для всего новейшего вулканического пояса Армянского нагорья.

Примерно аналогичное строение имеют также рыхлые вулканические пемзовые пески в кратере вулкана З.Атомахумб-1, где они залегают на туфовом покрове. По всему разрезу, мощностью до 5-6м, здесь характерна косая слоистость материала. В основании

песков, здесь, непосредственно на туфовом покрове развиты маломощные (до 30см) аллювиальные, суглинистые-супесчанистые образования.

Описанного типа рыхлые вулканомиктовые пески могут быть развиты также на севере изученного района, в окрестностях с.Нор Едесия, а также на южной и восточной сторонах АЭС, в распадках, где туфы покрыты верхнечетвертичными-современными наносными отложениями.

Верхнечетвертично-современное звено. В этой возрастной группе расчленены аллювиально-пролювиальные, элювиально-делювиальные и болотные отложения.

1.Пролювиальные и аллювиально- пролювиальные отложения – это отложения временных сезонных водотоков в краткие времена весенне-летнего снеготаяния. Представлены грубообломочными валунно-глыбовыми, валунно-галечными материалами, сложенными различными лавами, шлаками, туфами, отлагавшимися, главным образом, у мест выходов бурных водотоков из теснины оврагов в обширные равнинные участки в виде крупных конусов выноса (пролювиальная фация) и более мелкообломочным веществом – гравием, песками, суглинками, унесенными водами на большие расстояния (расчленена аллювиально-пролювиальная фация). Мощности пролювиальных образований в районах конусов выноса достигают 10-15м.

2. Элювиально-делювиальные отложения отмечены в пониженных частях холмисто-глыбовой поверхности лавовых покровов, на склонах и подножиях вулканических конусов и бортах лавовых потоков. Представлены покровами суглинков с обломками лав, шлаков, туфов, супесями, щебнем, крупными (до 3-4м) глыбами и валунами лав и агглютинитов.

В этой группе отложений особое место занимают карбонатные почвы – карбонатная «шапка» лавовых покровов – белозем, образующиеся в результате выветривания андезитобазальтовых покровов под воздействием атмосферных вод и растворенной в них углекислоты воздуха. Часто имеют очень большие мощности (до 5м) толстую горизонтальную грубую слоистость.

3. Болотные отложения – развиты в самых южных частях района, под карнизами андезитовых и андезитобазальтовых лав, уже в самой Араратской впадине. Представлены илистыми и глинисто-

песчанистыми рыхлыми отложениями с маломощным (0.2-0.3м) слоем торфяных образований наверху.

3.2.3. Вулканические центры

Большинство лавовых покровов и потоков изученной территории имеют свои определенные центры извержения, расположенные здесь же. В районе Армянской АЭС, в радиусе в 5 км наблюдаются две группы вулканов: северная, излившая преимущественно андезитовые лавы и пирокласты, и южная – андезитобазальтовые. Лавово-пирокластические породы основания обнаженного геологического разреза этой территории (лавы и агломераты андезитов, покровные оливиновые андезитобазальты арагацского типа), по-видимому, связаны с центрами излияний главного Арагацского вулкана или же другими древними вулканами, расположенными в центральных частях Арагацского вулканического массива.

Всего насчитывается 36 центров извержений, которые в приложенной схеме расположения вулканических центров (прилож.3) пронумерованы с запада на восток и с севера на юг.

Все центры извержения, судя по составу изверженных продуктов и строению вулканических сооружений относятся к моногенному типу, т.е. к вулканам с относительно короткой активной жизнью и поэтому совершенно однообразным составом излившихся продуктов.

Среди вулканических центров отчетливо выделяются самостоятельные вулканы, адвентивные-боковые или паразитические вулканы и горнитосы.

В группе самостоятельных вулканов насчитываются 15 центров извержений, в том числе 8 на севере и 7 на юге. Все эти вулканы «сидят» на собственном подводящем канале и излили главную массу вулканического вещества. Они обычно имеют наиболее крупные и сложные вулканические сооружения, с почти обязательными вершинными кратерами.

Паразитические вулканы отличаются относительно небольшими размерами и простотой вулканических сооружений. Как правило, они располагаются на склонах или ближайших подножиях самостоятельных вулканов и не имеют отдельного подводящего канала. С главным подводящим каналом «материнского» вулкана они

связаны боковыми апофизными каналами. Обычно паразитические вулканы возникают в позднюю затухающую стадию жизни самостоятельных вулканов. Наибольшее число паразитических вулканов зафиксировано у самостоятельного вулкана Восточ.Атомахумб-1 – 6 центров. А вообще, в южной группе паразитических вулканов всего 9, а в северной – 5.

Горнитосы – это так называемые «бутафорные» вулканы, не имеющие свои самостоятельные или апофизные каналы, питающиеся исключительно из все еще неполностью застывшего лавового потока, на котором они расположены. Всего закартировано семь горнитосов, из которых три расположены на мощном лавовом покрове черных глыбовых андезитов, на западной стороне Нор Едесия и три на юго-восточной стороне ААЭС, на поверхности покровных оливиновых андезитобазальтов арагацских излияний.

По характеру строения вулканического сооружения среди самостоятельных вулканов подразделяются слоистые шлаковые вулканы или стратовулканы, состоящие из сложного чередования относительно мощных сильно сваренных агглютинатов и маломощных лавовых потоков. К этому типу относится большинство самостоятельных вулканов, а классическими примерами, благодаря хорошей обнаженности, могут быть вулканы В.Атомахумб-1 и 2. Малочисленная группа самостоятельных вулканов (З. Атомахумб-1 и №12-ый в северной группе) имеют исключительно лавовое строение.

Все самостоятельные вулканы имеют вершинные кратеры, приоткрытые в ту или иную сторону. Некоторые из кратеров в дальнейшем частично заполнены игнимбритовыми туфами, «затекшими» сюда с севера.

Паразитические вулканы имеют небольшие размеры и относительно простое строение (табл.42). Это – либо простые лавовые прорывы на склонах главных вулканов, с каменистой вершинкой, либо асимметричные простые шлаковые холмики без лавовых потоков, с хаотическим расположением окисленной шлаковой

Таблица 42

Основные параметры новейших вулканических центров района Армянской АЭС

№№ по схем. карте	Тип вулкана	Состав пород	Размеры сооруж.		Размеры кратера		Абсолютн. отм.верш.	Сложение сооруж.
			диам. осн.	отн. выс.	диам.	глуб.		
1	самостоят.	андезит	130	15	-	-	1029.5	шлаковое
2	самостоят.	андезит	180	21	-	-	1070.1	шлаково-лавовый
3	горнитос	андезит	200x350	19	-	-	1058.1	шлаковое
4	горнитос	андезит	150	11	-	-	1044.8	шлаковое
5	горнитос	андезит	200	17	-	-	1053.2	шлаковое
6	горнитос	андезит	200x300	16	-	-	1055.4	шлаковое
7	паразитич.	андезит	150	10	-	-	1099.1	шлаковое
8	самостоят.	андезит	500x600	105	-	-	1175.7	шлаково-агтл.стратовулкан
9	паразитич.	андезит	300.400	43	-	-	1132.2	шлаковое
10	паразитич.	андезит	200	14	-	-	1113.8	шлаковое
11	самостоят.	андезит	1000x600	94	750	50	1164.5	шлаковое
12	самостоят.	андезит	600	67	200	10	1156.3	лавовое
13	самостоят.	анд.-баз.	400	74	250	50	1164.1	шлаковое
14	самостоят.	андезит	500x350	12	200	10	1081.3	шлаково-лавовый
15	самостоят.	андезит	200	33	-	-	1084	шлаково-лавовый
16	паразитич.	андезит	300x150	24	-	-	1163.9	лавовое
17	самостоят.	андезит	1400	180	350	70	1172.6	страто-вулкан
18	паразитич.	андезит	250	20	-	-	1139.2	лавовое
19	самостоят.	анд.-баз.	400	43	200	15	1072.5	лавовое
20 Зап. Атомах -1	самостоят.	анд.-баз.	900x700	52	300	12	1021.6	лавовое
21 Запад. Атомах -2	самостоят.	анд.-баз.	400	45	-	-	1025.1	шлаково-лавовый
22 Запад. Атомах -3	самостоят.	анд.-баз.	600	125.5	230	40	1045.4	шлаковое
23 Запад. Атомах -4	самостоят.	анд.-баз.	450	60	250	15	1000.2	смещ. шлаково-лавовый

Продолжение 1 таблицы 42

№№ по схем. карте	Тип вулкана	Состав пород	Размеры сооруж.		Размеры кратера		Абсолютн. отм.верш.	Сложение сооруж.
			диам. осн.	отн. выс.	диам.	глуб.		
25	паразитич.	анд.-баз.	150	30	-	-	1015.0	шлаковое
24	паразитич.	анд.-баз.	150	20	-	-	1009.1	лавовое
26	паразитич.	анд.-баз.	250	75	-	-	1045.1	шлаково-аггл.стратовулкан
27 Вост. Атомах - 1	самостоят.	анд.-баз.	800	95	250	55	1065.7	стратовулкан
28	паразитич.	анд.-баз.	150	18	-	-	978.5	смеш. шлаково-лавовый
29	паразитич.	анд.-баз.	100	16	-	-	996.0	лавовое
30	паразитич.	анд.-баз.	120	10	-	-	988.0	лавовое
31	паразитич.	анд.-баз.	60	10	-	-	985.0	шлаковое
32 Вост. Атомах - 2	самостоят.	анд.-баз.	800	115	350	90	1062.5	стратовулкан
33	паразитич.	анд.-баз.	100	15	-	-	965.3	лавовое
34	паразитич.	анд.-баз.	120	10	-	-	944.1	лавовое
35	самостоят.	анд.-баз.	160	12	-	-	921.2	смеш. шлаково-лавовый
36	горнитос	анд.-баз.	100	6	-	-	895.1	шлаковое
37	горнитос	анд.-баз.	150x200	6.5	-	-	895.4	шлаковое
38	горнитос	анд.-баз.	200x250	11	-	-	895.0	шлаковое

массы. Все они бескратерные. Лавовые потоки некоторых паразитических вулканов прослеживаются на расстоянии более 1 км, при мощности до 20м (у вулканов на склонах В.Атомахумб-2).

Горнитосы представляют собой небольшие плоские лавовые куполовидные вздутия с некоторым развитием в центральной части шлаково-эксплозивного материала. На вулк.№4 хорошо видна разбухшая разорванная покрышка лавового потока черных андезитов с периклинальным падением матрацевидных останцев разорвавшейся части затвердевшего лавового слоя. Над этим открывшимся «каналом» развиты сильно окисленные красные шлаки. На вулк.№36, на самом юге изученного района с северной стороны плоской невысокой шлаковой постройки наблюдается небольшой

(длина 25-30м, ширина 10-12м, мощность – 1.5-2м лавовый язычок темно-серого заметно зернистого андезитобазальта.

Все морфологические и другие структурно-генетические характеристики вулканических центров приведены в специальной таблице (табл. 42).

Самые молодые вулканы изученного района, как уже неоднократно отмечалось, древнее игнимбритовых туфовых покровов, а это значит, что их возраст во всяком случае старше начала среднечетвертичного времени, т.е. около 600 тыс. лет.

После затухания изученных вулканов, вулканическая деятельность на Арагаце кое-где еще продолжалась, правда уже не с прежней интенсивностью. По утверждению ряда исследователей некоторые слабые импульсы вулканической активности на Арагаце имели место даже в верхнечетвертичное время, хотя мы отнюдь не являемся сторонниками очень молодого верхнечетвертичного возраста так называемых Аштаракского и Тиринкарского лавовых потоков и др.вулканов северного склона. Сильно эродированное современное состояние вершинного кратера Арагаца также не свидетельствует о верхнечетвертичной деятельности Арагацского вулкана. Так что крупный полигенный вулкан Арагац в настоящее время является полностью потухшим вулканом, без каких-либо четких следов верхнечетвертичной-современной деятельности.

В таком контексте вероятная новая активность моногенных вулканов далеких подножий Арагаца, еще раньше прекративших свою активную жизнь, наименее вероятна.

3.2.4 Тектоника

В схеме геотектонического районирования территории Республики Армении, предложенной А.А. Габриеляном (А.А. Габриелян и др., 1981), изученный район окрестностей Армянской АЭС располагается в пределах подзоны наложенных орогенных моласовых впадин Приараксинской умеренно-складчатой зоны. Последняя имеет миогеосинклинальную природу, заложена на байкальском складчатом основании и окончательно оформлена в эпоху позднеальпийской складчатости.

Формирование Приараксинской зоны происходило в конце олигоцена и в начале миоцена в связи с резким воздыманием мега-

антиклинория Антикавказа. Горообразование сопровождалось возникновением грабенов и прогибов, в которых в аридных условиях, в виде моласс отлагались продукты размыва Антикавказского поднятия. Это красноцветно-пестроцветная терригенная ацаванская свита, которая широко распространена по всей Среднеараксинской зоне. Она резко несогласно перекрывает различные горизонты более древних отложений от олигоцена до верхнего протерозоя и является базальной свитой заполняющего Среднеараксинскую впадину орогенного подкомлекса лагунных, морских и озерно-континентальных отложений неогена и антропогена.

Стратиграфически выше пестроцветной свиты залегает мощная свита (1км и более) эвапоритов и фациально заменяющих их терригенных пород нижнего-среднего миоцена, сменяющихся вверх по разрезу морскими отложениями конка и сармата. Разрез молассового подкомплекса завершается плиоценовыми и четвертичными озерными, озерно-аллювиальными и др. континентальными отложениями, переслаивающимися с лавово-пирокластическими толщами. Суммарная мощность этого орогенного подкомплекса по всей зоне составляет около 4 км.

За исключением четвертичных пород эти отложения смяты в брахиантиклинальные и куполообразные складки, простирание которых преимущественно общекавказское и субширотное, хотя в Приереванском районе развиты поперечные – СЗ складки. В районах развития гипсо-соленосных толщ, особенно в центральных частях соленосных бассейнов с максимальной мощностью солей, развиты соляные купола, куполовидные поднятия и разделяющие их компенсационные прогибы. Эти структуры очень хорошо выражены на современном рельефе, что означает, что эти процессы продолжаются и поныне.

Подзона орогенных впадин Среднеараксинской зоны или просто Среднеараксинская межгорная впадина представляет собой крупную наложенную орогенную вулкано-тектоническую впадину в пределах среднего течения р.Аракс, ограниченную с севера Арагац-Цахкуняц-Гегамским вулакническим нагорьем, и с юга – вулканическими массивами Большого и Малого Араратов и хр. Армянский пар.

Среднеараксинская межгорная депрессия-впадина совместно с Рионо-Куринской образовались в результате интенсивного ге-

оантиклинального блокового поднятия центральной диагональной части Антикавказа в качестве компенсационных структур.

Представления о внутреннем строении Среднеараксинской впадины основываются на данных буровых скважин, геофизических исследований и интерпретации обрамляющих впадину обнаженных структур.

По этим данным в пределах впадины (Араратской котловины) выделяется ряд разноориентированных грабен-синклинориев и разделяющих их горстовых поднятий. В числе этих структур следует упоминать Ереванский, Южноарагацский, Лукашинский, Нижнеахурянский прогибы и Паракар-Егинджское, Армавирское (Октемберянское) поднятия, на стыке которых и расположена изученная территория.

Грабен-синклинории характеризуются большими мощностями заполняющих их отложений и относительными гравитационными минимумами, а горстовые поднятия – сокращенными мощностями осадков и относительными гравитационными максимумами.

Ереванский прогиб – типичный грабен-синклинорий, выполненный отложениями верхнего мела, даний-плиоцена, эоцена, олигоцена, миоцена, плиоцена и антропогена, суммарной мощностью более 5000м. Вытянут в СВ направлении от Паракар-Егинджского горстового поднятия до западных отрогов Гегамского хребта.

Фундаментом прогиба, по всей видимости, служит верхнепротерозойский метаморфический комплекс пород, обнаженных в пределах Цахкуняцского хребта, расположенного на севере, и вскрытых буровыми скважинами по юго-западному борту, на Паракар-Егинджском погребенном поднятии.

С трех сторон Ереванский прогиб ограничен разломами: Азатским с юго-востока, Паракар-Егинджским с ЮЗ и Анкаван-Сюникским с СВ. В пределах прогиба широко развиты соляно-тектонические структуры – купола и компенсационные прогибы, четко выделенные на современном рельефе лавовых плато. Интересно, что над куполами мощность покровных толщ 250-300м, тогда как в компенсационных прогибах достигает 1000-1500м.

Южноарагацский прогиб занимает южное опущенное крыло Арагацского массива, южнее Арагац-Араилерского разлома. Прослеживается в запад-северо-западном направлении, длиной до

50 км и шириной до 20 км. Охватывает бассейны рр.Касах и Амберд. Сложен пестроцветной свитой нижнего миоцена, гипсо-соленосными толщами среднего миоцена, вулканогенно-обломочными и лавово-туфовыми образованиями плиоцен-антропогена общей мощностью более 2500м.

Нижнеахурянский прогиб занимает крайне западную часть Араратской котловины и отделяется от Лукашинского прогиба Армавирским поднятием, с юга ограничен Араксинским разломом. Заполнен пестроцветными молассовыми отложениями нижнего миоцена, песчано-глинистыми отложениями октемберянской свиты среднего-верхнего миоцена, лавовыми покровами плиоцена-антропогена с общей мощностью около 3000м. В отличие от Ереванского прогиба здесь четвертичные озерные отложения отсутствуют, а гипсо-соленосные отложения джрвежской свиты фациально замещены песчано-глинистыми породами октемберянской свиты. Соленосные фации, приуроченные здесь к более высоким горизонтам – среднему-верхнему сармату, известны на побережье р.Аракс, где слагают Кохбское месторождение соли.

Миоценовые отложения Нижнеахурянского прогиба дислоцированы в ряд субширотных мелких складок, среди которых можно перечислить Шаварутскую, Октемберянскую, Кармрашенскую антиклинали.

Лукашинский прогиб расположен между Паракар-Егинджинским погребенным выступом фундамента и Армавирским горстовым поднятием. Узкий (не более 10-12 км) прогиб СВ простирания, заполненный пестроцветными молассовыми, гипсо-соленосными, песчано-глинистыми и глинистыми отложениями миоцена, а также различными лавами и пирокластами плиоцен-антропогена, с общей мощностью до 2800м.

Паракар-Енгиджинское горстовое поднятие расположено в центральной части Арартской котловины, между Ереванским, Южноарагацским, Лукашинским прогибами. Прослеживается в СВ направлении по линии сс.Норабац (Енгиджа)-Паракар-Агавнатун. Поднятие это впервые было выявлено гравиметрическими исследованиями (Паракар-Егинджинский гравитационный максимум), а затем подтверждено буровыми скважинами. С севера ограничено Ереванским глубинным разломом, а с ЮЗ т.н. Эчмиадзинским разломом.

По данным буровых скважин, сильно сокращенные мощности палеогеновых, неогеновых и четвертичных пород в пределах поднятия, непосредственно залегающих на верхнепротерозойские метаморфические сланцы, составляют 500-100м, тогда как эти мощности в пределах Ереванского прогиба превышают 4-4.5 км.

В СВ направлении происходит постепенное погружение горстового поднятия, в результате чего увеличивается мощность покровных кайнозойских пород.

Главнейшие разрывные нарушения. В геологическом строении той или иной территории очень важную роль играют разрывные нарушения, обычно наиболее достоверно выявляемые детальными геологосъемочными работами. Изученный нами район, как известно, полностью покрыт новейшими лавовыми покровами, мощностью до 400 и более м. На поверхности лавовых покровов четких разрывных структур нами не обнаружено, но не исключается развитие разломных структур в нижнем доплиоценовом этаже геологического разреза. Последние обнаруживаются либо по данным изучения соседних, обнаженных от молодых вулканических и осадочных покровов, участках, либо по данным буровых скважин и геофизических исследований различными методами.

Крупнейшими, в пределах центральной части Араратской котловины, разломами, относящимися к категории глубинных, являются Ереванский разлом и Транскавказская субмеридиональная зона разломов.

Зона *Ереванского глубинного разлома* описана впервые А.Т. Асланяном (1954) и в дальнейшем, более подробно охарактеризована А.Т. Асланяном (1958) и А.А. Габриеляном, (1959) и др. Зона протягивается южнее г.Еревана, пересекает Араратскую котловину по субширотной линии сс.Айнтап-Паракар-Агавнатун, в направлении устья р.Текер. Она ограничивает Среднеараксинскую впадину с северо-востока. В центральной части Араратской котловины эта зона выражена парными разломами, ограничивающими с двух сторон Паракар-Егинджское погребенное горстовое поднятие. Это типичные сбросы с очень крутыми сместителями.

На СВ стороне Ереванского разлома суммарная мощность геологического разреза верхний мел-палеоген-неоген-четвертичный период достигает 6.5км, тогда как на Паракар-Егинджском подня-

тии она не превышает 1000м. Такое резкое уменьшение мощности бесспорно свидетельствует о наличии крупного разлома.

На ЮВ стороне Ереванский разлом прослеживается по южному склону Урцского и Вайоцдзорского хребтов. Вдоль этой линии расположены многочисленные минеральные источники в районах сс.Двин, Кахцрашен, Нор Уги, пос.Арарат, Веди, а также крупные поля развития травертинов. Таким образом, если в районе Паракар-Еревана и далее на ЮЗ разлом четко зафиксирован геологическими данными, то этого нельзя сказать о западном его продолжении, где вся площадь покрыта новейшими вулканическими образованиями. К тому же буровые скважины, пробившие насквозь лавовую толщу в этом районе очень редки, а геофизический материал неоднозначен. Неудивительно поэтому, что многие авторы вероятное положение Ереванского разлома на запад показывают по-разному.

В ранних работах (А.А. Габриелян, 1959), а также в тексте последней сводки по сейсмотектонике (А.А. Габриелян и др. 1981) Ереванский разлом протягивается в широтном направлении в сторону устья р.Тексар, но в общирной графике, приложенной к указанной сводке, продолжение зоны Ереванского разлома показано в северо-западном направлении, вдоль верхних западных склонов Арагацского массива, в сторону Маралика.

По нашему мнению, слабо обосновано также само существование южного парного, т.н. Эчмиадзинского разлома и, в частности, западное его продолжение. На вышеупомянутых картах А.А. Габриеляна и др. южная ветвь Ереванского разлома строго параллельна северной ветви и прослеживается через Эчмиадзин на СЗ-310° в направлении сс.Кош, Талин, до встречи с очень спорным западным продолжением Разданского разлома. При таком показе Ереванских парных разломов Паракар-Енгиджинский горст на СЗ может прослеживаться только через район между сс.Кош, Уджан, Арагацотн. Между тем, в бур.скв. №170-Аван (недалеко от с.Кош) на гл.2000м еще только вскрыты пестроцветные отложения ацаванской свиты, а мощность средне-верхнемиоценовых отложений превышает 850м. Нам кажется, что эти мощности все же не характерны для Паракар-Енгиджинского выступа, и поэтому искать его западное продолжение, а также продолжение ограничивающих его разломов в этом районе не следует.

Разрез бур.скв.№8-Зейва, пробуренной на юго-восточном углу изученного района, недалеко от трассы Ереван-Армавир, также не говорит в пользу наличия здесь вышеуказанной горстовой структуры с ограничивающими ее разломами. Так, может быть, их нужно поискать под районом между АЭС и с.с.Арагацотн, Кош? Недавно специально пройденные (по программе исследовательских работ для расконсервации АЭС) сейсмический и гравиметрический профили вдоль меридиональной линии, через р-н АЭС в сторону трассы Ереван-Гюмри также не показали наличия погребенного горстового выступа и, тем более, ограничивающих его разломов. Структуры эти, по-видимому, затухают и не доходят до интересующей нас территории.

Транскавказская субмеридиональная зона разломов. Впервые о близмеридиональной разломной зоне по направлению Арарат-Арагац-Мокрые горы говорил еще Ф.Освальд (1916). В дальнейшем, в числе других поперечных зон разломов и поднятий о Транскавказской зоне писали Е.Е. Милановский (1956, 1968), А.А. Габриелян (1959) и др.

По мнению А.А. Габриеляна (1963, 1981), Транскавказская зона особенно сильно проявилась в орогенную эпоху альпийского периода (в неоген-антропогене), обусловливая мощное проявление эффузивного вулканизма на Мокрых горах, Арагаце, Арарате, Немруте, Сипане. С этой зоной связаны эпицентры землетрясений Ахалкалакской, Гюмринской и Тексарской групп. В Среднеараксинской впадине Транскавказская зона обусловливает фациальное различие в миоценовых отложениях: соленосные фации на востоке, в пределах Ереванского прогиба, и терригенно-молассовые на западе, в Нижнеахурянском прогибе.

Южней Джавахетского вулканического нагорья, в частности на склонах Арагацского массива и в Араратской котловине, на поверхности эта зона ничем не проявлена.

Отголоском Транскавказской близмеридиональной зоны разломов возможно является небольшой меридиональный разлом, зафиксированный на сейсмическом профиле (по методу МОВЗ) Тлик-Айгрлич в районе с.Даларик и бур.скв.№15-Кармрашен. Это достаточно крупный сброс с восточным опущенным, на 0.8 км, блоком кристаллического фундамента (И.Б. Осипова и др., 1979). Судя по тому, как этот разлом дальше на север, после пересечения с также

спорной в этой западной части зоной Ереванского разлома, не продолжается, можно предполагать, что он прекратил свою активную жизнь.

Из других разломов, развитых в центральной части Араратской котловины и территории южных склонов Арагацского массива, по данным А.А. Габриеляна и др.(1981), можно упоминать Араксинский, Касахский, Амбердский и Арагац-Араилерский разломы.

Араксинский разлом проходит вдоль р.Аракс. По нему правобережняя часть Аракса опустилась на несколько сот метров и в настоящее время напротив с.Хербеклу эоценовые породы контактируют с песчано-глинистыми отложениями среднего сармата. По данным Г.Абиха (1889), вдоль этого разлома в северо-восточном направлении наблюдается резкая разница угла падения сарматской песчано-глинистой толщи – 10° на приподнятом северном блоке к 45° на опущенном южном. Общая амплитуда этого обычного сбросового нарушения более 1000м.

Касахский разлом установлен буровыми и геофизическими данными в среднем течении р.Касах. Прослеживается в близмеридиональном направлении вдоль реки. В бур.скв.№17 у р.Касах мощность послеолигоценового разреза составляет около 2500м, а в сква.№16, пробуренной в 3-4 км восточнее, эта мощность не превышает 600м, причем здесь каменная соль отсутствует.

Арагац-Араилерский разлом прослеживается в субширотном направении через вершинные зоны вулканов Арагац и Араилер, на западе возможно служит южной границей Ширакского прогиба. Этот разлом делит массив г.Арагац на два крупных блока: южный – опущенный и северный – приподнятый. Южный блок соответствует Южноарагацскому новейшему прогибу, в пределах которого в бур. скв. №17-Аван (недалеко от с.Кош) мощность послеолигоценовых молассовых и вулканогенно-обломочных пород превышает 2500м. Все эти породы на северной стороне разлома отсутствуют. По мнению А.А. Габриеляна, на местах пересечения этого разлома с парными Транскавказскими разломами (Арарат-Арагац-Мокрые горы и Арарат-Цахкуняцский хр.-Ванадзор-Алаверди) возникли крупные полигенные вулканы Арагац и Араилер.

Амбердский разлом прослеживается в СВ направлении, вдоль р.Амберд. Установлен по геоморфологическим данным: юго-западный борт слегка опущен, в результате чего правый берег

р.Амберд более сглаженный,а левый – северный – значительно сильно разрезан, и здесь большим развитием пользуются ледниковые формы рельефа. По-видимому, с этим развитием связан также минеральный источник.

Новейшая тектоника. Вопросы новейшей тектоники территории Армении освещены в работах многих исследователей: А.А. Габриеляна, С.П. Балаяна, Н.В. Думитрашко, Е.Е. Милановского и др.исследователей. Но наиболее полная характеристика неотектонических движений дана в капитальной монографии Е.Е. Милановского «Новейшая тектоника Кавказа» (1968).

Новейшими тектоническими движениями совместно с вулканизмом сформирован высокогорный сильно расчлененный рельеф Антикавказа. Этими движениями обусловлены высокая сейсмичность и широкое развитие континентального вулканизма, насчитывающего на территории Армении более тысячи отдельных центров извержений, а также выходов минеральных источников, связанных с разрывными нарушениями, (А.А. Габриелян, 1963).

Неотектонические движения фиксируются многочисленными геологическими, геоморфологическими и геодезическими данными. Наиболее главными среди них являются выявление реликтов древних поверхностей выравнивания (денудационных, или же аккумулятивных), установление их гипсометрических отметок, анализ террас, продольных профилей и т.д.

Очень важным для неотектонического анализа на Антикавказе являются верхнемиоценовые, верхнеплиоценовые, среднечетвертичные поверхности выравнивания, соответствующие кровле верхнесарматских морских отложений разданской свиты, плиоценовой вохчабердской свиты верхнеплиоценовых долеритовых базальтов, а также среднечетвертичных игнимбритовых туфовых покровов.

Верхнемиоценовая поверхность выравнивания (кровля морского сармата) на Севане залегает на абсолютных отметках около 2000м, тогда как в разрезах бур.скв. Араратской котловины эта высота колеблется на уровне 400-500м, т.е. амплитуда послеверхнесарматского относительного поднятия территории Севанского бассейна по отношению к Араратской котловине достигает 1500м.

Гипсометрическая отметка поверхности нижне-среднечетвертичных озерно-аллювиальных отложений в Ширакской котло-

вине равна 1500м, а в Араратской котловине – около 800м, т.е. амплитуда новейших движений составляет около 700м.

Тектонические движения новейшего этапа носили резко дифференцированный характер и выразились в блоковом поднятии и относительных опусканиях отдельных тектонических структур донеогенового основания.

Местами новейшие движения и структуры наследуют донеогеновые, местами происходят по новому плану.

По характеру и амплитуде неотектонических движений изученный район южного склона Арагацского вулканического нагорья и северной части Араратсой котловины попадают в среднеараксинскую зону прогибания, состоящую из унаследованных от палеогена и наложенных неоген-четвертичных орогенных впадин и горстовых поднятий (А.А. Габриелян, 1963). В пределах этой зоны выделяется ряд неотектонических структур, из которых к интересующему нас району примыкают Нижнеахурянский и Южноарагцский прогибы и Паракар-Енгинджское поднятие.

Нижнеахурянский новейший прогиб с востока ограничен Армавирским поднятием. Заполнен молассовыми лагунно-континентальными песчано-глинистыми отложениями миоцена общей мощностью св.3000м. В плиоцене весь этот комплекс отложений был смят в брахискладку З-СЗ простирания. В антропогене северная часть прогиба испытывала слабое поднятие, а юго-восточная прираксинская часть продолжала прогибаться. Западная и юго-западная части прогиба испытывали сравнительно интенсивное поднятие. В плане современной структуры эти последние части представлены в виде пологой моноклинали с Ю-ЮЗ падением. В результате этого мощность четвертичных отложений увеличивается в ЮВ направлении, а на ЮВ эти отложения отсутствуют. В интенсивно поднятой западной-северо-западной части прогиба р.Ахурян прорезала верхнеплиоценовые лавы на 200м.

Амплитуды новейшего воздымания на разных частях Нижнеахурянского прогиба составили: на западе более 1000м, на севере 600-700м, на юго-востоке 500м.

Южноарагацский прогиб располагается на южном склоне Арагаца, протягивается в субширотном направлении, ось совпадает с руслом р.Селав-Мастара. Сведения о внутреннем строении прогиба очень скудные, но по материалам редких буровых скважин и со-

поставления с соседними структурами можно предполагать, что является западным дугообразным продолжением Ереванского прогиба.

По А.А. Габриеляну (1963, 1981), данными буровых скважин в центральной части прогиба кровля сарматских отложений находится на уровне моря и, это, по-видимому, является палеодолиной р.Тексар. В бур.скв.№17-Аван, в районе с.Кош эта кровля находится на высоте 500м от уровня моря и она, по мнению А.А. Габриеляна, моноклинально поднимается к Арагацу. Какие бур. Скважины имеет в виду указанный автор при данном утверждении, неясно, так как в центральной части Южноарагацского прогиба более или менее глубоких скважин, кроме скважины №17-Аван, в сарматских отложениях просто нет.

«Неотектонический» эффект по Южноарагацскому прогибу, по нашему мнению, обусловлен не прогибанием ее центральной части, и поэтому большей мощностью вышележащих пород. Эти, в действительности, большие мощности покровных вулканических пород на самом деле обусловлены только вулканической аккумуляцией. Исходя из таких суждений, выделение Южноарагацского новейшего прогиба может быть не очень обосновано. Это всего лишь южный опущенный блок крупного Арагацского вулканического массива, не испытавшего, однако, новейшего прогибания в своей центральной части.

Отдельные куполовидные формы рельефа юго-западнее Бюракана, подобно Мунгинскому поднятию, А.А. Габриеляном рассматриваются как возможные солянокупольные структуры, что вполне допустимо. Такие структуры нами описываются также на юге изученной территории между ААЭС и пос.Мецамор, где в рельефе ясно очерчиваются контуры удлиненного в широтном направлении плоского купола и соответствующей, также плоской впадины, севернее ее.

Паракар-Енгинджинское горстовое поднятие. По тем границам, в которых показано новейшее поднятие (между Эчмиадзинским и Ереванским разломами), в пределах изученного района оно должно прослеживаться далеко на севере, где-то между сс.Арагацотн, Кош, Уджан. Однако, как уже было сказано, по данным бур. скв. №17-Аван там просто нет такого поднятия фундамента. Об этом уже упоминалось в начале раздела.

В заключении этого раздела считаем нужным еще раз с полной ответственностью утверждать, что на поверхности изученного района окрестностей Армянской АЭС, полностью бронированного толстым (более 400м) панцырем плиоцен-четвертичных вулканитов, ни четвертичных, ни современных разрывных нарушений и существенных пликативных структур, связанных с глубинной тектоникой, не обнаружено и, в этом отношении район Армянской АЭС радиусом в 5 км полностью консолидирован.

3.2.5. Геоморфология

В регионально геоморфологическом отношении изученный район Армянской АЭС входит в пределы Среднеараксинского межгорного прогиба, занимая крайне северную его часть в границах Шамирамское плато, из цепи, окаймляющих с севера Арартскую котловину, предгорных наклонных плато.

Шамирамского плато занимает южное подножье Арагацского вулканического массива. Имеет абсолютные высоты 900-1000 м и постоянный слабый (менеее 10°) наклон в южную сторону.

Район ААЭС, в свою очередь, расположен в южной наиболее низкой части Шамирамского плато. Поверхность плато, бронированная плиоцен-четвертичными различными лавами, агломератами и игнимбритовыми туфами, имеет увалисто-холмистое строение, с насаженными конусовидными сооружениями шлаковых и смешанных шлаково-лавовых вулканов и, более редко, лавовыми куполами. Размеры этих вулканов иногда достаточно внушительные: относительные высоты до 200м и диаметры оснований до 1 км. Большинство вулканов имеют вершинные кратеры, почти все приоткрытые в ту или иную сторону.

Характер рельефа поверхности плато строго зависит от состава развитых там вулканитов. Большие северо-восточные и северо-западные части района, покрытые мощными, многократно излившимися и наслоившимися друг на друга потоками черных андезитов, отличаются очень своеобразной мелкохолмисто-бугристой каменистой (чингилистой) поверхностью, полным отсутствием поверхностного стока и, поэтому, почти совершенно лишенной овражной сети. Такие участки очень четко выделяются и картируются

на аэрофотоснимках и даже на топопланшетах крупного- среднего масштаба.

Районы, покрытые более основными (покровными) андезитобазальтовыми лавами и относительно рыхлыми агломератовыми покровами, преобладающими на южной части изученной территории, вокруг и южнее АЭС, характеризуются более сглаженным рельефом, без крутых склонов, уступов, каменистых нагромождений.

Участки, бронированные туфовыми покровами, независимо от состава подстилающих пород, в основном, столово-ровные, и как правило, покрытые толстым почвенным слоем. Не случайно, что все обрабатываемые сельскохозяйственные площади (сады, виноградники, пашни) расположены на туфовых покровах.

На сравнительно ровном фоне южных андезитобазальтовых лавовых покровов несколько обосабливается заметно возвышенный участок площадки самой АЭС, расположенной на трехъярусном постаменте из трех несколько более кислых андезитобазальтов восточных шлаковых вулканов. Как известно, более кислые лавы имеют несколько большую вязкость, поэтому плохо растекаются, образуя более крутые фронтальные и боковые части лавовых потоков.

Овражная сеть, как уже отметили, развита очень слабо, и то в основном лишь по границам разных лавовых потоков. Все это свидетельствует о том, что рельеф в районе АЭС и всего Шамирамского и др. лавовых плато, почти не затронут эрозией, типично вулканический, и его изучение может дать полную информацию о сколько-нибудь значительной неотектонической активности региона.

Описанный спокойный рельеф юга района несколько трансформирован, по нашему мнению, все еще слабо развитыми солянотектоническими явлениями. Не следует забывать, что подстилающие плиоцен-четвертичный лавовый комплекс среднемиоценовые гипсо-соленосные отложения, по данным буровых скважин, здесь имеют более 1 км мощности. В действительности, на площади распространения совершенно однообразных покровных основных андезитобазальтов и, также покровных, лав и агломератов андезитов южнее АЭС достаточно четко выделяется субширотное вытянутое плоское куполовидное возвышение вдоль северной окраины пос.Мецамор и, параллельно ей, также плоское понижение (компенсационное) – к северу, в районе дачного поселка и виноградников. Интересно, что дно этого распадка частично бронировано туфовым

покровом и мощным плащом молодых аллювиально-пролювиальных отложений. Отсюда следует вывод об образовании компенсационного соляно-тектонического распадка еще до извержения туфов. Здесь сформирован даже небольшой артезианский бассейн, но не имеющий, конечно, никакой связи с Араратским артезианским бассейном, но успешно удовлетворяющий местные нужды питьевой и оросительной воды с глубин 70-80м.

Максимальное превышение вершины соляно-купольной структуры над выровненной поверхностью компенсационного прогиба около 15м.

В южную сторону лавовое плато плавно погружается под четвертичные озерно-аллювиальные отложения Арартской котловины, и лишь в отдельных местах (развития более вязких андезитовых лав) круто обрывается уступом высотой до 20-25м.

Чрезвычайно интересная морфоструктура нами обнаружена на южном краю лавового плато, в с.Акналич, в 600м к западу от оз. Айгрлич. Здесь, на относительно ровном месте поверхности лавового плато расположено округлое чашеобразное углубление, диаметром верхней бровки до 250м, известное у местного населения под названием *Հին լիճ* (Старое озеро). Дно этого углубления, диаметром до 160м, плоское, покрытое уплотненной мелкозернистой песчано-суглинистой массой со следами белых соляных испарений по трещинкам высыхания. Склоны этой структуры очень крутые (чем и отличаются от взрывного кратера), каменистые, с северо-запада скальные, сложенные слабоокисленными ошлакованными андезитами. Глубина с севера – 28м, с юга – 17-20м. Абсолютная отметка дна 847м, что всего на 3-7 м выше зеркала оз.Айгрлич и крупных родников, расположенных здесь же, в 200м южнее под лавовым уступом. Несмотря на название «Старое озеро», это кратерообразное углубление не могло быть озером, вода здесь просто не задержалась бы.

Может быть, это вулканический кратер взрыва, но где тогда продукты выброса? А может – метеоритный кратер? Нужны специальные исследования.

3.2.6. Гидрогеология

В гидрогеологическом отношении изученная территория входит в крайне северную часть Среднеараксинского межгорного прогиба, на стыке Арагацкой подобласти центрального вулканического нагорья Республики Армении. В местном плане она занимает южные части Шамирамского лавового плато – южного звена главного поставщика подземных вод в Араратскую котловину.

Арагацская вулканическая область, в действительности, играет исключительную роль в формировании основных ресурсов общего баланса подземных вод Араратской котловины. Направление стока подземных вод в Араратскую котловину обусловлено наклонным положением регионального водоупора (поверхности песчано-глинистых толщ миоцена) в сторону котловины.

Закартированная нами территория окрестностей Армянской АЭС представляет собой каменистую пустынную область с абсолютным отсутствием постоянного поверхностного стока. Это обусловлено, во-первых, ничтожным количеством выпадавших за год атмосферных осадков (менее 300 мм) и, во-вторых большой трещиноватостью покрывающих всю территорию различных вулканических пород. Выпавшие осадки и талые воды быстро инфильтруются вглубь и пополняют ресурсы трещинных и межлавовых вод.

По данным буровых скважин, пробуренных в районе самой АЭС, подземные воды были встречены на глубинах 80-100м в межлавовых шлаковых прослоях и сильно трещиноватых андезитобазальт-андезитовых потоках. Эти воды совершенно безнапорные и спокойно протекают через всю территорию, разгружаются на южном краю лавово-пирокластической толщи плиоцен-антропогена в виде крупных родников Севджурских, Айгрличских и др. (общим дебитом 20-22 куб.м/сек.)

Большая часть атмосферных вод, выпадавших на склонах Арагацского массива в виде дождя и снега, инфильтруясь в наиболее глубокие водоносные горизонты до регионального водоупора поверхности миоценовых глинистых и нижнеплиоценовых плотных туфобрекчиевых толщ, все же проскакивают зону вышеуказанных береговых Севджур-Айгрличских родников и, прослеживаясь еще дальше на юг, питают Араратский артезианский бассейн. Северная

граница Араратского артезианского бассейна проходит значительно южнее этих родников.

Таким образом, основная масса подземных вод Арагацского массива через изученный район проходит на значительных глубинах до 400-500м, которая все же остается безнапорной, так как по постоянному наклону воды текут как с севера на юг, так сверху вниз.

На этом фоне все же небольшой артезианский бассейн, полностью изолированный от Араратского бассейна, возник в пределах Мецаморской компенсационной соляно-тектонической впадины, расположенной на субширотной полосе между АЭС и пос. Мецамор. Впадина эта, заложенная в досреднечетвертичное время на поверхности покровных андезитобазальтовых покровных лав основания обнаженного разреза, в дальнейшем заполнялась туфовым пластом и надтуфовыми различными рыхлыми аллювиально-пролювиальными отложениями.

В нескольких пробуренных скважинах в центральной части этой впадины на глубинах 70-75м встречены слабонапорные воды, которые поднимались до глубин 50-55м. Относительно слабый напор объясняется, по-видимому, не очень высоким расположением местного водоупора на южном борту впадины, через который несомненно часть подземных вод переливается на юг – в сторону Араратского бассейна.

Многолетние регулярные наблюдения подземных вод этого артезианского микробассейна указывают на постоянство основных характеристик (хим.состава, дебита, температуры) на уровне требований, предъявляемых к питьевой воде хорошего качества.

Факт указанного постоянства основных характеристик упомянутых подземных вод, в т.ч. вод севджурских и айгриличкских родников, а также несколько высокая температура в отношении родниковых вод более верхних зон Арагацского массива (Апаранских, Назрванских и др.), по мнению некоторых исследователей (С.П. Балян и др.), свидетельствуют о том, что здесь в полосе Севджур-Айгрлич разгружается Араратский артезианский бассейн. Это утверждение хотя и оригинальное, но не очень согласуется с элементарной гидрогеологией. Воды артезианского бассейна никак не могут подниматься выше подземных межлавовых вод, заполняющих эти же бассейны. Ведь при избытке вод в бассейне подзем-

ные воды окружающего высокогорья туда не поступали бы, а сами *бы вышли на поверхность.*

3.2.7. Полезные ископаемые

Закартированная территория Армянской АЭС полностью покрыта мощным (400-500м) чехлом плиоцен-четвертичных вулканических лавовых и пирокластических пород и, естественно, в этом районе можно ожидать лишь узкий круг полезных ископаемых, ограничивающийся различными строительным материалами и, может быть, определенными типами технологического сырья.

Конечно, по данным ряда глубоких буровых скважин под *этим лавовым чехлом на глубинах 1-1.5км широко развиты гипсо*-соленосные отложения среднего миоцена с пластами чистой каменной соли, но эти глубины в настоящее время еще не считаются экономически выгодными для организации промышленной добычи соли и гипса.

За южными пределами района, в северной части Араратской котловины, выполненной четвертичными озерно-аллювиальными комплексами, сильно развит высококачественный строительный материал – песчано-гравийно-галечная масса, связанная с отложениями древних русел р.Аракс (Куру Араза). Еще южнее, в центральной части Араратской котловины, как известно, очень большие (более 3-4 км) глубины имеют определенную перспективу на нефть и газ. В некоторых скважинах даже наблюдался приток азотно-метановой горючей смеси (А.Р. Арутюнян, А.А. Тащян и др., 1976, В.А. Агамалян и др., 1990) с максимальным суточным дебитом, не превышающим 45 тыс.куб.м.

Итак, основными видами полезных ископаемых на этой территории все же являются разнообразные строительные материалы – *игнимбритовые* туфы, андезитобазальты и андезиты, вулканические шлаки.

Игнимбритовые вулканические туфы являются прекрасным строительным материалом в качестве стенового камня и облицовочных плит.

Площадные обнажения игнимбритовых туфовых покровов наблюдаются на севере района в окрестностях с.Нор Едесия и северо-востоке, севернее трассы Нижнезангинского канала. Максима-

льная мощность туфов достигает 6-7 м, средняя – 2.5-3м. Туфы располагаются на неровной поверхности почти всех разновидностей подстилающих вулканических пород, начиная с нижних покровных адезитобазальтов арагацской свиты до самых молодых черных глыбовых андезитов северных вулканов. Сверху они часто перекрыты относительно маломощными (в среднем до 2-2.5 м рыхлыми озерно-аллювиальными песками, а также суглинками супесями и современным почвенным покровом. По физико-механическим характеристикам наиболее соответствующими для стенового камня и камня для облицовочных целей являются пласты с мощностями не более 3-4 м, где именно средняя степень спекаемости обломочного вещества создает благоприятные технологические свойства туфовой породы – низкий объемный вес, достаточная механическая прочность, легкость обработки, низкие тепло- и звукопроводимость и т.д. При больших мощностях туфового пласта в центральной части спекаемость материала очень низкая, туфы становятся лавоподобными, очень плотными, звонкими, стекловатыми, тяжелыми, труднообрабатываемыми, с неправильным стеклянным раковистым изломом, совершенно не пригодными для строительных целей. В этом отношении наиболее ценными для разработки являются выходы туфового пласта в окрестностях Нор Едесии. Обнаженная площадь туфового покрова здесь составляет около 1 кв.км. При средней мощности 2.5км общие ресурсы туфового камня здесь составляет 2.5 млн.куб.м, что полностью удовлетворит местные нужды на многие десятки лет.

Поблизости от АЭС есть два небольших карьера для добычи туфового камня. Расположены они в кратере лавового вулкана Западн.Атомахумб-1 и на СВ подножие вулканической постройки Западн.Атомахумб-4. В первом кратерном карьере туфовый пласт из-под рыхлых озерно-аллювиальных вулканических песков открыт на расстоянии до 200м. Мощность покрова здесь не превышает 3.5м. Мощность покрывающей рыхлой песчанистой пачки – более 3-4м. Именно по этой причине карьер заброшен. Вскрышные работы чрезвычайно трудоемки. На втором, ныне тоже заброшеном карьере туфов на СВ подножье вулкана покровная пачка очень маломощна (менее 1м), но мощность самих туфов большая – 6.5-7м, за которыми следуют уже «тяжелые» стекловатые туфы, не пригодные для строительства.

На северо-западных туфовых покровах, где мощности превышают местами и 10-12м, пригодные для строительства туфы ограничиваются верхней 1.5-2-метровой частью покрова. Это пестрые красно-бурые туфы с крупными (до 12-15 см) черными фьямме. Запасы таких туфов здесь могут превышать 5 млн.куб м.

Андезитобазальты, андезиты занимают большие площади изученной территории, но не все они пригодны в качестве строительного камня. Местным населением для этих целей используются только некоторые их разновидности: черные андезиты северо-восточных вулканов, эти же андезиты западной стороны близмеридионального сухого оврага к северу от дачного поселка и в меньшей степени – оливиновые андезитобазальты южных покровов. Более широкое использование андезитов, по нашему мнению, может быть объяснено тем, что андезитобазальты какие-то «вязкие», труднодобываемые, менее трещиноватые и более тяжелые, а андезиты в общем раздробленные полигональной трещиноватостью на отдельные крупные глыбы, добываются значительно легче. Они мелкоравномерно-пористые и поэтому легкие по весу.

Крупные многоступенчатые карьеры для добычи андезитового камня расположены на восточных подножиях северо-западных андезитовых вулканов №№12 и 15, на абсолютных высотах 1040-1090м, на 4-6-метровых лавовых потоках. Андезиты здесь имеют несколько десятков метров мощности и достаточно однообразные, за исключением верхних 1.5-2м, где порода сильно стекловатая, флюидально-полосчатая, не пригодная для строительства. Полезная мощность андезита, во всяком случае, превышает первые десятки метров. Высота стенок карьера достигает 7-8м, протяженность срезанных карнизов – несколько сот метров. Запасы сырья практически неисчерпаемы.

Вулканические шлаки исключительно связаны с насыпными вулканическими конусами, в особенности с конусами андезитобазальтовых вулканов. Крупнейшие карьеры для добычи шлака расположены на западных склонах вулакна, расположенного на северо-восточной стороне с.Нор Едесия, за пределами района. Высота стенок карьеров здесь достигает 25-30м. В пределах представленной карты шлаковые карьеры заложены лишь на восточном подножие крупного шлакового вулкана Западн.Атомахумб-2. Шлаки здесь рыхлые слабослоистые, слабоотсортированные. Среди мелко-

среднеобломочной массы часто попадаются крупные (до 1 м) вулканические бомбы. На высоте стенок карьера до 15м весь материал достаточно однообразный. Диаметр этого вулканического конуса около 700м, относительная высота до 120м, на вершине имеется кратер, приоткрытый с северо-западной стороны. Диаметр кратера 200м, глубина 35-40м, В предыдущих разделах было показано, что в привершинных частях конуса обломочный шлаковый материал часто сильно сварен в типичные агглютинаты. Можно считать, что такими агглютинатовыми образованиями сложено около 1/3 части сооружения вулкана. Из этого расчета объем рыхлого шлакового вещества на этом конусе может составлять более 10 млн.куб.м

Остальные андезитобазальтовые вулканические центры сложены большей частью сильно сваренными агглютинатовыми слоями, лишь с небольшим количеством рыхлого материала. Относительно небольшие объемы шлакового вещества можно встретить также на всех остальных вулканических конусах, в том числе и андезитовых.

3.2.8. Радиометрические наблюдения

Согласно программе и техническуму заданию, в пределах площади геологической съемки М1:10000 нами проводились радиометрические наблюдения в том же масштабе. Работы проводились с целью изучения степени радиоактивности слагающих территорию горных пород, а также обнаружения участков возможного радиоактивного заражения на пром.площадке АЭС и вокруг ее территории.

Радиометрические наблюдения проводились радиометром СРП-6801. Ежедневно перед началом маршрута радиометр был подвергнут эталонированию. Натуральный фон измерялся два раза в день: утром – перед маршрутом и в конце маршрута. Натуральный фон в этом районе имеет значения 14-15 мкр.рентг./час.

Как было отмечено в предыдущих разделах, площадь работ сложена исключительно вулканическими породами – различными андезитобазальтами, андезитами и игнимбритовыми дацитовыми туфами, которые в общем показывают близкие значения радиоактивности.

Площади, сложенные более основными – андезитобазальтовыми лавами, характеризуются очень низкими (ниже естественного фона) значениями радиоактивности – менее 12-14 мкр.р/ч. Радиоак-

тивность андезитовых лав составляла 15-17 мкр.р/ч. Туфовые же породы хаарктеризуются слегка повышенными значениями – 24-28 мкр.р/ч.

Как видно из измерений, гамма-активность вулканических пород, слагающих изученную территорию, в общем, соответствует среднему естественному фону, и имеющиеся небольшие различия обусловлены только химическим составом исследованных пород.

Все вулканические центры по величинам радиоактивности слагающих их шлаково-эксплозивных продуктов полностью соответствуют своим лавовым потокам.

Сравнительно детальные исследования проводились на территории самой АЭС и ближайшей ее окрестности. И здесь приходится отметить, что никаких резких отклонений от вышеописанной нормы не замечены.

Кроме поверхностных исследований, радиоактивные измерения проводились также в 6- и 50-метровых буровых скважинах воокруг главного здания АЭС. На глубинах 0.5-20.0м в интервале развития верхнего андезитобазальтового потока радиоактивность колеблется в пределах 12-15 мкр.р/ч. Радиоактивность подстилающего андезитового потока в интервалах 20-50м составляет 16-19 мкр.р/ч. Таким образом, наблюдается полное соответствие между гамма-активностью одних и тех же пород на поверхности и на глубине.

Все зафиксированные ореолы невысокой гамма-активности пород как бы полностью соответствуют геологическим границам распространения лавовых пород, и никаких линейных выдержанных аномалий, связанных с глубиной, не замечено.

Таким образом, район Армянской АЭС, радиусом в 5 км, в том числе и сама территория атомной электростанции полностью характеризуется низкими значениями естественной радиоактивности, связанной исключительно с химическим составом распространенных здесь вулканических пород, и не превышающими значения натурального фона.

Заключение

1. В схеме геотектонического районирования территории Республики Армении район Армянской АЭС располагается в пределах подзоны орогенных молассовых впадин Приараксинской

умеренно-складчатой зоны. Последняя имеет миогеосинклинальную природу, заложена на байкальском складчатом основании и окончательно оформлена в позднеальпийскую эпоху складчатости. В местном структурном плане изученная территория находится на стыке Южноарагацского прогиба и Армавирского (Октемберянского) поднятия (на гл.около 2 км от поверхности) погребенного верхнепротерозойского фундамента.

2. Вся площадь территории, радиусом в 5 км от ААЭС покрыта мощным (400-500м) плащом плиоцен-четвертичных лавово-пирокластических пород андезитобазальт-андезитового состава. По данным буровых скважин, эта вулканическая толща непосредственно ложится на мощные (более 1000м) песчано-глинистые и гипсо-соленосные отложения среднего-верхнего миоцена, которые, в свою очередь, подстилаются также песчано-глинистыми, пестроцветными-красноцветными молассовыми отложениями нижнего миоцена. Весь этот разрез молодых молассово-вулканогенных отложений на глубинах более 2000м залегает на жесткое основание метаморфических кристаллических сланцев верхнего протерозоя.

3. Нижняя часть разреза новейшей лавово-пирокластической толщи (мощн. до 300 м) изучена только по скудным, к тому же плохо обработанным данным нескольких буровых скважин. Это совершенно «однообразные» андезитобазальтовые лавы (трещиноватые и нетрещиноватые) и переслаивающиеся с ними многочисленные шлаковые прослои того же состава. Предположительный возраст этих образований плиоценовый и они, по-видимому, относятся к низам разреза Арагацского вулканического массива.

Верхняя, доступная непосредственному изучению часть разреза новейших вулканических образований (мощн. до 180м), в общем подразделяется на три пачки:

а) Нижние андезитобазальтовые и андезитовые лавы и агломераты покровного характера, относящиеся к средней части разреза арагацского комплекса новейших вулканитов. Мощность более 50 м, возраст – верхнеплиоцен-нижнечетвертичный.

б) Андезитобазальтовые и андезитовые лавы центральных вулканов, расположенных непосредственно на территории геологической съемки. Мощность – до 100м, предположительный возраст – нижнечетвертичный.

в) Верхняя завершающая пачка игнимбритовых туфовых покровов шамирамского типа (разновидность ереванского), рыхлых озерно-аллювиальных вулканических пемзовых песков, песчанистых глин, др.аллювиально-пролювиальных, элювиально-аллювиальных, делювиально-пролювиальных отложений. Общая мощность пачки – до 30-40м. Возраст туфов и вулканомикитовых песчано-глинистых пород – среднечетвертичный, остальных континентальных образований – верхнечетвертичный – современный.

5. В пределах изученного района ААЭС закартированы и детально изучены 36 новейших вулканических центров, расположенных кучно в непосредственных окрестностях АЭС (19 вулканов) и на севере-северо-западе территории в окрестностях с.Нор Едесия (17 вулканов). Из этого числа 15 относятся к типу самостоятельных вулканов, каждый со своим самостоятельным подводящим каналом, 14 вулканов относятся к адвентивному – паразитическому типу (с апофизными каналами) и 7 вулканов – к горнитосам – бескорневым вулканам, питавшимся исключительно за счет лавового покрова, на котором они образовались. Сооружения самостоятельных вулканов имеют наиболее сложное строение типа настоящих стратовулканов (многократное чередование толстых слоев сильно спекшихся агглютинатов с более рыхлыми маломощными шлаковыми или лавовыми прослоями).

6. Все вулканические центры моногенные. Какие-либо существенные изменения химического состава излившихся из одного и того же вулкана продуктов во времени не наблюдается. Судя по установившемуся взгляду в научной вулканологии, такие вулканы обычно короткоживущие, так называемые «одноактные», т.е. после уже имеющегося значительного (в нашем случае – более 0.6 млн. лет) перерыва возобновление их активной деятельности маловероятно.

7. Рельеф поверхности изученной территории соответствует почти первозданному, очень слабо эродированному – выветрелому вулканическому рельефу со всеми характерными морфологическими формами (крутые фронтальные и береговые валы, дугообразно изогнутые в сторону течения лавового потока валы коробления и т.д.). На этом фоне любые, даже незначительные тектонические подвижки должны были проявлены очень четко. В нашем случае они нигде не отмечены, т.е. в районе Армянской АЭС, на территории

радиусом в 5 км не обнаружено ни одно разрывное нарушение, возникшее за последние 1 млн.лет. Отметим, что по данным дешифрования крупномасштабных АФС, в нескольких местах поверхности склонов отдельных шлаково-лавовых валунов замечены небольшие трещины, возникшие, по-видимому, при сильных сотрясениях, сопровождающих мощные импульсы эксплозивной деятельности вулканов.

8. По данным буровых скважин и др. исследованиям различными геофизическими методами, а также интерпретации данных общего геологического строения окружающих обнаженных районов в подлавовом комплексе этой территории (а может быть, даже только в складчатом фундаменте) обнаружен ряд зон разноориентированных глубинных разломов, наиболее обоснованной и подкрепленной фактическим материалом из которых является зона Ереванского (северного) глубинного разлома, прослеженная по СЗ линии сс.Айнтап-Паракар-Ахавнатун-Кош и далее – либо в сторону устья р.Текор, либо пос.Маралик, т.е. на расстоянии более 15 км к северу от самой ААЭС. Следует подчеркнуть, что на современной поверхности эта разломная зона ничем не проявлена и, по-видимому, за все плиоцен-четвертичное время не показала признаков активности.

9. В отдельных местах изученной территории, в частности, южнее АЭС, по нашим предположениям, проявлены зачаточные элементы соляной тектоники – плоское куполовидное, субширотно протяженное севернее пос.Мецамор, вздутие и соответствующий неглубокий компенсационный прогиб, заполненный более молодыми рыхлыми отложениями. Максимальные перепады высот между этими структурами не превышают 100м.

10. Гидрогеологические условия района своеобразные: поверхностный состав, за исключением небольшого весеннего периода, полностью отсутствует. Грунтовые воды встречены в ряде буровых скважин на глубинах 70-75м. Воды эти безнапорные, связаны с межлавовыми шлаковыми горизонтами и, скорее всего, питаются поверхностным стоком верхних склонов Арагацского вулканического массива. В пределах центральной части упомянутого компенсационного соляно-тектонического прогиба межлавовые воды слабонапорные. Подсеченные на глубинах около 70-75м, они поднимаются до отметок 50-55м. Этот артезианский микробассейн,

конечно, не имеет никакой связи с Араратским артезианским бассейном.

11. Сопровождающие крупномасштабное геокартирование радиометрические поиски, а также данные гамма-каротажа группы 6-и буровых скважин вокруг главного корпуса АЭС до гл. 50 м однозначно показывают, что радиационная обстановка на всей территории полностью соответствует естественному фону – около 14-15 мкр.рентг./час и ее небольшие вариации исключительно связаны с изменением химического состава пород: основные породы (базальты, андезитобазальты). Характеризуются более низкими значениями гамма-активности, нежели кислые.

Таким образом, экологическое состояние района Армянской АЭС совершенно нормальное и не внушает никаких опасений.

Литература к главе 3.2

1. Абих Г. Геологические наблюдения в нагорной стране между Курой и Араксом. Зап. Кавк. отд. Русск. географ. общ., кн.VIII, 1873.

2. Абих Г. Геология Армянского нагорья. Западная часть. Орографическое и геологическое описание. Зап. Кавк. отд. Русск. географ. общ., кн.XXI, 1899.

3. Авакян Л.А. Слои трогентерий из четвертичных отложений Армении. Тр. Ер. Гос. унт., 1950.

4. Адамян А.А. Туфы и туфолавы южных склонов г.Арагац. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол. и географ. наук, №3, 1951.

5. Агамалян В.А., Кургинян Э.И. О спилит-диабазовом и габбро-норитовом комплексах офиолитовой серии, вскрытых скважиной 1-Октемберян. Изв. АН Арм.ССР, Науки о Земле, №1, 1989.

6. Азизбеков Ш.А. Геология Нахичеванской АССР. Госгеолтехиздат, М., 1961.

7. Амарян В.М. Новые данные по стратиграфии туфо-туфолав Арагацской вулканической области. Изв. АН Арм.ССР, сер. Геол. и геогр. наук, №3, 1962.

8. Амарян В.М. Строение и происхождение г.Арагац. Бюлл. МОИП, отд.геол., т. XI/I/, 1965.

9. Асланян А.Т. О происхождении массива г.Арагац. ДАН Арм.ССР, №4, 1950.

10. Асланян А.Т. Основные черты послемиоценовой истории тектонического развития Армении. Сб. научн. тр. ЕрПИ, №8, 1954.

11. Асланян А.Т Региональная геология Армении. Айпетрат, 1958.

12. Багдасарян Г.П., Гукасян Р. Геохронология магматических, метаморфических и рудных формаций Арм. ССР. Изд. АН Арм. ССР, 1985.

13. Балян С.П. О происхождении г.Арагац в свете новых морфологических данных. Изв. АН Арм.ССР, сер. геол. и геогр. наук, т.I, 1949.

14. Балян С.П. Структурная геоморфология Армянского нагорья. Изд. Митк, Ер., 1969.

15. Влодавец В.И. Справочник по вулканологии. Наука, М., 1984.

16. Габриелян А.А. Основные вопросы тектоники. Изд. АН Арм.ССР, 1959.

17. Габриелян А.А. Новейшая тектоника и сейсмичность Армянской ССР и смежных частей Антикавказа. Известия АН Арм.ССР, сер.геол. и геогр.наук, №4-5, 1963.

18.Габриелян А.А. Палеоген и неоген Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1964.

19. Габриелян А.А., Карапетян С.Г., Харазян Э.Х., Ширинян К.Г. Эволюция новейшего вулканизма на фоне позднеорогенного развития Антикавказа. В кн. «Вулканизм и геодинамика». Наука, 1977.

20. Габриелян А.А., Саркисян О.А., Симонян Г.П. Сейсмотектоника Армянской ССР. Изд. АН Арм.ССР,1981.

21. Горшков Г.С. О строении вулкана Арагац и его игнимбритах. В кн. «Туфолавы и игнимбриты», Тр. лабор. вулканологии, вып.20, 1968.

22. Гукасян Ю.Г. К вопросу о геологических взаимоотношениях между долеритовыми базальтами Ахурянского каньона и Арагацской вулканической толщей. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, №2, 1976.

23.Заварицкий А.Н. Игнимбриты Армении. Изв. АН СССР, сер.геол., №3, 1947.

24. Лебедев П.И. Вулкан Алагез и его лавы. Алагез – потухший вулкан Армянского нагорья. Т.I. Тр. совещ. по изуч. произв. сил, сер. Кавказская, вып.3, 1931.

25. Месропян А.И. О генезисе четвертичных туфов Армении. Изв. АН Арм. ССР сер. геол. и геогр. наук, №4, 1951.

26. Милановский Е.Е. О неогеновом и антропогеновом вулканизме Малого Кавказа. Изв. АН СССР сер. геол., №10, 1956.

27. Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. Недра, М., 1968.

28. Освальд Ф. К истории тектонического развития Армянского нагорья. Зап. Кавк. отд. Русск. геогр. общ., кн.XXIX, вып.2, 1916.

29. Пастухов А.В. Восхождение на Алагез /Армения/. Известия Кавк.отд. Русск. геогр. общ., т.2, вып.2, 1896.

30. Паффенгольц К.Н. Алагез и его происхождение. Природа. №6, 1939.

31. Паффенгольц К.Н. К проблеме г.Алагез /Армения/. Мат. ВСЕГИ, 1940.

32. Паффенгольц К.Н. Геологический очерк Армении и прилежащих частей Малого Кавказа /на арм.яз./. Изд. АН Арм. ССР, 1947.

33. Паффенгольц К.Н., Тер-Месропян Г.Т. Арагац. Изд. АН Арм. ССР, 1964.

34. Рейнгард А.Л. Морфология массива г.Алагез в свете новых геологических данных. Изв.Гос.географ.общ., №3, 1939.

35. Риман А. Вулканы и их деятельность. МИР, М., 1964.

36. Харазян Э.Х. Новейшие вулканические образования верховьев басс.р.Ахурян /Арм.ССР/. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, №5, 1968.

37. Харазян Э.Х. К петрохимической характеристике долеритовых базальтов северо-западной части Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, №2, 1971.

38. Ширинян К.Г. Вулканические туфы и туфолавы Армении. Изв. АН Арм. ССР, 1961.

Рукописная

1.Арутюнян А.Р., Тащян А.А. и др. Сводный геологический отчет по геологоразведочным работам на нефть и газ по Арм. ССР за 1954-1974 гг. Фонды УГ Арм.ССР, 1979.

2.Амарян В.М. Вулкан Арагац, его происхождение и история формирования. Кандид. диссертация. Ер., 1974.

3.Асланян А.Т., Асатрян А.А. Строение и тектоника западной части Октемберянского района. Фонды ИГН АН Арм. ССР, 1956.

4.Гукасян Ю.Г. Петрография, минералого-геохимические особенности и история формирования арагацского вулканического комплекса. Кандид. диссертация. Фонды ИГН АН Арм. ССР, 1985.

5.Каграманов Ю.Р., Агамалян К.А. и др. Отчет по теме «Анализ результатов исследования материалов поискового бурения на перспективных площадях территории Арм.ССР. Фонды ИГН АН Арм. ССР, 1987.

6.Оганесян Дж.А., Ваниянц В.Г. Геологическое строение и тектоника центральной части Араратской котловины. Отчет Эчмиадзинской ПСП за 1962 г. Фонды Арм. ГУ, 1963.

7.Осипова И.Б., Арменакян К. Отчет о сейсмических работах МОВЗ-СВ стационарными наблюдениями АССР на площади Ереван-Гарнийской эпицентральной зоны и очаговой зоны Спитакского землетрясения. Фонды Армгосупрнедра, 1993.

8.Харазян Э.Х., Амарян В.М., Сафарян В.Г. и др. Геологическая съемка и геологическое доизучение М 1:50000 с общими поисками на территории Гукасянского, Амасийского, Октемберянского и Эчмиадзинского районов /листы К-38-99-Г, 100-В, Г, 112-А,Б,В,Г, 136-В,Г 137-В,Г/. Отчет Геологосъемочной партии за 1986-1990 гг. Фонды Армгосупрнедра, 1990.

9.Мартиросян С.В., Амарян В.М., Харазян Э.Х. и др. Геологическое строение Вайоцдзорского и Южносеванского геолого-экономического районов. Отчет по групповой геологической съемке за 1976-1980 гг. Фонды УГ Арм.ССР, 1981.

СОДЕРЖАНИЕ

От редакции..... 4

Глава 1. ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТОНИКА АРМЕНИИ..... 7

1.1 ОБЬЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА К ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ КАРТЕ АРМЕНИИ МАСШТАБА 1:500000..... 7

1.1.1. Стратиграфия осадочных и вулканогенно-осадочных и метаморфических пород..... 8

1.1.2. Интрузивные породы..... 29

1.1.3. Тектоника..... 30

1.2 ОБЬЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА К ТЕКТОНИЧЕСКОЙ КАРТЕ АРМЕНИИ МАСШТАБА 1:500000..... 33

1.2.1. Методы составления тектонических карт..... 34

1.2.2. Краткое описание тектонических сооружений..... 39

Раннеальпийская складчатая область..... 39

Среднеальпийская складчатая область..... 43

Позднеальпийская складчатая область..... 54

Литература к главе 1..... 58

Глава 2. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ВУЛКАНИЗМ РЕГИОНОВ АРМЕНИИ..... 60

2.1 ГЕОЛОГИЯ КАЙНОЗОЯ И ЧЕТВЕРТИЧНЫЙ ВУЛКАНИЗМ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ АРМЕНИИ..... 60

2.1.1. Палеоген..... 60

2.1.2. Неоген..... 79

2.1.3. Четвертичная система..... 113

Нижнечетвертичное звено..... 113

Нижне-среднечетвертичное звено..... 137

Среднечетвертичное звено..... 139

Верхнечетвертичное звено..... 162

Верхнечетвертичные- современные отложения..... 166

Современные континентальные отложения..... 166

2.1.4. Вулканизм..... 167

2.1.4.1. Петрохимия новейших вулканитов..... 181

2.1.4.2. О составе первичных магм, их эволюция и глубина формирования..... 201

2.1.5 Интрузивные породы..... 208

2.1.6 Экструзивно-субвулканические породы..... 216
2.1.7. Тектоника..... 226
Заключение..... 241
Литература к главе 2.1..... 245

2.2 ГЕОЛОГИЯ И МАГМАТИЗМ ВАРДЕНИССКОГО НАГОРЬЯ..... 253
Введение..... 253
2.2.1. История геологической изученности..... 255
2.2.2. Стратиграфия..... 260
Мел..... 260
Палеоген..... 267
Неоген..... 281
Четвертичная система..... 301
Вулканические образования..... 306
Нижнечетвертичные лавы..... 307
Нижне-среднечетвертичные лавы..... 314
Среднечетвертичные лавы..... 315
Средне-верхнечетвертичные лавы..... 319
Верхнечетвертичные лавы..... 323
Верхнечетвертично-современные лавы..... 328
Современные лавы..... 330
2.2.3. Интрузивные образования..... 331
2.2.4. Экструзивно-вулканические образования..... 351
2.2.5. Тектоника..... 367
2.2.6. Закономерности размещения полезных ископаемых и оценка перспективности области..... 376
Заключение..... 380
Литература к главе 2.2..... 381

2.3 ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ДОИЗУЧЕНИЕ М 1:50000 ТЕРРИТОРИИ ЗАНГЕЗУРСКОГО ГЕОЛОГО-ЭКОНОМИЧЕСКОГО РАЙОНА..... 386
Введение..... 386
2.3.1 История геологической изученности..... 392
2.3.2 Неоген..... 401
2.3.3 Четвертичная система..... 409
2.3.4 Тектоника..... 413
Описание главнейших структур..... 425
Разрывные нарушения..... 431

2.3.5 Закономерности размещения полезных ископаемых и оценка перспективности района..... 434
Заключение..... 444

Глава 3. ПРИКЛАДНАЯ ГЕОЛОГИЯ..... 449

3.1 УЧАСТОК «НАИРИТ» ЕРЕВАНСКОГО СОЛЕНОСНОГО БАССЕЙНА..... 449
Введение..... 449
3.1.1. Физико-географическая и экономическая характеристика..... 450
3.1.2. Краткая история геологической изученности..... 451
3.1.3. Стратиграфия..... 453
3.1.4. Тектоника..... 471
3.1.5. Гидрогеология..... 480
3.1.6. Геологическое строение участка «Наирит»..... 484
3.1.7. Методика работ..... 492
3.1.8. Оценка ресурсов..... 499
Заключение..... 503
Литература к главе 3.1..... 505

3.2 ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА АРМЯНСКОЙ АЭС..... 509
Введение..... 509
3.2.1 История геологической изученности..... 511
3.2.2 Стратиграфия..... 516
3.2.3 Вулканические центры..... 576
3.2.4 Тектоника..... 580
3.2.5 Геоморфология..... 591
3.2.6 Гидрогеология..... 594
3.2.7 Полезные ископаемые..... 596
3.2.8 Радиометрические наблюдения..... 599
Заключение..... 600
Литература к главе 3.2..... 604

ԲՈՎԱՆԴԱԿՈՒԹՅՈՒՆ

Խմբագրության կողմից 4

Գլուխ 1. ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ԵՐԿՐԱԲԱՆՈՒԹՅՈՒՆԸ ԵՎ ՏԵԿՏՈՆԻԿԱՆ.... 7

1.1. ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ 1:500000 ՄԱՍՇՏԱԲԻ ԵՐԿՐԱԲԱՆԱԿԱՆ ՔԱՐՏԵԶԻ ԲԱՑԱՏՐԱԳԻՐԸ 7

1.1.1. Նստվածքային, հրաբխա-նստվածքային և մետամորֆային ապարների շերտագրություն 8

1.1.1. Ինտրուզիվ ապարներ 29

1.1.2. Տեկտոնիկա 30

1.2. ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ 1:500000 ՄԱՍՇՏԱԲԻ ՏԵԿՏՈՆԱԿԱՆ ՔԱՐՏԵԶԻ ԲԱՑԱՏՐԱԳԻՐԸ 33

1.2.1. Տեկտոնական քարտեզների կազմման մեթոդները 34

1.2.2. Տեկտոնական կառույցների համառոտ նկարագրությունը 39

Վաղ ալպիական ծալքավոր մարզ 39

Միջին ալպիական ծալքավոր մարզ 43

Ուշ ալպիական ծալքավոր մարզ 54

Գրականություն գլ.1 58

Գլուխ 2. ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՏԱՐԱԾԱՇՐՋԱՆՆԵՐԻ ԵՐԿՐԱԲԱՆԱԿԱՆ ԿԱՌՈՒՑՎԱԾՔԸ ԵՎ ՀՐԱԲԽԱԿԱՆՈՒԹՅՈՒՆԸ 60

2.1. ՀՑՈՒՍԻՍ-ԱՐԵՎՄՏՅԱՆ ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ԿԱՅՆԱԶՈՅԱՆ ԵՐԿՐԱԲԱՆՈՒԹՅՈՒՆԸ ԵՎ ՉՈՐՐՈՐԴԱԿԱՆ ՀՐԱԲԽԱԿԱՆՈՒԹՅՈՒՆԸ 60

2.1.1. Պալեոգեն 60

2.1.2. Նեոգեն 79

2.1.3. Չորրորդական համակարգ 113

Ստորին չորրորդական օղակ 113

Ստորին – միջին չորրորդական օղակ 137

Միջին չորրորդական օղակ 139

Վերին չորրորդական օղակ 162

Վերին չորրորդական – ժամանակակից նստվածքներ 166

Ժամանակակից ցամաքային առաջացումներ 166

2.1.4. Հրաբխականություն 167

2.1.4.1. Նորագույն հրաբխային առաջացումների պետրոքիմիա 181

2.1.4.2. Առաջնային մագմայի կազմը, զարգացումը և առաջացման խորությունը 201

2.1.5. Ինտրուզիվ ապարներ 208
2.1.6. Էքստրուզիվ- ենթահրաբխային ապարներ 216
2.1.7. Տեկտոնիկա 226
Եզրակացություն 241
Գրականություն գլ.2.1 245

2.2. ՎԱՐԴԵՆԻՍԻ ԼԵՌՆԱՇԽԱՐՀԻ ԵՐԿՐԱԲԱՆՈՒԹՅՈՒՆԸ ԵՎ ՄԱԳՄԱՏԻԶՄԸ 253
Ներածություն 253
2.2.1. Երկրաբանական ուսումնասիրվածության պատմությունը .. 255
2.2.2. Շերտագրություն 260
Կավիճ 260
Պալեոգեն 267
Նեոգեն 281
Չորրորդական համակարգ 301
Հրաբխային առաջացումներ 306
Ստորին չորրորդական լավաներ 307
Ստորին - միջին չորրորդական լավաներ 314
Միջին չորրորդական լավաներ 315
Միջին – վերին չորրորդական լավաներ 319
Վերին չորրորդական լավաներ 323
Վերին չորրորդական - ժամանակակից լավաներ 328
Ժամանակակից լավաներ 330
2.2.3. Իրնտրուզիվ առաջացումներ 331
2.2.4. Էքստրուզիվ- հրաբխային առաջացումներ 351
2.2.5. Տեկտոնիկա 367
2.2.6. Օգտակար հանածոների տեղաբաշխման օրինաչափությունները և մարզի հեռանկարների գնահատականը 376
Եզրակացություն 380
Գրականություն գլ. 2.2 381

2.3. ՋԱՆԳԵԶՈՒՐԻ ԵՐԿՐԱԲԱՆԱ-ՏՆՏԵՍԱԳԻՏԱԿԱՆ ՇՐՋԱՆԻ 1:50000 ՄԱՍՇՏԱԲԻ ԵՐԿՐԱԲԱՆԱԿԱՆ ԼՐԱՀԻՍՀԻՄՆԱՍԻՐՈՒՄԸ 386
Ներածություն 386
2.3.1. Երկրաբանական ուսումնասիրվածության պատմությունը ... 392
2.3.2. Նեոգեն 401
2.3.3. Չորրորդական համակարգ 409
2.3.4. Տեկտոնիկա 413
Գլխավոր կառույցների նկարագրությունը 425

Տեկտոնական խախտումներ 431
2.3.5. Օգտակար հանածոների տեղաբաշխման օրինաչափությունները և շրջանի հեռանկարային գնահատականը 434
Եզրակացություն 444

Գլուխ 3. ԱՐՏԱԴՐԱԿԱՆ ԵՐԿՐԱԲԱՆՈՒԹՅՈՒՆ 449

3.1. ԵՐԵՎԱՆՅԱՆ ԱՂԱԲԵՐ ԱՎԱԶԱՆԻ "ՆԱԻՐԻՏ" – Ի ՏԵՂԱՄԱՍ .. 449
Ներածություն 449
3.1.1. Ֆիզիկա-աշխարհագրական և տնտեսական բնութագիրը 450
3.1.3. Երկրաբանական ուսումնասիրվածության համառոտ բնութագիրը 451
3.1.3.Շերտագրություն 453
3.1.4. Տեկտոնիկա 471
3.1.5. Հիդրոերկրաբանություն 480
3.1.6. "Նաիրիտ" տեղամասի երկրաբանական կառուցվածքը 484
3.1.7. Աշխատանքային մեթոդները 492
3.1.8. Բնապաշարների գնահատումը 499
Եզրակացություն 503
Գրականություն գլ. 3.1 505

Գլուխ 3.2. ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ԱՏՈՄԱԿԱՅԱՆԻ ԵՐԿՐԱԲԱՆԱԿԱՆ ԿԱՌՈՒՑՎԱԾՔԸ 509
Ներածություն 509
3.2.1. Երկրաբանական ուսումնասիրվածության պատմությունը ... 511
3.2.2. Շերտագրություն 516
3.2.3. Հրաբխային կենտրոններ 576
3.2.4. Տեկտոնիկա 580
3.2.5. Երկրամորֆոլոգիա 591
3.2.6. Հիդրոերկրաբանություն 594
3.2.7. Օգտակար հանածոներ 596
3.2.8. Ռադիոչափական դիտարկումներ 599
Եզրակացություն 600
Գրականություն գլ. 3.2 604

TABLE OF CONTENT

From the editors 4

Chapter 1. GEOLOGY AND TECTONICS OF ARMENIA 7

1.1 EXPLANATORY NOTE TO THE GEOLOGICAL MAP OF ARMENIA, M 1:500000 7

1.1.1. Stratigraphy of sedimentary, volcanic-sedimentary and metamorphic rocks 8

1.1.2. Intrusive rocks 29

1.1.3. Tectonics 30

1.2 EXPLANATORY NOTE TO THE TECTONIC MAP OF ARMENIA, M 1:500000 33

1.2.1. Ways of tectonic mapping 34

1.2.2. Brief description of tectonic structures 39

Early Alpine folded region 39

Middle Alpine folded region 43

Late Alpine folded region 54

References to Chapter 1 58

Chapter 2. GEOLOGICAL STRUCTURE AND VOLCANISM OF THE REGIONS OF ARMENIA 60

2.1 CAINOZOIC GEOLOGY AND QUATERNARY VOLCANISM OF NORTHWEST ARMENIA 60

2.1.1. Palaeogene 60

2.1.2. Neogene 79

2.1.3. Quaternary system 113

Lower Quaternary unit 113

Lower-middle Quaternary unit 137

Middle Quaternary unit 139

Upper Quaternary unit 162

Upper Quaternary modern sediments 166

Modern continental sediments 166

2.1.4. Volcanism 167

2.1.4.1. Petrochemistry of modern volcanites 181

2.1.4.2. The composition of primary magmas, their evolution and the depth of formation 201

2.1.5 Intrusive rocks 208

2.1.6 Extrusive subvolcanic rocks 216
2.1.7. Tectonics..... 226
Conclusion..... 241
References to Chapter 12.1..... 245

2.2 GEOLOGY AND MAGMATISM OF VARDENIS PLATEAU 253
Introduction 253
2.2.1. History of geological study 255
2.2.2. Stratigraphy..... 260
Cretaceous period 260
Palaeogene..... 267
Neogene..... 281
Quaternary system 301
Volcanic formations..... 306
Lower Quaternary lavas..... 307
Lower-middle Quaternary lavas 314
Middle Quaternary lavas 315
Middle-upper Quaternary lavas 319
Upper Quaternary lavas 323
Upper Quaternary and modern lavas 328
Modern lavas 330
2.2.3. Intrusive formations..... 331
2.2.4. Extrusive igneous formations 351
2.2.5. Tectonics..... 367
2.2.6. Distribution patterns of minerals and the assessment of the prospects of the region 376
Conclusion..... 380
References to Chapter 2.2..... 381

2.3 ADDITIONAL GEOLOGICAL STUDY OF THE TERRITORY OF ZANGEZUR GEOLOGICAL AND ECONOMIC REGION, M 1:50000 386
Introduction..... 386
2.3.1 History of geological study 392
2.3.2 Neogene..... 401
2.3.3 Quaternary system 409
2.3.4 Tectonics..... 413
Description of the main structures 425
Discontinuous faults 431

2.3.5 Distribution patterns of minerals and the assessment of the prospects of the region 434
Conclusion 444

CHAPTER 3. APPLIED GEOLOGY 449

3.1 YEREVAN SALIFEROUS BASIN "NAIRIT" AREA 449
Introduction 449
3.1.1. Geographic, economic and physical characteristics 450
3.1.2. A Brief History of geological study 451
3.1.3. Stratigraphy 453
3.1.4. Tectonics 471
3.1.5. Hydrogeology 480
3.1.6. "Nairit" site geological structure 484
3.1.7. Techniques of work 492
3.1.8. Resource assessment 499
Conclusion 503
References to Chapter 3.1 505

3.2 THE ARMENIAN NPP AREA GEOLOGICAL STRUCTURE 509
Introduction 509
3.2.1 A Brief History of geological study 511
3.2.2 Stratigraphy 516
3.2.3 Volcanic centers 576
3.2.4 Tectonics 580
3.2.5 Geomorphology 591
3.2.6 Hydrogeology 594
3.2.7 Minerals 596
3.2.8 Radiometric survey 599
Conclusion 600
References to Chapter 3.2 604

Էդիկ Խալաթի Խարազյան
Эдик Халатович Харазян
Edik Kh.Kharazyan

ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ԵՐԿՐԱԲԱՆՈՒԹՅՈՒՆ ԵՎ ՉՈՐՐՈՐԴԱԿԱՆ ՀՐԱԲԽԱԿԱՆՈՒԹՅՈՒՆ
ГЕОЛОГИЯ И ЧЕТВЕРТИЧНЫЙ ВУЛКАНИЗМ АРМЕНИИ
GEOLOGY AND QUATERNARY VOLCANISM OF ARMENIA

Մատենաշար՝ Հայաստանի հանքային հումքի արդյունավետ օգտագործում և ընդերքի լիարժեք յուրացում
Серия: Рациональное использование рудного сырья и эффективное освоение недр Армении
Ser.: The rational use and efficient development of mineral resources of Armenia

Թողարկում 14 **Выпуск 14** **Issue 14**

Գեղարվեստական խմբագիր՝ Ժ.Ջ.Սահակյան
Художественный редактор Ж.Дж. Саакян
Art editor Zh.J.Sahakyan
Տեխնիկական խմբագիր՝ Վ.Ս. Ասլանյան
Технические редакторы В.С. Асланян
Technical editor V.S. Aslanyan
Համակարգչային գրաֆիկա՝ Ի.Խ.Խաչիյան
Компьютерная графика И.Х. Хачиян
Computer graphic I.Kh. Khachiyan

Տպագրված է «ԼԻՄՈՒՇ» տպարանում Տպաքանակը՝ 100
Ընդերքի պահպանության կենտրոն, ԳԵՈԻԴ, 0009, Երևան,
Մաշտոցի պող., 43/14. Հեռ.՝ (+374-10)568578, E-mail: geoidpetros@mail.ru

Отпечатано в типографии ООО "ЛИМУШ" Тираж 100 экз
Центр охраны недр, ГЕОИД, 0009 Ереван,
пр. Маштоца 43/14. Тел.: (+374-10)568578, E-mail: geoidpetros@mail.ru

Printed in the printing house "LIMUSH" Circulation 100
Centre of Entrail protection, GEOID, 0009, Yerevan,
Mashtots av. 43/14. Tel. (+374-10)568578, E-mail: geoidpetros@mail.ru

Выпуски серии

Рациональное использование рудного сырья и эффективное освоение недр Армении

Издано в 2001-2011гг.

1. Алоян П.Г. Геология горнорудных регионов Армении. Повышение эффективности освоения рудных месторождений. Ереван, ГЕОИД, 2001, 243 с. ISBN 99930-900-0-X
2. Алоян Гайк П., Алоян П.Г. Геологическое строение и типы руд Марцигетского золотополиметаллического месторождения. Ереван, ГЕОИД, 2001, 129 с. ISBN 99930-900-1-8
3. Алоян П.Г., Алоян Гайк П., Давтян А.А. и др. Формационно- технологические параметры Меградзорского золоторудного месторождения. Ереван, ГЕОИД, 2002, 190 с. ISBN 99930-900-3-4
4. Безирганов Б.Г. Прогноз и методика поисков скрытого эндогенного оруденения в пределах рудных полей и месторождений Армении. Ереван. ГЕОИД. 2002, 355с. ISBN 99930-900-4-2
5. Алоян П.Г., Алоян Гайк П. Платиноиды в промышленных рудах Армении. Ереван, ГЕОИД, 2003, 130 с. IBSN 99930-900-8-5
6. Вопросы эффективного использования минерально-сырьевых ресурсов Армении. Ереван, ГЕОИД, 2004, 196с. ISBN 99941-962-0-0
7. Алоян П.Г., Алоян Гайк П. Редкие металлы в промышленных рудах Армении. Ереван, ГЕОИД, 2005, 135 с. ISBN 99941-962-2-7
8. Алоян П.Г., Алоян Гайк П., Давтян А.А. и др. Металлы (черные, цветные, редкие, благородные). Ереван, ГЕОИД, 2006, 250 с. ISBN 99941-962-3-5 (на армянском языке)
9. Алоян П.Г., Алоян Гайк П. Ресурсный потенциал рудного сырья Армении. Ереван, ГЕОИД, 2008, 604 с. ISBN 978-99941-962-5-8
10. Карапетян А.И., Гуюмджян О.П., Шагинян Г.В. Геология и металлоносность Сисианского рудного район (Южная Армения). Ереван, ГЕОИД, 2010, 466 с. ISBN 978-99941-962-8-9
11. Алоян П.Г., Урановосность геологических формаций Армении. Ереван, ГЕОИД, 2010, 185 с. ISBN 978-99941-962-9-6
12. Гуюмджян О.П. Магматизм и метасоматические образования Армении. Ереван, ГЕОИД, 2011, 689 с. ISBN 978-99939-9057-1-6

3000 gp.

12181