Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Геологический институт Российской академии наук

— На правах рукописи

Шалаева Евгения Александровна

Геологическое строение и история развития Ширакской впадины

Естественные науки: 1.6.1. Общая и региональная геология. Геотектоника и геодинамика.

Диссертация на соискание ученой степени Кандидата геолого-минералогических наук

> Научный руководитель: Доктор геолого-минералогических наук В.Г. Трифонов

Москва 2023

Оглавление ВВЕДЕНИЕ	2
ГЛАВА 1. ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК	11
1.1.История исследования региона	11
1.1.1. История исследования Малого Кавказа и Армянского нагорья	11
1.1.2. История исследования Ширакской впадины	14
1.2. Тектоническое районирование и геологическое строение Малого Кавказа и	
Армянского нагорья	16
1.2.1. Тектоническое районирование Малого Кавказа и Армянского нагорья	16
1.2.2. Стратиграфия кайнозойских толщ Малого Кавказа и Армянского нагорн	ь я. 23
1.2.4. Разломная тектоника региона исследования	
1.2.5. Молель формирования докайнозойского основания и кайнозойская эвол	юшия
региона исследований	27
ГЛАВА 2. СТРАТИГРАФИЯ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАЛОЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ	
ШИРАКСКОЙ ВПАДИНЫ И ЕЕ ОБРАМЛЕНИЯ	32
2.1. Дочетвертичные литостратиграфические комплексы	
2.2. Литостратиграфические комплексы четвертичной системы	45
2.3.Игнимбриты Гюмри	
ГЛАВА 3. СТРОЕНИЕ ШИРАКСКОЙ ВПАДИНЫ И ЕЕ ОБРАМЛЕНИЯ	
3.1. Геоморфологическая характеристика Ширакской впадины	
3.2. Тектоническая позиция Ширакской впадины	80
3.3. Вулканизм в обрамлении Ширакской впадины	81
3.4. Разломные зоны Ширакской впадины.	86
ГЛАВА 4. МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ ШИРАКСКОЙ ВПАДИНЫ	
4.1. Время начала обособления Ширакской впадины.	
4.2. Развитие Ширакской впадины и ее обрамления в четвертичное время	
ГЛАВА 5. СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И ИС	ТОРИИ
РАЗВИТИЯ ШИРАКСКОЙ И СЕВАНСКОЙ ВПАДИН	106
5.1.Геологическое строение и позднекайнозойская структура Севанской впадине запалного обрамления.	ы и ее юго- 106
5.2. Стратиграфия неоген-четвертичных осадочных толщ Севанской впадины	
5.3. Время обособления и позднекайнозойское развитие Севанской впадины и ее	западного
обрамления.	118
5.4.Гетерогенный генезис Севанской впадины.	119
5.5.Сравнительный анализ Ширакской и Севанской впадин	119
Заключение	121
ЛИТЕРАТУРА	123
	1

введение.

Актуальность работы. Межгорные впадины, как самостоятельные тектонические структуры, представляют собой большой интерес для исследователей. Обособление отдельных фрагментов земной коры, морфологически выраженное в появлении крупных отрицательных форм рельефа, может быть связано с различными факторами. В одних случаях, формирование впадин обусловлено неравномерностью воздымания обрамляющих горных сооружений, т.е. в конечном счете, неоднородностью действующих в земной коре полей напряжений. Дискретное проявление локальных режимов сжатия или растяжения коры приводит к образованию горстов, грабенов или же структур типа пулл-апарт. В других случаях, обособление впадин связано с глубинным оттоком вещества вследствие продолжительного магматизма. В результате таких процессов возникают кальдеры или генетически подобные им структуры. Часто можно наблюдать сочетание нескольких факторов развития впадин.

Объектом исследования в диссертации является Ширакская межгорная впадина (Малый Кавказ, Армянское нагорье). Несмотря на длительную историю ее изучения, ряд вопросов относительно причин возникновения, возраста и развития впадины оставался дискуссионным. Кроме того, появление в последние два с небольшим десятилетия принципиально новых моделей тектонической эволюции Малого Кавказа и Армянского нагорья (Rolland et al., 2009,2010; Sosson et al., 2010; Hässig et al., 2013, 2015, 2019; Трифонов и др., 2020) привело к необходимости переинтерпретации отдельных тектонических структур региона, и Ширакская впадина не является исключением.

С тех пор как Е.Е. Милановский (1968), исходя из концепции геосинклиналей, предложил считать Ширакскую впадину остаточным прогибом – реликтом некогда существовавшего геосинклинального прогиба в области Малого Кавказа, новых интерпретаций для впадины так и не было предложено. Ю.В. Карякиным (1989) была отмечена приуроченность Севано-Ширакского «прогиба» к области сочленения островной дуги (или, при иной интерпретации, окраинно-континентального вулкано-плутонического пояса) и микроконтинента, однако, Ширакская впадина как самостоятельная структура этой зоны не была исследована. Ю.В. Саядян (2009) определял впадину как сбросовый прогиб, обходя вопросы ее тектонической приуроченности. Связь обособления Ширакской впадины с региональной разломной тектоникой и вулканизмом подробно не были рассмотрены ни в одном из ранее выполненных исследований.

Временем начала развития впадины как самостоятельной структуры было принято считать поздний миоцен (Милановский, 1968; Саядян, 2009), однако, исследования

2

последних лет показали, что впадина имеет более позднее происхождение (Simakova et al., 2020; Trifonov et al., 2020).

Стратиграфия плиоцен-четвертичных толщ Ширакской впадины была установлена на основании материалов бурения и исследования разрезов в ее восточной части (территория Армении), в то время как западная часть впадины (территория Турции) оставалась слабо изученной. Кроме того, неполностью исследованной оставалась проблема Ширакского озера. И хотя его существование в пределах впадины в четвертичное время было давно установлено (Саядян, 1967; Милановский, 1968; Саядян, 2009), причины его возникновения рассмотрены не были, а последние стратиграфические исследования четвертичных озерных толщ и изотопное датирование игнимбритов во впадине (Shalaeva et. al., 2019) позволили более точно определить длительность существования этого озерного бассейна.

Актуальность работы состоит в возможности пересмотра представлений о причинах и времени обособления Ширакской впадины, а также в развитии представлений о причинах и времени существования Ширакского озера во впадине. На основании синтеза новых структурных, стратиграфических, палеонтологических, магнитостратиграфических и изотопно-геохронологических данных разработана модель эволюции этой структуры в четвертичное время.

Цель и задачи исследования. Цель исследования – изучение геологического строения, определение генезиса и реконструкция истории развития Ширакской впадины. Для достижения цели были поставлены следующие задачи:

- Получить магнитостратиграфические характеристики верхнеплиоценчетвертичных осадочных (морских, озерных и озерно-аллювиальных) толщ впадины для взаимной корреляции разрезов и региональных стратиграфических корреляций;
- Уточнить возрасты свит осадочных толщ на основании их магнитостратиграфических характеристик, находок остатков фауны, а также спорово-пыльцевого анализа и находок археологических артефактов.
- Проанализировать время и последовательность проявления вулканизма в обрамлении впадины (по литературным данным), эти результаты сопоставить со временем начала и завершения накопления четвертичных озерных и озерноаллювиальных толщ во впадине.
- Определить абсолютный возраст эффузивных и эксплозивных (игнимбриты Гюмри) образований, которые соответственно подстилают и перекрывают четвертичные озерные и озерно-аллювиальные толщи впадины.

- 5. Выполненить петрографическое исследование образцов (шлифов) игнимбритов Гюмри, а также галек из осадочной толщи впадины.
- 6. Выполнить геохимическую и изотопно-геохронологическую корреляцию игнимбритов Гюмри и лав привершинной части вулкана Арагац.
- Провести структурные наблюдения в зонах разломов, которые ограничивают или пересекают впадину: Капская флексурно-разломная зона, разлом Чамушлу, Ахурянский разлом.
- Определить величины смещений плиоценовых и четвертичных образований по вышеуказанным разломам.
- Проанализировать тектоническое положение впадины относительно основных тектонических зон региона Малый Кавказ – Армянское нагорье.
- Разработать модель строения и тектонической эволюции впадины, показать динамику палеогеографических условий во впадине на основе ранее полученных и новых оригинальных материалов.

Научная новизна. В ходе выполнения исследований, получены оригинальные материалы и обоснован ряд новых положений относительно происхождения и развития впадины, а именно:

- Впервые получены магнитостратиграфические характеристики для верхнеплиоцен-четвертичных разрезов осадочных толщ Ширакской впадины (районы пос. Джрадзор, Меграшат, Демиркент, Чамушлу, Вохджи, Айкаван, Айкадзор и гор. Гюмри).
- 2. Впервые обнаружен выход на дневной поверхности верхнеплиоценовых морских осадочных образований акчагыльской трансгрессии Каспийского моря в западной части Ширакской впадины. Показано, что впадина как обособленная структура начала развиваться не ранее позднего плиоцена.
- 3. На основании комплекса палеонтологических, магнитостратиграфических и изотопно-геохронологических данных пересмотрен возраст четвертичных озерных и озерно-аллювиальных образований впадины, определены абсолютные временные границы накопления четвертичных толщ.
- 4. На основании корреляции времени проявления вулканической активности в обрамлении впадины и времени накопления четвертичных озерных толщ во впадине обоснован подпрудный характер Ширакского палеоозера и установлены абсолютные временные границы его существования.

- 5. Проанализировано тектоническое положение впадины относительно основных тектонических зон региона Малый Кавказ – Армянское нагорье и приуроченность впадины к крупнейшим разломным зонам Аравийского синтаксиса. Рассчитана величина смещений плиоценовых и четвертичных образований внутри впадины по разломным зонам.
- Установлена величина поднятия впадины за четвертичное время в связи с общим подъемом региона Малый Кавказ – Армянское нагорье.
- Показана связь развития Шираской впадины как с разломной тектоникой, так и с магматизмом, выполнено сопоставление Ширакской и Севанской впадин.

Фактический материал и методы исследования. В 2015-2016 гг автор в составе экспедиций Геологического института Российской академии наук принимала участие в полевых работах в центральной и восточной части Ширакской впадины (территория Армении), а в 2017–2018 гг – в западной части рассматриваемой впадины (территория были Турции). Для решения поставленных задач использованы методы литостратиграфических, магнито-стратиграфических, изотопно-геохронологических, геоморфологических, геолого-структурных геохимических, И палеонтологических исследований, которые автор использовал самостоятельно или принимал активное участие в получении первичных материалов (отбор образцов) и их обработке.

В ходе полевых работ были исследованы многочисленные обнажения плиоценчетвертичных осадочных, вулканогенно-осадочных и вулканогенных образований, составлены литостратиграфические колонки, отобраны образцы для палеомагнитных, изотопно-геохронологических, геохимических, петрографических, палеонтологических и археологических исследований. Кроме того, было выполнено геолого-структурное изучение разрывных нарушений в пределах Ширакской впадины.

В ходе камеральных работ были составлены геологические, геологогеоморфологические и литостратиграфические разрезы с подробным описанием слоев отдельных пачек и горизонтов.

Аналитические исследования были выполнены в лаборатории археомагнетизма и эволюции главного геомагнитного поля №106 Института физики Земли Российской академии наук, лаборатории изотопной геохимии и геохронологии Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской академии наук и лаборатории химико-аналитических исследований Геологического института Российской академии наук. Исследования ископаемых остатков малакофауны и мелких млекопитающих, а также спорово-пыльцевые анализы образцов были выполнены в

5

лаборатории стратиграфии четвертичного периода Геологического института Российской академии наук. Изучение археологических артефактов проведены в отделе палеолита Института истории материальной культуры Российской академии наук.

Личный вклад автора. Проведен обзор и критический анализ опубликованных ранее материалов по геологии Ширакской впадины и сопредельных территорий Малого Кавказа и Армянского нагорья. В ходе полевых работ автором составлены литостратиграфические колонки плиоцен-четвертичных образований Ширакской впадины (районы пос. Джрадзор, Меграшат, Демиркент, Чамушлу, Вохджи, Айкаван, Айкадзор и гор. Гюмри), отобраны образцы осадочных пород для магнитостратиграфического исследования и вулканических пород для изотопного датирования. Автор принимала участие в пробоподготовке образцов для магнитометрических и изотопно-геохимических исследований. Выполнен анализ петрохимических характеристик игнимбритов Гюмри и привершинных лав вулкана Арагац, описаны петрографические шлифы отобранных в ходе полевых работ образцов вулканических пород. Совместно с научным коллективом проведена комплексная интерпретация литологических, магнитостратиграфических, палеонтологических, изотопных, геохимических и археологических данных, выполнена стратиграфическая корреляция разрезов в пределах впадины и построен геолого-геоморфологический профиль через впадину.

На основании совокупности ранее полученных и новых оригинальных материалов автором разработана модель строения и тектонической эволюции Ширакской впадины, показана динамика палеогеографической среды во впадине в ее взаимосвязи с вулканизмом.

Теоретическая и практическая значимость работы. Теоретическая значимость диссертационного исследования заключается во вкладе в общую дискуссию о времени возникновения Малого Кавказа и Армянского нагорья, с одной стороны, и в обосновании принципиальной возможности многофакторного обособления межгорных впадин, с другой стороны.

Присутствие в осадочных толщах Ширакской впадины морских верхнеплиоценовых образований акчагыльской трансгрессии, свидетельствует о начале воздымания той части Малого Кавказа и Армянского нагорья, к которой впадина приурочена, не ранее времени завершения трансгрессии, т.е. рубежа плиоцена-плейстоцена. Определение абсолютной величины поднятия впадины после ухода вод акчагыльской трансгрессии (в четвертичное время) дает представление о возможных скоростях роста отдельных сегментов Малого Кавказа и Армянского нагорья в рассматриваемый период.

Для Ширакской впадины предложена модель многофакторного развития, в соответствии с которой ее обособление происходило в результате действия нескольких

факторов, а именно: (1) общее воздымание Армянского нагорья и хребтов Малого Кавказа, обрамляющих впадину (2) сохранение в кайнозое подвижности области сочленения Армянского блока (мезозойского террейна) и Севано-Акеринской сутуры и, как следствие, возможности опускания отдельных сегментов северной периферии Армянского блока вдоль этой границы (3) подвижность участков земной коры, ограниченных разломными зонами Аравийского синтаксиса, одна из которых пересекает впадину (4) плиоцен-четвертичный магматизм и связанное с ним перемещение вещества.

Практическая значимость работы заключается в повышении уровня изученности четвертичной геологии Ширакской впадины. Диссертационная работа представляет собой наиболее полное обобщение материалов по четвертичной геологии впадины, которая может послужить хорошей основой для проектирования работ по инженерным изысканиям для строительства в пределах впадины. Кроме того, материалы диссертации могут быть использованы для подготовки лекционных материалов по курсу региональной геологии в ВУЗах.

Защищаемые положения. В настоящей диссертации к защите представлены следующие положения:

- Время начала обособления Ширакской впадины как самостоятельной межгорной структуры – не ранее позднего плиоцена. В позднем плиоцене, в той части Малого Кавказа и Армянского нагорья, где сейчас расположена Ширакская впадина, существовал узкий залив Акчагыльского морского бассейна (палео-Каспийского моря), в котором происходило мелководное осадконакопление. После ухода вод акчагыльской трансгрессии во впадине началось озерное и аллювиальное осадконакопление, и впадина была вовлечена в поднятие, связанное с поэтапным, дифференцированным воздыманием Малого Кавказа и Армянского нагорья. В четвертичное время область Ширакской впадины была поднята на 1,5 км.
- 2. В четвертичное время, в результате излияния лавовых потоков в пределах двух вулканических областей – Карс-Дигорского плато и Арагацкого вулканического центра, на южном обрамлении Ширакской впадины в долине р. Ахурян были образованы лавовые подпруды. Впадина развивалась к северу от подпруд между Карс-Дигорским плато и Арагацким вулканическим центром как отрицательная форма рельефа, в которой подпруженная река палео-Ахурян образовала палеоозеро, просуществовавшее не менее 0.6 млн лет.

- 3. В четвертичное время северный борт Ширакской впадины был поэтапно вовлечён в поднятие, сопровождавшее формирование Ширакского хребта. Это обусловило южно-направленную миграцию палеобассейна в направлении от Ширакского хребта и соответствующее изменение депоцентров и ареалов накопления четвертичных толщ в пределах впадины.
- 4. Ширакская и Севанская впадины как тектоно-магматические структуры были сформированы в области динамического влияния разрывных нарушений, кинематически связанных с выдвиганием Армянского блока в северном направлении, и процессов, связанных с плиоцен-четвертичным магматизмом севера Армянского нагорья. При этом, в развитии Ширакской впадины доминирующую роль играли процессы, связанные с магматизмом, а в развитии Севанской впадины – сдвиги и сопряженные с ними разрывные нарушения.

Публикация и апробация работы. По теме диссертации опубликовано 7 статей в рецензируемых журналах Quaternary International, «Геотектоника», «Вулканология и сейсмология» (журналы входят в перечень ВАК, Scopus, Web of Science). Результаты исследований были представлены в виде устных докладов на 5 конференциях в России и зарубежом: 1). INQUA–SEQS Section on European Quaternary Stratigraphy Workshop. Bridging Europe and Asin: Quaternary stratigraphy and Paleolithic human occupation in Armenia and Southern Georgia. Ереван, Армения, 3–11 сентября 2016 г. 2). INQUA-SEQS Workshop. Quaternary stratigraphy and hominids around Europe: Tautavel (Eastern Pyrenees), Тутавель, Франция, 10–15 сентября 2017 г. 3). XIII Международная научно-практическая конференция «Новые идеи в науках о Земле», МГРИ-РГГРУ, Москва, 5-7 апреля 2017; 4). Стратегия развития геологического исследования недр: настоящее и будущее (к 100-летию МГРИ–РГГРУ). Москва, 4-6 апреля 2018; 5). Всероссийская научная конференция (с иностранным участием) Фундаментальные проблемы изучения вулканогенно-осадочных, терригенных и карбонатных комплексов (ЛИТОЛ 2023), Москва, 18-21 апреля 2023 г.

Перечень статей по теме диссертации, опубликованных в рецензируемых журналах:

 Шалаева Е.А, Трифонов В.Г., Трихунков Я.И., Титов В.В., Авагян А.В., Саакян Л.Г., Симакова А.Н., Фролов П.Д., Соколов С.А., Васильева М.А., Бачманов Д.М., Овакимян Г.М. Неотектоника и геологическое строение Севанской межгорной впадины (Армения): новые структурные и палеонтологические данные. Геотектоника. 2023. №4. С. 103-117. 2) Simakova A.N., Tesakov A.S., Çelik H., Frolov P.D., **Shalaeva E.A.**, Sokolov S.A., Trikhunkov Ya.I., Trifonov V.G., Bachmanov D.M., Latyshev A.V., Ranjan P.B., Gaydalenok O.V., Syromyatnikova E.V., Kovaleva G.V., Vasilieva M.A. Caspian-type dinocysts in NE Turkey mark deep inland invasion of the Akchagylian brackish-water basin during the terminal Late Pliocene // Quaternary International. 2021. vol. 605-606. p. 329-348

3) Шалаева Е.А., Соколов С.А., Хисамутдинова А.И. Ленинаканский игнимбрит как продукт извержения вулкана Арагац, Армения // Вулканология и сейсмология. 2020. № 2. С. 32-42.

4) Trifonov V.G., Simakova A.N., Çelik H., Tesakov A.S., **Shalaeva E.A.**, Frolov P.D., Trikhunkov Ya.I., Zelenin E.A., Aleksandrova G.N., Bachmanov D.M., Latyshev A.V., Ozherelyev D.V., Sokolov S.A., Belyaeva E.V. The Upper Pliocene – Quaternary geological history of the Shirak Basin (NE Turkey and NW Armenia) and estimation of the Quaternary uplift of Lesser Caucasus // Quaternary International. 2020. vol. 546. p. 229-244.

5) Tesakov A.S., Simakova A.N., Frolov P.D., Sytchevskaya E.K., Syromyatnikova E.V., Foronova I.V., **Shalaeva E.A.**, Trifonov V.G. Early-Middle Pleistocene environmental and biotic transition in north-western Armenia, southern Caucasus // Palaeontologia electronica. 2019. vol. 22. № 2. P. 1-39.

6) **Shalaeva E.A.**, Trifonov V.G., Lebedev V.A., Simakova A.N., Avagyan A.V., Sahakyan L.H., Arakelyan D.G., Sokolov S.A., Bachmanov D.M., Kolesnichenko A.A., Latyshev A.V., Belyaeva E.V., Lyubin V.P., Frolov P.D., Tesakov A.S., Sychevskaya E.K., Kovalyova G.V., Martirosyan M., Khisamutdinova A.I. Quaternary geology and origin of the Shirak Basin, NW Armenia // Quaternary International. 2019. vol. 509. p. 41-61.

7) Трифонов В.Г., Шалаева Е.А., Саакян Л.Х., Бачманов Д.М., Лебедев В.А., Трихунков Я.И., Симакова А.Н., Авагян А.В., Тесаков А.С., Фролов П.Д., Любин В.П., Беляева Е.В., Латышев А.В., Ожерельев Д.В., Колесниченко А.А. Четвертичная тектоника новейших впадин Северо-Западной Армении // Геотектоника. 2017. № 5. С. 42–64.

Структура и объем диссертации. Диссертационная работа состоит из введения, пяти глав и заключения. Общий объем диссертации составляет 137 страниц; содержит 45 рисунков и 3 таблицы. Список литературы включает 188 наименований.

Благодарности. Автор благодарен научному руководителю работ – доктору геологоминералогических наук В.Г. Трифонову за возможность совместной работы в полевых исследованиях и руководство в ходе подготовки диссертации. Автор благодарен коллегам из Геологического института Российской академии наук, с которыми в разные годы работал в экспедициях или обсуждал результаты исследований – Я.И. Трихункову, С.А. Соколову, О.А. Гайдаленок, А.С. Тесакову, А.Н. Симаковой, П.Д. Фролову, Д.М. Бачманову, Е.А. Зеленину и Института материальной культуры Российской академии наук Е.В. Беляевой. Особую благодарность за совместную работу автор выражает коллективу геологов Института геологических наук Национальной академии наук Республики Армении – Л.Г. Саакян, А. Авагяну, Д. Аракеляну, М. Мартиросяну, Х. Овакимяну, без которых работы не могли бы состояться. Автор также благодарен за организацию экспедиций и совместные работы на территории Турции профессору Евфратского университета г. Элязыг Х. Челику. Очень важное значение для автора имели занятия по петрографии с ведущим научным сотрудником лаборатории геологии и рудогенеза океанической литосферы Геологического института Российской академии наук В.В. Петровой. Глубокую и искреннюю признательность автор выражает за профессиональные консультации, мотивацию и непрерывную поддержку в ходе подготовки работы Н.Б. Кузнецову и С.Ю. Колодяжному.

Исследования выполнены при поддержке Российского научного фонда, грант РНФ № 17-17-01073 (рук. В.Г. Трифонов), 22-17-00249 (рук. А.С. Тесаков), госзадание FMMG - 2023-0007 (ГИН РАН, 2023-2027), грант РНФ 24-27-00252 (рук. С.Ю. Колодяжный).

ГЛАВА 1. ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

1.1. История исследования региона

1.1.1. История исследования Малого Кавказа и Армянского нагорья

История научных геологических исследований Малого Кавказа и Армянского нагорья берет свое начало во второй половине XIX в. Одним из основоположников геологического изучения этой области можно считать Г.В. Абиха. Ему принадлежит первая монография «Геология Армянского нагорья» (1899), которая представляет собой геологогеоморфологический очерк региона. Вслед за Г.В. Абихом, английский геолог Ф. Освальд, исследовав западную часть Армянского нагорья (Восточная Анатолия, Турция) и уделив особое внимание изучению вулканических пород, составил вторую монографию «Геология Армении» (Oswald, 1906), в которой обобщил собственные структурно-геологические и петрографические наблюдения, а также результаты более ранних палеонтологических исследований Г.В. Абиха. Обоими авторами были предложены и первые схемы тектонического районирования Малого Кавказа, согласно которым это горное сооружение представляет собой ансамбль относительно поднятых или опущенных «глыб», разделенных крупными разрывными нарушениями.

Геологические исследования 20-х - 60-х гг XX в дали большое количество фактического материала по стратиграфии осадочных и вулканогенных толщ региона, структурным особенностям их залегания, были собраны крупные петрографические и палеонтологические коллекции. Изучением протерозойских метаморфических И палеозойских осадочных комплексов занимались Р.А. Аракелян, А.Т. Асланян, Г.П. Багдасарян, В.Н. Котляр, К.Н. Паффенгольц. Стратиграфию палеогеновых образований исследовали А.Т. Асланян, А.Т. Вегуни, А.А. Габриелян, К.Н. Паффенгольц, О.А. Саркисян и др. Миоценовые толщи изучали С.К. Арзуманян, А.Т. Асланян, В.В. Богачев, А.А. Габриелян, К.Н. Паффенгольц, Л.М. Радопуло, Н.А. Саакян, а расчленение плиоценчетвертичных вулканогенных образований находилось в поле интересов Г.М. Акопяна, А.Т. Асланяна, Л.А. Варданянца, А.Т. Вегуни, А.А. Габриеляна, П.Л. Епремяна, С.А. Исаакяна, Л.Н. Леонтьева, А.С. Остроумовой, В.Е. Хаина и др.

Детальные исследования отдельных районов Малого Кавказа и Армянского нагорья способствовали появлению палеогеографических и палеотектонических реконструкций для региона, а новые геолого-тектонические схемы учитывали уже не только разрывные нарушения, но и складчатые структуры, их типы, степень дислоцированности пород и возраст дислокаций. Авторами таких схем стали В.П. Ренгартен, Л.А. Варданянц, А.Н.

Соловкин, В.В. Белоусов, М.М. Тетяев, К.Н. Паффенгольц, Л.Н. Леонтьев, В.Е. Хаин, И.В. Кириллова и А.А. Сорский, Э.Ш. Шихайлибели, Е.Е. Милановский.

На этом этапе исследований еще не существовало четкого разделения понятий «Малый Кавказ» и «Армянское нагорье» и, часто, в понятие «Малый Кавказ» включали северную часть Армянского нагорья до Араксинской впадины. В этот период сложилось представление о Малом Кавказе как о мегантиклинории, состоящем из множества антиклинориев и синклинориев меньших порядков. Антиклинории и синклинории рассматривались как самостоятельные зоны или же их объединяли в более крупные зоны (напр., Сомхито-Кафанская, Карабахская, Армянская, Севано-Курдистанская, Еревано-Ордубадская, Мисхано-Зангезурская и т.д.), границы и количество которых не единожды пересматривали по мере появления новых данных и в связи с различными вариантами их интерпретаций. Сам мегантиклинорий Малого Кавказа представляли как часть Тавро-Кавказского поперечного поднятия Альпийской складчатой зоны, расположенного между крупными «перегибами» (прогибами) – Азово-Малатинским на западе и Каспийско-Богровдадским на востоке. Ось Тавро-Кавказского поднятия проводили по линии Ставрополь – Сурами – область между озерами Ван и Урмия – северный выступ Аравийской плиты (Шатский, 1948; Хаин, 1949). При этом, В.Е. Хаин (1949) впервые высказал предположение о том, что Малый Кавказ можно считать аналогом Понтид и Эльбурса.

До конца 60-х гг XX в модели тектонической эволюции региона создавались в рамках концепции геосинклиналей, которая была основана на принципе периодического вертикального воздымания и опускания отдельных блоков коры. Так, А.Т. Асланян (1958) предложил выделять всю область между собственно Малым Кавказом и Армянским Тавром в Армянскую геосинклиналь. Е.Е. Милановский и В.Е. Хаин в работе «Геологическое строение Кавказа» (1963) предложили тектоническое районирование Малого Кавказа и Армянского (Закавказского) нагорья, включавшее Аджаро-Триалетскую, Сомхето-Кафанскую, Армянскую и Приараксинскую структурно-фациальные зоны. По мнению исследователей, Сомхето-Кафанская зона соответствовала области геосинклинального прогибания в юрско-меловое время, а остальные зоны – в мел-палеогеновое время. В общих чертах это районирование сохраняет свою актуальность и сегодня, хотя и подразумевает иную интерпретацию.

Развитие идей мобилизма в 60-е – 70-е гг способствовало постепенному разделению понятий «Малый Кавказ» и «Армянское нагорье» и созданию принципиально новых моделей тектонической эволюции региона. Первые попытки пересмотра с учетом складывавшейся плейт-тектонической парадигмы принадлежат А.Л. Книпперу и С.Д. Соколову, которые показали наличие крупных тектонических покровов в пределах юго-

западных склонов Малого Кавказа (Севано-Акеринская зона, Армения), сложенных породами офиолитовой ассоциации и, таким образом, подтвердили крупномасштабные горизонтальные перемещения породных комплексов. А.Л. Книппер (1975) установил протрузивный характер комплексов ультраосновных пород, развитие зон цветного меланжа и олистостромовых толщ и выдвинул предположение об аллохтонном залегании офиолитов. С.Д. Соколов (1977) детально исследовал положение олистостромовых толщ и офиолитвых покровов в складчатой структуре Малого Кавказа. А.Л. Книппер (1975) и С.Д. Соколов (1977) предположили, что Севано-Акеринская офиолитовая зона представляет собой реликт океанической коры, которая была выведена на поверхность в коньякское время в результате коллизии Африкано-Аравийской и Евразийской плит.

Позднее, Ю.В. Карякин (1989), сопоставляя различные геологические комплексы Малого Кавказа и Армянского нагорья, а также, опираясь на накопленные палеомагнитные и палеобиогеографические материалы, указал на возможные палеогеодинамические обстановки формирования этих комплексов. Юрско-меловые островодужные (или в иной интерпретации вулкано-плутонические) образования северо-восточного склона Малого Кавказа (Сомхето-Кафанская зона, Азербайджан) были проинтерпретированы им как свидетельства существования активной континентальной окраины Евразии, а палеозойские карбонатно-терригенные образования севера Армянского нагорья (Южно-Армянская зона, Армения) – как осадочные толщи пассивной континентальной окраины микроконтинента. Он предположил, что карбонатно-терригенный комплекс принадлежит Иранскому микроконтиненту, который к концу триаса откололся от Гондваны и был отделен от активной окраины Евразии океаном Тетис.

Эти идеи получили свое развитие в 1990-2000-е гг, когда впервые были созданы серии тектонических схем и палеотектонических профилей, отразивших мезозойскую историю становления континентальной коры региона в рамках плейт-тектонической парадигмы. Результаты этих исследований отражены в работах M.L. Bazhenov et al. (1996), Y.Rolland et al. (2009, 2010, 2012), M. Sosson et al. (2005, 2010) и M. Hässig et al. (2013, 2015, 2019). Аналогичные реконструкции для Понтид и Таврско-Анатолийского террейна (Турция) выполнили К. Göncüoglu (2010), A. Okay (1989, 2008), Robertson et al., 2013, A.M.C. Şengör and Y. Yılmaz (1981), I.A. Okay and O. Tüysüz (1999) и др.

Важным направлением исследований для региона явилось изучение динамики Восточного Паратетиса, воды которого покрывали в палеоген-неогеновое время в числе прочих и области Малого Кавказа и Армянского нагорья. Вопросами геохронологии и палеогеографии бассейнов Восточного Паратетиса занимались В.М. Трубихин (1977, 1998), И.С. Чумаков, 1993, 2000, И.С. Чумаков и др. (1984, 1988, 1992, 1996, 2000), Н.Ф. Носовский (2001), Л.А. Невесская и др. (2004), С.В. Попов и др. (2010), Popov et al. (2004), W. Krijgsman et al. (2019), Van Baak et al. (2019) и др.

Изучением новейшей структуры Малого Кавказа и Армянского нагорья, в том числе активных разломов, занимались В.Г. Трифонов (1999, 2017), Трифонов и др. (1990, 2002, 2020), С.Н. Назаретян и др. (2015), А. Avagyan et al. (2003, 2005, 2010, 2018), Davtyan et al. (2006), Karakhanian et al. (2002, 2004, 2013), Ritz et al. (2015), Philip et al. (2001), Trifonov et al. (1994, 2004). Ими были проведены многочисленные исследования по картированию активных разломов, выявлению закономерностей их размещения, определению кинематики и оценки сейсмогенерирующего потенциала.

В связи с развитием активного плиоцен-четвертичного вулканизма на Армянском нагорье, большое количество исследований посвящено изучению отдельных вулканов, вулканических плато и хребтов, а также вопросам природы вулканизма. В разные годы исследованием вулканизма занимались М.М. Аракелянц, Е.В. Арутюнян, Г.П. Багдасарян, А.А. Габриелян, Р.Х. Гукасян, Р.Т. Джарбашян, А.Н. Заварицкий, С.Г. Карапетян, А.С. Караханян, В.А. Лебедев, П.И. Лебедев, Х.Б. Меликсетян, И.П. Савов, Э.Х. Харазян, И.В. Чернышев, С. Connor, Y. Dilek, F. Innocenti, L. Kaislaniemi, M. Keskin, I. Neil, J.A. Pearce, A. Seyrek, K. Sokół, Yu-Chin-Lin и многие другие.

Вопросами петрографических, минералогических, геохимических особенностей продуктов извержения Арагацкого вулканического центра занимались Ю.Г. Гукасян, П.И. Лебедев, К.Н. Паффенгольц, А.Н. Заварицкий, А.Т. Асланян, К.Г. Ширинян. Первая детальная характеристика строения и истории формирования вулкана Арагац принадлежит В.М. Амаряну (1964). Изотопно-геохронологическое датирование лав вулкана Арагац и периферических плато, а также выделение отдельных фаз вулканической активности на основании радиоизотопных исследований были выполнены И.В. Чернышевым и др. (2002) и В.И. Лебедевым и др. (2011). Подробное исследование геохимических особенностей вулканических серий Арагацкой области было выполнено Х.Б. Меликсетяном (2012). В контексте настоящего исследования, особого внимания заслуживает работа по изучению игнимбритов вулкана Арагац, выполненная Gevogyan et al. (2018).

1.1.2. История исследования Ширакской впадины

Первые геолого-геоморфологические описания в пределах Ширакской впадины были выполнены Г.В. Абихом (1899). А.Т. Асланяну (1958), А.А. Габриеляну (1964), К.Н. Паффенгольцу (1959), Э.Х. Харазяну (2012) и др. принадлежат работы по региональной геологии Армении, в которых в той или иной степени отражены сведения о четвертичных толщах впадины. О.А. Саркисян (1958, 1959_{1,2}) впервые составил детальное описание стратиграфии палеогеновых образований Севано-Ширакской области. Л.А. Авакян (1959) принадлежат исследования фауны крупных млекопитающих, обнаруженных в озерноаллювиальных образованиях рассматриваемой впадины.

Ю.В. Саядян (1966), исследуя литологические особенности четвертичных стратифицированных образований Ширакской впадины, впервые подразделил их на три комплекса: нижний – озерно-речной, средний – озерный, верхний – озерно-речной. Позднее, Н.Г. Заикиной и др. (1969_{1,2}) были проведены спорово-пыльцевые исследования образцов четвертичных пород с целью реконструкции палеогеографических условий плейстоцена во впадине. Обобщая собственные материалы исследований и иные опубликованные материалы, Ю.В. Саядян (2009) предложил общую стратиграфию неоген-четвертичных образований Ширакской впадины, а в пределах плейстоценовых толщ впервые выделил анийскую и арапийскую свиты.

Е.Е. Милановский (1968) впервые наметил историю развития Ширакской впадины. Начало ее обособления было им отнесено к сармату или рубежу миоцена–плиоцена. С позднего плиоцена или раннего плейстоцена и до конца раннего или начала среднего плейстоцена в пределах впадины существовало пресноводное озеро, после осушения которого была заложена долина реки Ахурян. Затем дно впадины было наклонено к югу и покрыто среднеплейстоценовыми туфами (Милановский, 1968).

Генезис и тектоническое положение Ширакской впадины на протяжении истории ее исследования определяли по-разному. Так, О.А. Саркисян относил северную часть впадины к Севано-Ширакскому синклинорию (1959₂). Е.Е. Милановский (1968) полагал, что впадина представляет собой реликт крупного прогиба, существовавшего в области Малого Кавказа и, вместе с Севанской и цепочкой Памбакских впадин, относил Ширакскую впадину к Севанской неотектонической зоне. Он же впервые предположил возможную связь развития Ширакской впадины с вулканизмом. Ю.В. Карякин (1989), опираясь на общепринятое в литературе объединение Ширакской и Севанской впадин в единую зону (Севано-Ширакский прогиб), обратил внимание на ее приуроченность к области сочленения Малокавказской палеоостровной дуги и Иранского микроконтинента.

Отдельно следует отметить исследования Н.Н. Акрамовского (1956) и В.В. Богачева (1961), которые занимались определением видового состава остатков малакофауны четвертичных толщ Ширакской впадины, а также Л.А. Невесской, Л.Б. Ильиной и С.А. Бубикян, которые по сообщению Ю.В. Саядяна (2009), занимались исследованием остатков малакофауны миоценового возраста, найденных в южном обрамления Ширакской впадины (на Барцрашенском плато). А.П. Жузе (1966) принадлежат исследования ископаемых диатомовых водорослей в стратифицированных образованиях впадины.

В.Г. Трифоновым (1999), В.Г. Трифоновым и др. (2002), С.Н. Назаретяном (2015), А.Р. Багдасаряном и А.С. Караханяном (2015), Karakhanian et al. (2004) были исследованы конфигурация и кинематические характеристики Ахурянского разлома, пересекающего Ширакскую впадину с юго-юго-запада на север-северо-восток.

1.2. Тектоническое районирование и геологическое строение Малого Кавказа и Армянского нагорья

1.2.1. Тектоническое районирование Малого Кавказа и Армянского нагорья

Исследуемая территория Малого Кавказа и Армянского нагорья охватывает область сочленения Закавказского микроконтинента (массива) (в составе Евразийской плиты) и севера Армянского блока (предполагаемое продолжение мезозойского Таврско-Анатолийского террейна), разделенных между собой Севано-Акеринской (Амасийско-Севано-Акеринской) сутурой (Sosson et al., 2005; Hässig et al., 2013) (Рис.1.1).

Большая часть Закавказского массива скрыта под неоген-четвертичными молассовыми образованиями Рионского и Куринского прогибов. К южной окраине Закавказского массива приурочены Аджаро-Триалетская и Сомхето-Карабахская зоны Малого Кавказа. Севано-Акеринская офиолитовая сутура прослежена в приводораздельной части и на юго-восточных склонах Малого Кавказа. Наибольшая площадь офиолитов сутуры экспонирована вдоль северо-восточного берега Большого Севана. Западным прождолжением сутуры служат восточные сегменты сутуры Измир – Анкара – Эрзинджан на территории Турции (Sengör, Yilmaz, 1981). Армянскому блоку соответствует Армянское нагорье, в т.ч. его северная часть – Армянское вулканическое нагорье (Рис. 1.2, 1.3).

Аджаро-Триалетская зона. Аджаро-Триалетская складчатая зона протягивается в субширотном направлении от Восточных Понтид и побережья Черного моря на западе до долины р. Иори на востоке. Доальпийское структурное основание зоны (южная окраина Закавказского микроконтинента) имеет гетерогенное строение И представлено метаморфическими породными комплексами, которые частично обнажены в Дзирульском, Храмском и Локском кристаллических массивах. Дзирульский массив, расположенный севернее центрального сегмента рассматриваемой зоны (Рис. 1.3), сложен докембрийскими и кембрийскими мигматизированными гнейсами, гнейсами, метабазитами и гранитоидами (Gamkrelidze, Shengelia, 1998, 1999; Гамкрелидзе, Шенгелиа, 1999, 2001). Храмский массив представлен преимущественно докембрийским гнейсово-мигматитовым комплексом и позднегерцинскими гранитами (Гамкрелидзе, Шенгелиа, 2004). Локский массив сложен



Рис. 1.1. Тектоническая схема региона Понтид, Малого Кавказа и Переднеазиатский нагорий (Анатолийского, Армянского, Иранского) (по Hässig et al., 2013 с изменениями).

1 – 2 окраины Евразии в мезозое: 1 - Западные Понтиды, 2 – Восточные Понтиды и Малый Кавказ, или Понтийско-Малокавказская палеоостровная дуга;
3 – Севано-Акеринская офиолитовая сутура;
4 – террейн Сакарья;
5 – метаморфическаие массивы;
6 – террейны гондванского происхождения (АБ - Армянский блок; ТАТ – Таврско-Анатолийский);
7 – Иранский микроконтинент;
8 – Тавриды-Анатолиды и Периаравийский пояс, в т.ч. офиолиты Ассийрийско-Загросской сутуры;
9 – Предполагаемая океаническая кора;
10 – Платформы;
11 – Сдвиги;
12 – Надвиги;
13 – Рамка рис.2. Разломные зоны: ВАР – Восточно-Анатолийская, САР – Северо-Анатолийская, СВАР – Северо-Восточная Анатолийская, ЦАР – Центрально-Анатолийская.
Террейны с невыясненными границами:
3M – Закавказский массив. В – зона разломов Варто (тройное сочленение).
Впадины: КВ – Куринская впадина, РВ – Рионская впасдина.

автохтонными позднедвонскими гнейсовидными кварцевыми диоритами и аллохтонными пластинами метаморфитов, предположительно нижне-среднепалеозойского возраста, и докембрийских метабазитов (Гамкрелидзе и др., 1999; Гамкрелидзе, Шенгелиа, 2004). Весь комплекс пород Локского массива интрудирован гранитоидами карбонового возраста (Дудаури и др., 1999; Вашакидзе, 2000; Гамкрелидзе, Шенгелиа, 2004).

Стратиграфически выше с несогласием залегает вулканогенно-осадочный комплекс мелового возраста, для которого характерна значительная латеральная изменчивость составов вулканических пород. Последние представлены низкокалиевыми и низкотитанистыми базальтами, тяготеющими к толеитам островодужного типа, нормальнощелочными и субщелочными андезибазальтами, андезитами и дацитами (Надарейшвили, 1981; Гамкрелидзе и др., 1985).





1 – Окраина Евразии в мезозое (ЗМ – Закавказский микроконтинент), 2 – Террейн гондванского происхождения (АБ – Армянский блок), 3 – Севано-Акеринская офиолитовая сутура, 4 – Предгорные прогибы, 5 – Ширакская впадина (Шр), 6 – область развития плиоценчетвертичного вулканизма Армянского вулканического нагорья, 7 – вулканы, 8 – надвиги, 9 – сдвиги, 10 – направление перемещения Армянского блока. Нагорья и хребты в составе Армянского вулканического нагорья, КД – Варденисское нагорье, Дж – Джавахетское нагорье, Гм – Гегамское нагорье, КД – Карс-Дигорское вулканическое плато, Сн – Сюникское нагорье. Разломы и разломные зоны: АК – Акеринский (продолжение ПСС), АХ – Ахурянский, ГР – Гарнийская, Ж-С - Желтореченско – Сарыкамышская, ПСС – Памбак-Севан-Сюникская. СВАР – Северо-Восточная Анатолийская. Офиолитовые зоны: Вед – Вединская, Ст – Степанаванская.



Рис. 1.3. Генерализованная геологическая карта Малого Кавказа, составлено по (Геологическая карта Кавказа 1:500 000 под ред. Наливкина Д.В.; Геологическая карта Кавказа 1:1 000 000 под ред. Адамия Ш., 2010) с дополнениями. Цифровая модель рельефа SRTM 3' (источник https://srtm.csi.cgiar.org).

1 – Неопротеройзой – палеозой; 2 – триас; 3 – юра; 4 – мел; 5 – палеоген; 6 – неоген; 7-9
четвертичные и неоген-четвертичные образования: 7 – вулканогенные, 8 – туфогеннотерригенные, 9 – молассовые; 10 – мезозойские офиолиты; 11 – ультрабазиты офиолитовых
комплексов; 12 – гранитоиды (олигоцен-миоценовые); 13 – вулканы; 14-16 – разломы: 14 –
взбросы и надвиги; 15 – сбросы; 16 – прочие нарушения; 17-18 – направления перемещений: 17 –
сдвиговые; 18 – горизонтально-тангенциальные. Нагорья и хребты в составе Армянского
вулканического нагорья: АкБ – хребет Акбаба, Вр – Варденисское нагорье, Дж – Джавахетское
нагорье, Гм – Гегамское нагорье, КД – Карс-Дигорское вулканическое плато, Сн – Сюникское
нагорье. Метаморфические массивы: а) Закавказского микроконтинента: Дз – Дзирульский, Лк
– Локский, Хр – Храмский; б). Армянского блока: Аз – Арзаканский. Разломы и разломные зоны:
АК – Акеринский (продолжение ПСС), АХ – Ахурянский разлом, ГР – Гарнийская, Ж-С –
Желторечка – Сарыкамыш, ПСС – Памбак-Севан-Сюникская. ЗХ – Зангезурский хребет, Шр –
Ширакская впадина.

Наиболее мощные образования зоны - палеоцен-эоценовые преимущественно вулканогенные толщи (5000-7000 м) (Адамия и др., 1974), формирование которых связывают с раскрытием в палеогене Аджаро-Триалетского рифта (Адамия и др., 1974). При этом, наибольшей мощности достигают среднезоценовые вулканогенные комплексы (до 4000 м) (Геология..., 1964). Палеоцен-среднезоценовые вулканические образования представлены субщелочными, известково-щелочными и высокощелочными сериями с резким преобладанием субщелочных серий. Наиболее распространены базальты (до 80%) и их кислые дифференциаты – риодациты (до 15%) (Адамия и др., 1974). Верхнезоценовые вулканиты имеют меньшие мощности и представлены шошонитами и высококалиевыми известково-щелочными андезитами (Адамия и др., 1974). Толщи интенсивно дислоцированы и образуют дивергентную структуру: в северной части Аджаро-Триалетской зоны толщи осложнены опрокинутыми складками и надвинуты на север, в южной части – развиты складчато-надвиговые структуры южной вергентности (Гамкрелидзе, 1949).

Сомхето-Карабахская зона. Сомхето-Карабахская зона протянулась от верховьев долины р. Храми на северо-западе до долины р. Аракс на юго-востоке. С северо-востока зона отделена от Куринской впадины Предмалокавказским разломом (Геология..., 2005₂), с

юго-запада зона отделена от Севано-Акеринской сутурной зоны Главным надвигом Малого Кавказа и Карабахским надвигом (Паффенгольц, 1934; Соколов, 1977).

Структурное основание зоны предположительно представлено метаморфическими комплексами Закавказского микроконтинента (петрографический состав известных комплексов рассмотрен выше). На метаморфическом основании с несогласием залегают средне-верхнеюрские и меловые вулканогенные, вулканогенно-осадочные и терригенно-карбонатные толщи.

На ааленских базальных конгломератах, развитых в основании мезозойских нижнебайосские андезибазальты комплексов, залегают И андезиты, а также верхнебайосские кварцевые плагиопорфиры, риодациты, плагиориолиты и дациты (720 м) (Геология..., 20051). Батский представлен эффузивами ярус базальтового, андезибазальтового, андезитового, дацитового, риолито-дацитового состава и кислыми пирокластическими образованиями (1800 м) (Геология..., 2005). Выше залегают келловейоксфордские известняки с прослоями туффитов (до ~500 м) (Гасанов, 1985), киммериджские эффузивные образования и туффиты (до ~500 м) (Абдуллаев, 1963), прорванные интрузиями гранодиоритов и плагиогранитов, а также гипсы титонского возраста, известняки, доломиты и песчаники (до ~400 м) (Геология..., 20051).

Нижнемеловые осадочные толщи имеют незначительные площади распространения и представлены карбонатными и терригенно-карбонатными фациями (Геология..., 1972). Верхнемеловые образования представлены конгломератами, песчаниками и рифовыми известняками коньяк-сантонского возраста, локально перекрытыми пиллоу-лавами и массивными базальтами с прослоями туффитов (до 920 м) (Sosson et al., 2010; Геология..., 1972). Стратифицированные образования кампана-маастрихта представлены в основном тонкослоистыми известняками.

В целом для зоны характерна умеренная степень деформаций, за исключением участков ее сочленения с Севано-Акеринской сутурной зоной, где юрские комплексы деформированы в сильно сжатые складки, опрокинутые на юг и юго-запад (Геология..., 2005₂).

Рассмотренный разрез мезозойских образований свидетельствует об интенсивной вулканической активности в области будущего Малого Кавказа с байосского до киммериджского времени, и, возможно, в ее юго-восточной части до сантонского времени. В работах Адамии и др., (1977), Ю.В. Карякина (1989), Adamia et al. (2011) и многочисленных исследованиях Р.Н. Абдуллаева, А.А. Байрамова, А.Д. Исмаил-Заде и др. (Геология..., 2005₂) Сомхето-Карабахская зона интерпретирована как фрагмент

палеоостровной дуги, которая сформировалась над зоной субдукции океанической коры Тетиса.

Севано-Акеринская сутура. Согласно (Книппер, 1975; Соколов, 1977; Rolland et al., 2009) Севано-Акеринская сутура является восточным продолжением сутуры Измир-Анкара-Эрзинджан (Турция). На территории Армении она представлена двумя сегментами – Степанаванским и, собственно, Севано-Акеринским, расположенными непосредственно вдоль линии сочленения континентальных блоков (Армянский блок и Закавказский массив). Вединская зона офиолитов, расположенная к юго-юго-западу от оз. Севан, представляет собой останец офиолитового покрова, надвинутого с северо-востока на юго-запад (Книппер, Соколов, 1976; Sosson et al., 2010) (Рис. 1.2).

В структуре сутуры выделяют автохтонные, аллохтонные и неоавтохтонные комплексы. Автохтонные комплексы представлены олистостромовыми толщами, сложенными нормально-осадочными образованиями и продуктами размыва офиолитов – песчаниками, гравелитами, конгломератами серпентинитовыми с хаотичным нагромождением олистолитов (Книппер, 1975; Соколов 1977). Мощность олистостромовых толщ достигает 500-1000 м (Соколов, 1977). Аллохтонные комплексы представлены серией слабодислоцированных тектонических пластина (покровов), сложенных габброидами, базальтами, иногда преобразованными в серпентинитовый меланж, и радиоляритами. Мощность отдельных покровов достигает 1000 м (Соколов, 1977). В основании аллохтонных комплексов локально выявлены голубые и зеленые сланцы (Rolland et al., 2009). Неоавтохтон представлен известково-терригенной толщей верхнеконьякского подъяруса и известняками кампанского яруса (Соколов, 1977).

Армянский блок (территория Армении). Армянский блок, вероятно, является продолжением Таврско-Анатолийского террейна (Rolland et al., 2009). В отличие от Аджаро-Триалетской и Сомхето-Карабахской зон, структурное основание Армянского блока представлено гораздо более древними, докембрийскими, метаморфическими комплексами. Эти комплексы слагают Арзаканский кристаллический массив (рис. 1.3) с возрастом 620 млн лет (Агамалян, 1998), который обнажен в пределах Цахкуняцкого хребта, а также был вскрыт скважинами к югу от г. Ереван на Айнтапском (Тазагюхском) погребенном поднятии в интервале глубин 420-1000 м (Агамалян, 1998). Нижний структурный ярус основания сложен гнейсово-парасланцевой Арзаканской серией (1500 м) (Асланян, 1958; Агамалян, 1998). Верхний структурный ярус представлен сочетанием зеленосланцевых серий верхнепротерозойского возраста: энсиматической метаофиолитовой серпентинитамфиболитовой анкаванской (3500 м) и энсиалической островодужной филлитметавулканито-карбонатной далларской (1850 м) (Агамалян, 1998).

Стратиграфически выше метаморфических комплексов залегают палеозойские и мезозойские субплатформенные формации. Они обнажены в юго-восточной части Армении (бассейн реки Веди, Урцский и Айоцдзорский хребты) (рис. 1.4) и представлены преимущественно морскими осадочными образованиями среднедевонского – триасового возраста. В этих толщах выделяют два подъяруса, разделенных региональным перерывом среднего верхнего карбона. Нижний подъярус сложен известняками, глинистыми сланцами, песчаниками и кварцитами среднедевонского – нижнекарбонового возраста общей мощностью до 2700 м (Габриелян и др., 1967). Верхний подъярус сложен известняками, пермского – верхнетриасового возраста общей мощностью до 2700 м (Габриелян и др., 1967).

Терригенные породы среднеюрского и известняки раннемелового возраста имеют незначительные площади распространения и известны только в пределах Айоцдзорского хребта (Н.Н. Яковлев, 1931; Габриелян и др., 1967). Верхнемеловые толщи имеют большие площади распространения и представлены преимущественно известняками, песчанистыми известняками, мергелями и песчаниками сеноманского – маастрихтского ярусов. В структуре Памбакского хребта известняки, мергели и песчаники коньякского – маастрихтского ярусов обнажены в долине р. Мармарик, где несогласно налегают на метаморфические породы Арзаканского массива и имеют мощности до 400 м (Геология..., 1970). Юго-восточнее, аналогичные по возрасту и составу мелководно-морские комплексы участвуют в структурах Урцского, Айоцдзорского, Ерахского, Ераносского и Зангезурского хребтов (Акопян, 1958, 1962; Егоян, 1955; Региональная..., 1959), где они налегают на палеозойские и триасовые осадочные толщи. Общая мощность верхнемеловых образований здесь достигает 1000 м (Геология..., 1970). Единственным верхнемеловым вулканогенным комплексом является хосровская свита мощностью около 200 м, обнаженная в бассейне р. Веди (Геология..., 1970).

1.2.2. Стратиграфия кайнозойских толщ Малого Кавказа и Армянского нагорья.

После начала коллизии Армянского блока и Евразийской плиты в позднемеловое время (Rolland et al., 2009) или в палеоцене (Sosson et al., 2010) области юга Закавказского массива (Малокавказской палеоостровной дуги), Севано-Акеринской сутуры и Армянского блока начали развиваться как единая континентальная провинция. Кайнозойские толщи распространены как на Армянском нагорье, так и в отдельных сегментах Малого Кавказа. Разрез кайнозоя представлен, главным образом, вулканогенными и вулканогенноосадочными толщами эоцена, миоцена и плиоцен-четвертичного времени, а также палеоген-неогеновыми морскими толщами, которые накапливались в условиях периодических трансгрессий Паратетиса (Понто-Каспия).

Палеогеновые образования интенсивно дислоцированы и практически полностью слагают Ширакский, Базумский, Памбакский, Арегунийский, Зангезурский хребты и частично Урцский и Севанский хребты Малого Кавказа (рис. 1.3, 1.4).



Рис. 1.4. Основные орогидрографические элементы региона исследования

Цифровая модель рельефа SRTM 3' (источник <u>https://srtm.csi.cgiar.org</u>).

Впадины: Акс – Араксинская, Ва - Верхнеахурснская, Ло – Лорийская, Шр – Ширакская. Хребты и нагорья: Айц – Айоцдзорский хр., Ар – Арегунийский хр., Вн – Варденисское наг., Гн – Гегамское наг., Ер – Ераносский хр., Сн – Сюникское наг., Шир – Ширакский хр., Урц – Урцский хр. Реки: 1 – Памбак, 2 – Дзорагет, 3 – Дебед. Перевалы: Д – Джаджурский, К – Карахачский.

Палеоценовые образования представлены песчаниками, алевролитами, мергелями с прослоями известняков и конгломератов (200-300 м) (Геология..., 1970). Толщи нижнего эоцена сложены карбонатными образованиями – известняками, песчанистыми известняками, известковистыми песчаниками, в изобилии содержащими мелкие ископаемые формы нуммулитов (Габриелян, 1964). Толщи среднего эоцена представлены

туфоалевролитами, туфопесчаниками, туфобрекчиями, известняками с обильной ископаемой фауной нуммулитов и дискоциклин (Саркисян, 1959₁; Вегуни, 1964; Габриелян, 1964), а также туфами, андезитами и андезито-дацитами (Геология..., 1970). В пределах Памбакского, Базумского, Арегунийского и Севанского хребтов верхняя часть среднеэоценовой толщи сложена эффузивами среднего-кислого состава и туфами аналогичного состава (300-500 м) (Геология..., 1970). В структуре Иджеванского хребта мощность эоценовых вулканических горизонтов достигает 1100 м (Геология..., 1970), они с несогласием налегают на юрские образования Сомхето-Карабахской зоны. Верхний эоцен в основном сложен вулканогенными породами андезитового, трахиандезитового, липаритодацитового состава (Саркисян, 1959₁). Олигоценовые толщи представлены морскими глинами и песчаниками общей мощностью до 1000 м (Геология..., 1970). Общая мощность палеогеновых образований составляет 2–3 км.

Стратиграфически выше залегают нижнемиоценовая красноцветно-пестроцветная ацаванская свита (Мелик-Адамян, 2020), сложенная красными, бурыми, серыми и зеленоватыми глинами и песчаниками (~700 м), и соленосно-гипсоносная джрвежская свита (300-880 м) нижнего-среднего миоцена (Асланян, 1958; Габриелян, 1964; Геология..., 1970; Стратиграфия..., 1975). Обе свиты развиты в пределах Армянского нагорья – выходят на дневную поверхность в Приереванском районе (Ереванский прогиб) и в Восточной Анатолии (Турция), а также вскрыты скважиной, заложенной к югу от Ширакской впадины на Октемберянском плато (Геология..., 1970).

Вышеуказанный комплекс перекрыт морскими осадочными толщами сарматской трансгрессии Восточного Паратетиса (палео-Каспия) верхов среднего – низов верхнего миоцена. Они обнажены в ущелье р. Раздан (разданская свита сарматского региояруса), вскрыты скважинами в Ширакской и Севанской впадинах (Саядян, 2009), а также выходят из-под лавовых покровов Октемберянского и Канакерского плато (к югу и юго-востоку от влк. Арагац соответственно), где их мощность достигает 600-700 м (Геология..., 1970). Породы представлены желтовато-зелеными, серыми, темно-серыми глинами и желтовато-серыми кварц-полевошпатовыми песчаниками с прослоями мактровых и гастроподовых ракушечников, оолитовых известняков и гипса (Радопуло, 1949; Асланян, 1958; Габриелян, 1964). Верхнемиоценовые образования вскрыты скважинами в Севанской и Ширакской впадинах и представлены вулканогенно-осадочными толщами мощностью до 900 м (Саядян, 2009).

Плиоцен-четвертичные образования Малого Кавказа представлены преимущественно континентальными озерными, аллювиальными или делювиальнопролювиальными толщами (Геология..., 1964; Геология..., 1970; Геология..., 1972). Плиоцен-четвертичные образования Армянского нагорья в основном представлены вулканическими толщами. Так, к самой северной части нагорья приурочена самая маленькая из известных на Земле провинций континентальных платобазльтов (Halama et al., 2020), которая включает Ахалкалакское и Джавахетское нагорья, а также Лорийское плато. Вулканические образования этого возраста составляют Ахалкалакскую формацию (Майсурадзе, Кулошвили, 1999). Общая мощность платобазальтов достигает 200-400 м (Halama et al., 2020).

В это же время возникают сотни вулканов, продукты извержения которых формируют Карс-Дигорское плато, Арагацкий вулканический центр, Гегамское и Варденисское нагорья, Сюникское плато. В объемном соотношении доминируют продукты основного и среднего состава – базальты и андезибазальты, однако, также представлен весь спектр продуктов более кислого вулканизма (Чернышев и др., 2002; Лебедев и др., 2003, 2011; Арутюнян и др., 2007; Меликсетян, 2012; Innocenti et al., 1973; Keskin et al., 1998, 2006; Halama et al., 2020 и др.).

В пределах Армянского нагорья локально развиты верхнеплиоценовые морские осадочные образования акчагыльской трансгрессии Восточного Паратетиса (палео-Каспия) (Саядян, 2009; Simakova et al., 2021).

1.2.4. Разломная тектоника региона исследования

Возникновение и/или продолжительную активность крупнейших разломных зон региона исследования традиционно связывают с конвергенцией Аравийской и Евразийской литосферных плит в кайнозое. В результате давления Аравийской плиты, ориентированного в северном или близком направлениях, происходит, с одной стороны, поперечное укорочение литосферы между плитами, а, с другой – выжимание литосферных масс в западном и восточном направлениях (McKenzie., 1972; Трифонов и др. 2002; Vernant et al., 2004; Davtyan., 2006; Reilinger et al., 2006; Meijers et al., 2015₂). Крупнейшие разломные зоны, которые обеспечивают процесс перемещения коровых масс или литосферных блоков, рассмотрены далее.

Северо-Анатолийская правосдвиговая зона (САР) и Восточно-Анатолийская левосдвиговая зона (ВАР) ограничивают Анатолийскую плиту с севера и юго-востока соответственно (рис. 1.1), по этим зонам разломов происходит смещение плиты в западном направлении (McKenzie, 1970, 1972; Jackson and McKenzie, 1984; Philip et al., 1989; Sançar et al., 2018). Скорость современных горизонтальных смещений по САР и ВАР составляет 7–30 мм/год (Ambraseys and Jackson, 1998). Область пересечения САР и ВАР, а также продолжающей ее на восток зоны дискретных транспрессионных структур – зоны разломов

26

Варто (рис. 1.1), формирует область тройного сочленения Анатолийской, Аравийской и Евразийской плит (Sançar et al., 2015, 2018).

Северо-восточным продолжением ВАР является Северо-Восточная Анатолийская (СВАР) (рис. 1.1, 1.2), или Аграхан-Тбилисско-Левантинская, зона разломов, которую можно рассматривать как наиболее крупную зону разломов, пересекающую Малый Кавказ (Avagyan et al., 2010).

К востоку от СВАР, в области Малого Кавказа и северной части Армянского нагорья, наиболее крупные активные разломные зоны приурочены к северному выступу Армянского блока (рис. 1.2) и образуют две системы – внешнюю и внутреннюю (Трифонов и др., 2002). Каждая система представляет собой пересечение разломных зон противоположной кинематики. Внешняя система образована левосдвиговой Желтореченско–Сарыкамышской зоной и правосдвиговой Памбак–Севан–Сюникской зоной, внутренняя – Ахурянским разломом с левосдвиговой кинематикой и правосдвиговой Гарнийской зоной (Трифонов и др., 2002; Davtyan et al., 2006) (рис. 1.2). Скорость современных горизонтальных смещений по разным сегментам этих разломов составляет 0.5–6 мм/год (Трифонов и др., 1990; Trifonov et al., 1994; Philip et al., 2001; Karakhanian et al., 2002, 2004).

Ширакская впадина расположена непосредственно к югу от области максимального изгиба внешней системы разломов и пересечена с северо-северо-востока на юго-юго-запад Ахурянским разломом.

1.2.5. Модель формирования докайнозойского основания и кайнозойская эволюция региона исследований

Наиболее полно современные представления о формировании докайнозойского основания региона Малый Кавказ – Армянское нагорье изложены в работах Ю.В. Карякина, (1989); Bazhenov et al. (1996), Sosson et al. (2005, 2010), Геология... (2005_{1,2}), Rolland et al. (2009, 2010, 2012), Hässig et al. (2013, 2015, 2019).

В раннеюрское время Армянский блок был расположен не менее чем на 2600 ± 700 км южнее активной окраины Евразии и был отделен от нее океаном Тетис (Bazhenov et al., 1996) (рис. 1.5A, а). Вдоль активной окраины Евразии не позднее ранне-среднеюрского времени возникло две зоны субдукции, над которыми были активны две островные дуги – энсиалическая Малокавказская и внутриокеаническая энсиматическая, расположенная южнее Малокавказской на ~1000 км (Карякин, 1989; Геология..., 2005₂; Rolland et al., 2009; Hässig et al., 2013; Meijers et al., 2015₁) (рис. 1.5A, а-в). В тылу энсиматической островной дуги существовал задуговой бассейн с корой лерцолитового типа (LOT) (рис. 1.5A, а), а по

геохимическим признакам – гибридной корой arc-MORB (Rolland et al. 2009, 2010). Возраст фрагментов этой коры, определенный радиоизотопными методами, – 179-160 млн лет (Закариадзе и др., 1990; Galoyan et al., 2009; Rolland et al. 2010). Не позднее апт-альбского времени в пределах задугового бассейна в результате растяжения и декомпрессионного плавления появились океанические острова или единое вулканическое плато (Rolland et al., 2010) (рис. 1.5 a, б).

Постепенное поглощение океанической литосферы Тетиса в зонах субдукции привело к двум коллизионным событиям. Первое - столкновение Армянского блока с энсиматической дугой с последовавшей в коньяк-сантонское время обдукцией офиолитов (меланжа аккреционной призмы и части коры задугового бассейна) на северную окраину Армянского блока (Книппер, 1975; Соколов 1977, Rolland et., 2010; Sosson et al., 2010; Hässig et al., 2013). Эти офиолиты формируют Севано-Акеринскую сутурную зону в современной структуре Малого Кавказа.

⁴⁰Аr/³⁹Аг датирование голубых и зеленых сланцев, залегающих в основании офиолитовых покровов, дало возраст метаморфизма 95-90 млн лет в фации голубых сланцев (рис. 1.5А, в) и 73.5-71 млн лет в фации зеленых сланцев (Rolland et., 2009). По мнению исследователей образованию голубых сланцев отвечает продолжающаяся с юрского времени субдукция и преобразование субдуцированного вещества в аккреционной призме под энсиматической дугой, а ретроградный метаморфизм голубых сланцев в фации зеленых сланцев (локально – в эпидот-амфиболитовой фации) соответствует времени продолжающейся эксгумации/надвигания тектонического меланжа аккреционой призмы на северную окраину Армянского блока (Rolland et., 2009; Sosson et al., 2010).

Второе коллизионное событие – коллизия Армянского блока с Малокавказской дугой (окраиной Евразии) или частичный поддвиг Армянского блока под Евразию в начале палеоцена после окончательного закрытия в течение кампанского-маастрихтского времени задугового бассейна энсиматической дуги (Rolland et al. 2009, 2010; Sosson et al., 2010; Rolland et al., 2012; Hässig et al. 2013, 2015, 2019) (рис. 1.5А, ж).

Суммарное горизонтальное перемещение офиолитовых покровов вглубь Армянского блока могло достигать 300 км (Hässig et al. 2019).

В палеоцене, в результате коллизии или поддвига Армянского блока под Евразию, зона Севано-Акеринской сутуры была поднята, испытала деформации и частичный размыв. Снос продуктов размыва происходил в южном направлении – в область форланда на Армянском блоке (Sosson et al., 2010). С конца среднего эоцена и до миоцена отдельные области Малого Кавказа также испытывали интенсивные складчато-надвиговые деформации (Sosson et al., 2010).



Рис. 1.5. Модель формирования докайнозойского основания Малого Кавказа и северной части Армянского нагорья (по Hässig et al., 2013 с дополнениями).

А. 1 — континентальная кора, 2 — океаническая литосфера, 3 — литосферная мантия, 4 осадочный слой океанической коры, 5 — комплексы метаморфических пород, 6 — воды океана Тетис и его окраинных морей, 7 — Участок мантии пониженной вязкости, 8 — остановка субдукции, 9 — вулканы и подводящие каналы, 10 — направление движения литосферы с континентальной корой, 11 — направление движения литосферы с океанической корой, 12 направление субдукции океанической коры, 13 — взбросы, сбросы.

Б. 1 — Африканская плит и террейны гондванского происхождения, 2 -Евразийская плита, бассейны южной окраины Евразии, 3 — океаническая литосфера, 4 — офиолиты, 5 — вулканоплутонические комплексы, 6 — центры спрединга, 7 — надвиги, 8 -сдвиги, 9 — направление движения континентальной литосферы. АБ — Армянский блок, ТАТ — Таврско-Анатолийский террейн. Офиолитовые пояса: 1 — Измир-Анкара-Эрзинджан, 2 — Ассирийско-Загросский.



Рис. 1.6. Геодинамическая модель эволюции по линии Малый Кавказ – Армянский блок – Аравийская плита (по Rolland et al., 2012).

А. 1 – континентальная кора, 2 – океаническая кора, 3 – аккреционный комплекс, 4 – комплексы метаморфических пород, 5 – вещество предполагаемой переработанной энсиматической дуги, 6 –зона мантии пониженной вязкости, 7 – надсубдукционный вулканизм. Б-П – террейн Битлис-Пютюрге.

Как показано в исследовании (Rolland et al., 2012), 80-75 млн лет назад, т.е. после первого коллизионного события, произошел перескок зоны субдукции от энсиматической дуги к южным окраинам Армянского блока и Таврско-Анатолийского террейна. Полное поглощение литосферы Тетиса и начало коллизии Аравийской плиты и Армянского блока произошло в среднем – верхнем эоцене (Rolland et al., 2012) (рис. 1.6).

В эоценовое, миоценовое и плиоцен-четвертичное время вся площадь Армянского блока между двумя сутурами, Севано-Акеринской и Битлисско-Загросской, была охвачена масштабным магматизмом. Единого объяснения природы магматизма в этом регионе не существует. В многочисленных исследованиях, посвященных этой проблеме, были рассмотрены возможные причины магмогенерации. Во-первых, коллизия Аравийской плиты и Армянского блока привела к реорганизации поля напряжений в исследуемой области, что в свою очередь могло привести к реактивации разломных зон и открытию вулканических кластеров (Avagyan et al., 2005). Во-вторых, частичное плавление коры могло быть вызвано ее переутолщением (Pearce et. al., 1990; Mitchell and Westway, 1999). Втретьих, отступание и отрыв слэбов в зонах субдукции приводит к контакту аккреционного комплекса с астеносферой, в результате чего происходит плавлением вещества (Keskin, 2003; Faccena et al., 2006; Lei and Zhao., 2007). В-четвертых, предложена модель плавления, учитывающая деламинацию литосферной мантии (Lin Chih-Ming et al., 2020).

Континентальная коллизия Африкано-Аравийской и Евразийской плит в эоцене привела не только к специфическим геодинамическим процессам, которые сопровождались масштабным плавлением вещества, но и к изменению палеогегорафических условий региона. Область северных окраинных морей океана Тетис была превращена в систему континентальный морей-озер Паратетиса, которую подразделяют на две зоны – Западного Паратетиса (Средиземноморский регион) и Восточного Паратетиса (Понто-Каспийская область) (Ророv et al., 2010). С приабон-рюпельского времени водное пространство Восточного Паратетиса развивалось в основном изолированно от мирового океана (Попов и др., 2010; Ророv et al., 2004). Тектонические движения и климатические вариации привели к фрагментации водного пространства Понто-Каспийской области, а также послужили причиной ряда трансгрессий Понтийского и Каспийского бассейнов в миоцен-четвертичное время (Чумаков и др.1992; Попов и др., 2010; Ророv et al., 2004).

ГЛАВА 2. СТРАТИГРАФИЯ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ШИРАКСКОЙ ВПАДИНЫ И ЕЕ ОБРАМЛЕНИЯ

2.1. Дочетвертичные литостратиграфические комплексы

Для создания сводного стратиграфического разреза Ширакской впадины использованы литературные данные по региональной геологии, опубликованные материалы бурения и личные материалы автора, полученные в результате полевых работ 2015-2016, 2018-2019 гг.

Стратиграфическое расчленение образований Ширакской впадины основано на международной хроностратиграфической шкале (ISC, 2023/06), общей стратиграфической шкале МСК (ОСШ, 2022), двух региональных шкалах Восточного Паратетиса (Невесская и др., 2004; Krijgsman et al., 2019), а также общей таблице хроностратиграфической корреляции для последних 2.7 млн лет (GCC 2022а). Схема сопоставления шкал для верхнего среднего миоцена – плейстоцена приведена на рис. 2.1.

Общая схема стратиграфического расчленения вулканогенно-осадочных образований Ширакской впадины и ее обрамления показана на рис. 2.2.

Докембрийская система (PC). Структурное основание Ширакской впадины представлено метаморфическими комплексами Армянского блока с возрастом 620 млн лет (Агамалян 1978, 1998). Породы структурного основания обнажены к востоку от Ширакской впадины, в Цахкуняцком хребте (Геологическая карта..., 1975), а также вскрыты скважиной к югу от Еревана на Айнтапском (Тазагюхском) погребенном поднятии на глубине 517 м (Геология..., 1970) и скв. №3 у ж/д станции Ани (~10 км к югу от Ширакской впадины) на 695 м (Саядян, 2009). Метаморфические глубине комплексы представлены полиметаморфической гнейсовой парасланцевой арзаканской серией, метаморфической филлит-вулканогенно-карбонатной далларской серией и серпентинит-амфиболитовой анкаванской серией (Агамалян, 1978, 1998).

Меловая система (К). Предположительно, непосредственно на докембрийских породах структурного основания, залегают известняки и мергели сеноманского – коньякского ярусов (К₂с-сп) (Геологическая карта..., 1976), входящие в состав офиолитовой ассоциации (Саядян, 2009), а также известняки и мергели сантонского – маастрихтского ярусов (К₂s-m) (Геологическая карта..., 1976). Верхнемеловые образования обнажены на южных склонах Ширакского хребта (Геологическая карта, 1976).

2	ISC 2023/06		C	ОСШ (N 202	ИСК) 2	ШВП*	ШВП**	GCC, 2022a			
Систеама	Отдел/ эпоха	Apyc	Систеама	Отдел	2 Apyc	Регио- ярус	Регио- ярус	Хрон	Субхрон		
Я	вер/ средний позд	⁻⁰ -1 -1 -1 -1 -1 -1 -1 -1 -1 -1 -1 -1 -1	Я		– 1860- Нео- 1860- 1800- 180-		 5акинск.∽ Хазарс. 	Брюнес	0,041 Лашамп 0,121 Блейк 0,211 Принел 0,239 фоллз 0,541 Биг Лост 0,590 0,685 0,773		
Четвертична	Плейстоцен нижний / ранний	 ⁰⁸ –	Четвертична	Плейстоцен	– 7.26 – 1.00 – 2.26 – 2.26 – 2.26 – 2.20	Апшеронский ^с с	– Апшеронский ⁵⁸ Е –	Матуяма	0,99 1,071 Харамильо 1,187 Кобб 1,208 Маунтин. 1,475 <i>Гардар</i> 1,584 <i>Гилса</i> 1,780		
		Гелазский				льский (1)	Т Акчагыльский _с о (2)	CC	1,95 2,116 <i>Реюньйон</i> 2,137 2,595		
Неогеновая	оцен верхний / поздний	Пьяченцский	ЯЯ	иоцен	Пьяченцский	Акчагь	Продуктивная 2 толща - 2	- Lay	<u>2,738 Поркупин</u>		
	П Л И нижнний / ранний		Генова	υп		Киммерийск.					
	Миоцен верх. средний верхний	с Серрава- 1 Тортонс-2 8 лийский 8 кий 95 Мессинск. 1 – –	Нео	Миоцен	Серрава- 1 Тортонс-2 Лийский 8 кий 9 Мессинск.	− − − − − − Конка 2 Сарматск. ©Мэот.2 Понтич. − − − − −		Поля	арность Прямая Обратная		

Рис. 2.1 Схема сопоставления шкал: ISC – Международная стратиграфическая шкала 2023/06; ОСШ (MCK) 2022 – Общая стратиграфическая шкала по (Невесская и др., 2004); ШВП** - Шкала восточного Паратетиса для плиоцена – четвертичного времени по (Krijgsman et al., 2019); GCC 2022a – Общая https://vsegei.ru/ru/about/msk/str_scale/str_sch-2-2022.jpg (время обращения 05.08.2023); ШВП* – Региональная шкала Восточного Паратетиса для миоцена таблица хроностратиграфической корреляции для последних 2.7 млн лет, версия 2022 а. Акчагыльский региоярус (1) и Акчагыльский региоярус (2) соответствуют «длинной» и «короткой» акчагыльской трансгрессии по (Krijgsman et al., 2019).

Сист	Отд	Яp	Св	М	Лит		Сист	Отд	швп	Св	М	Лит		Сист	Отд	Св	М	Лит
		тоцен	ийская	5-25 W 0(плиоцен	ы В В В В В В В В В В В В В В В В В В В		550 M	0.0.0			олигоцен	Дилижанская/ Бандиванская	500-700 M	
ая		Неоплейс	Арали	75-10	~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~		новая		Мэотический- Понтичесйский	Вохчабердская	900 M	00000000000000000000000000000000000000		еновая		Памбакская	1000 M	× × × × × × × × × × × × × × × × × × ×
ртичн	ейстоцен	ейстоцен	Анийская	0-250 м			H e o r e		Сарматский		600 - 700 M			алеог	зоцен	ракская	. 1500 M	x x x
Четве	цП	Эопле		15	~~~~~			миоцен		Джрвежская	300 - 880 M					Э Севанск кая	200 M 1000 -	
			Карах.	10-30 M						анская		· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·			Палеоцен	пюрс- кая Ахки- лисская	120 M 250 M	
		пазский	периты»	-200 м						Auae	700 M	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·		Меловая	Верхний		400 M	
		Ţe.	«До	20	· · · ·									Heo	опрот	ерозой		* * * * * * * * * * * * * * * * * * * *
00.		•	0.0	• 0 •	2	·····	3		·	4		5		I PI	6	$\cdot \cdot $	7	<u>1=1=1=</u> =1=1=1= 8
	9	:	:	: :1	0 /0,0	0,00]11	:\:	:7:	12	<u> </u>	13	~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~	~~~ ~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~	14	* * * *	15	× × × × 16
 	1	7	99		18 🔾	~ ~	19			20	-3	21	1	,` ,	22			

Рис. 2.2. Сводная литолого-стратиграфическая колонка вулканогенно-осадочных образований Ширакской впадины и ее обрамления. Построено по (Саркисян, 1959; Габриелян, 1964; Геология, 1970; Геология..., 1975; Стратиграфия..., 1975; Агамалян, 1998; Саядян, 2009; Харазян, 2012; Shalaeva et al., 2019). 1 – песчано-гравийно-галечно-валунные образования нерасчлененные, в верхней части разреза несортированные; 2 – гравий, галька аллювиальные; 3 – пески озерно-аллювиальные; 4 – супеси, суглинки морские или озерные, 5 - глины морские или озерные, 6 – известняки, нуммулитовые известняки; 7 – песчанистые известняки, известковистые песчаники; 8 – мергели; 9 – диатомиты; 10 - песчаники; 11 – туфоконгломераты; 12 – туфопесчаники, 13 – алевролиты, аргиллиты; 14 – глинистые сланцы; 15 – сланцы и амфиболиты; 16 – вулканические породы преим. среднего-кислого состава; 17 – вулканические породы преим. основного-среднего состава; 18 – игнимбриты; 19 – гипс; 20 – каменная соль; 21 – каменный уголь; 22 – примесь туфового материала в породах различного литологического состава. ШВП – Шкала Восточного Паратетиса, Св –свиты. Здесь и далее ивет заливки соответствует цвету породы в обнажении или цвету породы, указанному в литературе.

Палеогеновая система (**P**). Палеогеновые толщи имеют значительные площади развития в западной и северной Армении. Они слагают большую часть Ширакского, Базумского и Памбакского хребтов, обрамляющих Ширакскую впадину с севера и северовостока (рис. 1.3). В целом, для палеогеновых образований характерна сильная фациальная изменчивость – они представлены вулканогенными, вулканогенно-осадочными и морскими фациями.

Палеоценовый отдел (**P**₁) представлен ахкилисской свитой, согласно залегающей на верхнемеловых известняках и сложенной темно-серыми и розовато-бурыми известняками, песчанистыми известняками и мергелями (Саркисян, 1959₂; Стратиграфия..., 1975). Мергели содержат фораминиферы Globigerina triloculinoides Plummer, G. Crassata Cushman, G. aff. Pileanta Chalilov, Globoratalia aff. angulata (White) (определения Д.М. Халиолова) и ихтиофауну Otodus obliguum Ag., Odontapsis cuspidata Ag (Саркисян, 1959₂). Свита обнажена на южном склоне Ширакского хребта и в районе пос. Амасия, севернее Ширакской впадины, мощность свиты 120 м (Саркисян, 1959₂).

Эоценовый отдел (Р2) представлен лусахпюрской, севанской и ширакской свитами.

Лусахпюрская свита нижнего эоцена согласно перекрывает ахкилисскую свиту и представлена ритмичным чередованием зеленоватых и зеленовато-серых песчаников, алевролитов, аргиллитов и мергелей с примесью туфового материала (Саркисян, 1959₂). Свита обнажена по северной периферии Ширакской впадины в пределах южного склона Ширакского хребта (Геология..., 1970), ее мощность достигает 250 м (Саркисян, 1959₂). Э.Х. Харазян (2012) не выделяет данный комплекс пород в отдельную свиту и относит их к среднему эоцену.

Севанская свита нижнего-среднего эоцена сложена темно-серыми, желтоватыми или зеленовато-серыми нуммулитовыми известняками, известковистыми песчаниками и песчано-глинистыми породами с нуммулитовой фауной. В составе остатков нуммулитовой фауны определены Nummulites atacicus Leym. (A,B), N. globulus Leym., N. Lucasi d'Arch., N. distans Desh, N. murchisoni Brun., N. Irregularis Desh., Assilina granulosa d'Arch. (Саркисян, 1959₂). Свита локально обнажена в приводораздельной части и на южном склоне Ширакского хребта, мощность свиты – более 200 м (Саркисян, 1959₂).

Ширакская свита среднего эоцена согласно перекрывает севанскую свиту и практически полностью сложена туфопесчаниками. В разрезе свиты присутствуют горизонты туфоконгломератов, известковистых песчаников, эффузивных и эксплозивных пород широкого спектра составов (от основных до кислых) (Саркисян, 1959₂; Геология..., 1970; Харазян, 2012). Известковистые песчаники и туфопесчаники содержат ископаемые остатки нуммулитовой фауны *N. laevigatus Brug. (В), N. globules Leym., N. burdigalensis de la*
Harpe, N. atacicus Leym. (A,B), N. Uroniensis Heim *(B), N. ceroniensis Heim., N. irregularis Desh.* (Харазян, 2012). Свита обнажена широкой полосой по южному склону Ширакского хребта от пос. Овуни до пос. Мец-Сариар, где ее мощность достигает 1000–1500 м (Геология..., 1970, Харазян, 2012). Обнажения свиты также известны в ~5 км севернее Ширакской впадины (пос. Арегнадем), где ее видимая мощность составляет 620 м. В работе (Саядян, 2009, со ссылкой на Э.Х. Харазяна) показано, что среднеэоценовые флишоидные образования вскрыты скв. №35 в северной части Ширакской впадины (г. Гюмри) на глубине 3000 м. В работе (Харязан, 2012) показано, что среднеэоценовые песчаники с характерной фораминиферовой фауной вскрыты скв. №4 на восточном борту Ширакской впадины (с. Камо) на глубине ~450 м.

Памбакская свита отнесена к верхам среднего эоцена (Геология..., 1970) или к верхнему эоцену (Саркисян, 1959₂). Свита сложена в основном вулканогенными образованиями среднего-кислого состава. Она обнажена в ~10 км к северу от Ширакской впадины (Харазян, 2012), а также слагает водораздельные части Пабмакского, Базумского и Арегунийского хребтов (Саркисян, 1959). Предположительно, этой свите принадлежат мощные выходы дацитов в истоке р. Дебед (*N40°57.453'; E44°37.911'*). К-Аг возраст отобранной нами пробы дацитов составил 37.0±0.9 млн лет (определение В.А. Лебедева, ИГЕМ РАН). Мощность свиты составляет 1000 м, в т.ч. мощность вулканогенных образований – 700 м (Саркисян, 1959₂; Харазян, 2012).

Олигоценовый отдел (Р3) Севано-Ширакской области представлен морскими осадочными, пресноводно-озерными и вулканогенными образованиями. Морские терригенно-карбонатные образования обнажены на северном склоне Базумского хребта и имеют нижнеолигоценовый возраст, их мощность достигает 300 м (Стратиграфия..., 1975). Пресноводно-озерные толщи представлены разнозернистыми желтыми и серыми песчаниками, глинистыми сланцами, алевролитами и аргиллитами с линзами бурого угля (Джаджурское угольное месторождение) (Стратиграфия..., 1970; Харазян, 2012). В пресноводно-озерных толщах выделены бандиванская свита (р-н с. Бандиван) (Харазян, 2012) и дилижанская свита (р-н г. Дилижан) (Саркисян, 1959; Стратиграфия..., 1975), которые, по-видимому, являются возрастными аналогами. Мощность олигоценовых толщ достигает 500–700 м (Саркисян, 1959; Гератиграфия..., 1970;

Неогеновая система (N). Неогеновые толщи Ширакской впадины в основном изучены по материалам бурения. В связи с наличием в неогеновых разрезах стратифицированных образований сарматской и акчагыльской трансгрессий Восточного

Паратетиса (Каспийского моря), стратиграфическое расчленение неогеновых толщ приведено на основе международной хроностратиграфической шкалы (ISC, 2023) и региональной шкалы Восточного Паратетиса.

Миоценовый отдел (N₁) представлен вулканогенными, морскими осадочными и озерно-аллювиальными образованиями.

Аквитанский (N_{1a}) – низы серравалийского (N₁s) ярусов предположительно представлены *ацаванской* красноцветно-пестроцветной и/или *джрвежской* соленосногипсоносной свитами, имеющими широкое распространение в северной части Армянского нагорья. Свиты вскрыты скважиной на Октемберянском плато к югу от Ширакской впадины (Геология..., 1970). Аналогичные миоценовые образования выходят на дневную поверхность в Восточной Анатолии (рис. 2.3).



Рис. 2.3. Миоценовые гипсоносно-соленосные толщи. Глыбы гипса. Восточная Турция, район г. Сивас. GPS 475 N39° 47.402′ E37° 01.217′. Высота стенки карьера ~17 м. Фото автора.

В ходе полевых работ в Ширакской впадине был отобран образец щелочных базальтов на Джуджурском перевале Ширакского хребта (*N40° 51.884' E44° 00.016', рис. 1.4*). К-Аг возраст отобранного образца составил 22.5±0.6 млн лет (N_{1a}) (определен В.А. Лебедевым, ИГЕМ РАН).

Средний – верхний серравалийский (N₁s) – мессинский ярусы (N₁m) соответствуют сарматскому (N₁sr), мэотическому (N₁mt) и понтийскому (N₁p) региоярусам шкалы Восточного Паратетиса.



Рис. 2.4. Литолого-стратиграфические колонки верхнемиоценовых осадочных образований Ширакской впадины. Составлено по (Саядян, 2009) с дополнениями.

1 - песчано-гравийно-галечно-валунные образования нерасчлененные, в верхней части несортированные (аналог Вохчабердской свиты). 2 – супеси, 3 – глины, 4 – песчаник глинистый, 5 – известняки, 6 – мергели, 7 – трахеиандезибазальты (платобазальты, «долериты»). Абсолютные отметки устьев скважин ~1525-1550 м. Цифровая модель рельефа SRTM 1' (источник https://earthexplorer.usgs.gov/).

Сарматский региоярус (N₁sr). Представлен морскими осадочными образованиями сарматской трансгрессии Восточного Паратетиса (Каспия). Породы региояруса вскрыты скв. №1 в Ширакской впадине (с. Ахурик) в интервале глубин 1237–1330 м (рис. 2.4), а также локально обнажены на юге Ширакской впадины (овраг Магаридзор, Барцрашенское плато) и представлены серыми, темно-серыми, сланцеватыми глинами с прослоями глинистых песчаников, мергелей и оолитовых известняков (Саядян, 2009). Породы содержат фауну, сходную с фауной верхнего подъяруса сармата разданской свиты Приереванского района (Арзуманян, 1962). В сарматских породах Барцрашенского плато определена малакофауна Mactra (Sarmatica) caspia *Eichw.*, M.(S.) Bulgarica *Toula.*, M.(S.) podolica *Eichw.*, Cerithinum (Potamides) caspium *Andrus* (определения Л.А.Невесской и Л.Б. Ильиной), фораминиферы Miliolidae, Ratalia, Elphidium, Qoelacanthia sp. и остракоды Ciprideis sp., Leptocytheres sp. (определения С.А. Бубикян) (Саядян, 2009).

Мэотический (N₁mt) *и понтийский* (N₁p) *региоярусы*. К региоярусам отнесены вулканогенно-осадочные образования, вскрытые скважинами в центральной части Ширакской впадины (в скобках указаны интервалы глубин от устья скважины): скв. №1, с. Ахурик (1338-1420 м), скв. №№. 12, 35, г. Гюмри (1460–620 м), скв. №3, ж/д ст. Ани (673– 119 м) (Саядян, 2009) (рис. 2.4). Мощность этих вулканогенно-осадочных образований во впадине достигает 900 м. В Ширакском хребте породы этого возраста представлены туффитами и лигнитам, содержащими остатки раковин пресноводных брюхоногих моллллюсков (Valvata) и массовые скопления остатков остракод (Herpitocypris achurjanensis В и b) (Саядян, 2009).

На южном обрамлении впадины, в овраге Магаридзор Барцрашенского плато, известен выход грубообломочных вулканогенно-осадочных образований (рис. 2.5), возраст которых не вполне ясен. Толща темно-серая, сложена несортированным песчано-гравийногалечным материалом с включением валунов. Обломки представлены исключительно вулканическими породами, преимущественно основного–среднего состава, размер гальки – до 15-20 см, галька полуокатанная. Матрикс – песчаный. Присутствуют признаки гидротермального изменения крупных обломков и матрикса.



Рис. 2.5. Овраг Магардзор. Фото автора.

(a) Общий вид оврага. (б). Вулканогенно-осадочная толща - предполагаемый аналог Вохчабердской свиты.

Ю.В. Саядян (2009) предложил считать эту толщу возрастным аналогом вулканогенно-осадочных образований, вскрытых скв. №№ 1, 3, 12, 35, и *Вохчабердской* *свиты* Приереванского района на основании их литологического сходства и стратиграфического положения. Вулканогенно-осадочная толща Ширакской впадины (скв. №1) и вулканогенно-осадочная Вохчабердская свита Приереванского района залегают непосредственно на морских образованиях сарматского региояруса (Асратян и др., 1978; Габриелян, 1964; Саядян, 2009).

В ходе полевых работ 2015 г. из вулканогенно-осадочных образований оврага Магаридзор нами отобраны три образца обломков андезитов (*GPS31 N40° 37.282' E43° 46.644'*). Возраст андезитов, определенный К-Аг методом, составил 24.4±0.6 – 24.8±0.7 млн лет, т.е. в строении толщи участвуют продукты размыва палеогенового вулканического массива.

Плиоценовый отдел (N₂) представлен стратифицированными образованиями киммерийского (N₂k) и нижней половины акчагыльского (N₂ak) региоярусов шкалы Восточного Параетиса (акчагыльский региоярус охватывает пограничные уровни неогеновой и четвертичной систем).

Киммерийский региоярус (N₂k). Представлен валунными конгломератами, вскрытыми скв. №3 в районе ст. Ани на глубине 122–113 м (Саядян, 2009). Акчагыльский региоярус (N_2ak) (нижняя половина). В работе (Саядян, 2009) отмечено, что породы региояруса частично вскрыты скважинами №11 и 12 в районе храмового комплекса пос. Мармашен, а в г. Гюмри пройдены на полную мощность скважиной №35. Согласно материалам бурения, мощность образований региояруса в Ширакской впадине составляет 620 м: «отложения озерного облика» - 550 м и, залегающие выше, андезибазальты (известны в литературе как «долериты»), – 72 м (Саядян, 2009) (рис.2.4). Осадочные образования представлены желтовато-серыми, зеленовато-серыми и серыми глинами и суглинками с редкими прослоями песчаников и галечников, состоящих из эоценовых вулканических пород. Фаунистически были опробованы только 122 м «отложений озерного облика» в верхней части разреза, которые, по-видимому, имеют морской генезис. В керне скв. №12 в интервале глубин 198–115 м определены руководящие нижнеакчагыльские формы (определения Н.А. Акрамовского) - Cardium (Cerastoderma) dombra Andrus., С. (Avicardium) nikitini Andrus., C. (Av.) radiiferum Andrus., Potamides caspium Andrus, a B интервале 80-76 м определены предположительно верхнеакчагыльские формы – Cardium dombra (Cerastoderma) dombra Andrus., Mactra (Avimactra) subcaspia Andrus., Micromelania eldarica Koles и др. (Саядян, 2009).



Рис. 2.6. Литолого-стратиграфическая колонка обнажения Демиркент. 1 - песчано-гравийногалечные образования, <math>2 - пески, 3 - алевриты, 4 - глины, 5 - глины диатомовые, диатомиты, 6 песчаники, 7 - диноцисты солоноватоводные, 8 - водоросли пресноводные, 9 - малакофауна.Полярность: 10 - прямая, 11 - обратная. П3 - палинозоны, ШВП - Шкала ВосточногоПаратетиса, № ПМ - № обр. для палеомагнитного исследования, № СП - № обр. для споро $пыльцевого исследования, № <math>\Phi$ - номер обр. для фаунистических исследований. Цифровая модель рельефа SRTM 1' (источник https://earthexplorer.usgs.gov/).



Рис. 2.7. Обнажение Демиркент. Фото автора.

Выход морских стратифицированных образований акчагыльского региояруса был впервые обнаружен нами в ходе полевых работ 2017 г. на юго-западном борту Ширакской впадины на территории Турции, около с. Демиркент. Обнажение *Демиркент* (N40°42.897' E43°40.367') сложено преимущественно глинами и алевритами, перекрытыми гравийно-галечными горизонтами (Рис. 2.6, 2.7). Участниками экспедиции здесь были отобраны образцы для палинологического и малакологического исследования, а автором – образцы для палеомагнитных исследований. Автором была описана следующая последовательность слоев (сверху вниз):

- Песчано-гравийно-галечные образования, косослоистые, диаметр гальки 2–3 см, единично – до 20 см. Мощность 2 м.
- 2. Алевриты горизонтально-слоистые с обильными включениями осколков раковин моллюсков. Мощность 0.5 м.
- 3. Песчано-гравийные косослоистые образования с обильными включениями обломков раковин моллюсков. Мощность 1 м.
- Пески грубозернистые с включениями обломков раковин моллюсков. Мощность 2 м.
- 5. Алевриты горизонтально-слоистые. Мощность 13 м.
- 6. Песчаники мелкозернистые, тонкослоистые. Мощность 9 м.
- Алевриты горизонтально-слоистые с редкими прослоями мелкозернистых песчаников. Мощность 14 м.
- 8. Глины темно-серые. Мощность 1.5 м.
- 9. Алевриты тонкослоистые. Мощность 15 м.

- 10. Глины темно-серые с прослоями диатомовых глин в основании (мощность до 0.3 м). Мощность 3.5 м.
- 11. Алевриты с прослоями глин. Мощность 2 м.
- 12. Глина темно-серая с прослоями диатомовых глин в основании (мощность до 0.3 м). Мощность 1.5 м.
- 13. Алевриты с прослоями диатомовых глин. Мощность 0.7 м.

14. Глины темно-серые. Мощность 9–10 м.

В слое 5 определена ассоциация моллюсков: Hydrobiidae, Valvatidae, Bithyniidae, Lymnaeidae, Planorbidae, *Vallonia* sp., Pisidiidae, Euglesidae, *Dreissena* sp. В слое 14 содержится значительное количество *Dreissena* sp. (Trifonov et al., 2020).

В обнажении Демиркент выделено 4 палинозоны (определения А.Н. Симаковой, ГИН РАН) (Simakova et al., 2021):

В Палинозоне I (слои 10-14, образцы 17-13) преобладает пыльца травянистой растительности – Атаranthaceae, Asteraceae, Poaceae. Также встречается пыльца *Ephedra*, Apiaceae, Fabaceae и *Artemisia*. Среди древесных видов преобладают сосновые. Хвойные породы деревьев представлены *Tsuga, Podocarpus, Cathaya, Picea, Cedrus* и Taxodiaceae. Лиственные породы деревьев представлены отдельными зернами Juglandaceae (*Carya, Juglans, Engelhardtia*, Betulaceae, *Fagus, Quercus, Carpinus*). Вероятно, во время накопления отложений существовала вертикальная зональность. Наиболее высокие уровни рельефа были покрыты хвойными лесами, в составе которых присутствовали *Tsuga, Podocarpus, Cathaya, Picea, Cedrus*, a более низкие уровни были покрыты смешанными лесами, в составе которых присутствовали *Bucytetee* низкие уровни рельефа были покрыты лугово-степной растительностью. Климат, вероятно, был засушливым.

В этой же палинозоне обнаружены солоноватоводные диноцисты (определены Г.Н. Александровой и А.Н. Симаковой, ГИН РАН) *Caspidinium rugosum* (Marret, 2004) тип I и II, *Spiniferites ramosus* (Ehrenberg, 1838) Mantell, 1854, cf. *Impagidinium inaequalis* (Wall et al., 1973), cf. *Pontiadinium, Ataxodinium* cf. *confusum* Versteegh и Zevenboom in Versteegh, 1995) и пресноводно-солоноватоводные водоросли *Pediastrum, Botryococcus, Spirogyra, Planctonites* (определены А.Н. Симаковой) (рис. 2.6). Обнаруженные диноцисты сходны с диноцистами акчагыльского бассейна Каспия (Simalova et al., 2021).

В палинозоне II (нижняя половина слоя 9, образцы 12–9) отмечено меньшее разнообразие хвойных (определены единичные зерна пыльцы *Pinus, Tsuga, Picea*). Широколиственные деревья представлены *Carya, Juglans, Pterocarya, Ulmus.* В группе травянистой растительности преобладает пыльца Amaranthaceae и Poaceae, доля Asteraceae

снижается. Видовой состав указывает на засушливый климат и преобладание фитоценозов открытых степей. По-видимому, климат был более прохладным и сухим.

Для палинозоны характерно меньшее разнообразие диноцист, остаются только *Caspidinium rugosum* тип I и Pontiadinium.

В палинозоне III (верхняя половина слоя 9, образцы 8-4) выявлено большее разнообразие спектра древесной растительности. Преобладают Asteraceae и Amaranthaceae. Вероятно, наиболее распространенными были степные и полупустынные ландшафты.

Количество диноцист постепенно снижается. Найденные формы – *Caspidinium rugosum* тип I, единичные Spiniferites ramosus и Spiniferites pannonicus (Sütö-Szentai, 1986). Доля пресноводных водорослей, в том числе Zygnemantaceae, возрастает. Появляются пресноводные диатомовые и их число увеличивается вверх по разрезу, что указывает на сильное опреснение бассейна.

В палинозоне IV (слои 8–7, кровля слоя 9, образцы 3–1) отмечено небольшое увеличение пыльцы древесной растительности, преимущественно сосновых. Встречаются единичные зерна Tsuga, Abies, Picea, Betula, Alnus и Quercus. Значительно возрастает количество спор Botryococcus. Диноцисты в этой палионозоне не обнаружены, что свидетельствует об опреснении бассейна. В растительном сообществе превалируют полупустынные виды, в меньшей степени представлены хвойные, которые, вероятно, произростали на возвышенных участках рельефа.

Из отобранного нами образца 13 (слой 9, палинозона III) был определен состав диатомовых водорослей, которые представлены в основном пресноводными и пресноводносолоноватоводными бентосными и эпифитовыми формами: *Cymbella* sp., *Amphora* sp., *Hantzschia* sp., *Epithemia* sp., *Cocconeis* sp., *Nitzschia* sp., *Rhopalodia* sp., *Navicula* sp., *Pinnularia* ps., *Fragilaria* sp., *Staurosirella* sp., *Opephora* sp., *Synedra* sp. (Simakova et al., 2021). Планктонные и планктонно-бентосные формы распространены меньше и представлены *Ellerbekia* sp. и *Cyclotella* sp. Такое сочетание форм свидетельствует о мелководном бассейне, сильно заросшим водной растительностью. Бассейн был сильно опреснен – соленость не превышала 3-4‰ (Simakova et al., 2021).

В слоях 5–14 нами был отобран 91 образец на палеомагнитные исследования. Все образцы показали нормальную намагниченность. С учетом того, что некоторые из вышеуказанных видов диноцист обитали в конце плиоцена (верхи раннеакчагыльского времени) и с учетом всей совокупности палеонтологических данных, исследованный интервал толщи может быть отнесен к хрону Гаусс.

Таким образом, породы слоев 2–14 обнажения Демиркент имеют позднеплиоценовый возраст. Перекрывающие их галечники слоя 1 на основании состава

44

малакофауны отнесены к четвертичной анийской свите, широко распространенной в Ширакской впадине (Trifonov et al., 2020; Simakova et al., 2021).

2.2. Литостратиграфические комплексы четвертичной системы

Четвертичная система представлена толщами плейстоценового отдела. Стратиграфическое расчленение плейстоценовых образований приведено в сопоставлении с общей стратиграфической шкалой МСК, 2022 г.

Плейстоценовый отдел (Q_{g-N}). Осадочные образования плейстоценового отдела представлены гелазским (Qg), эоплейстоценовым (Q_E) и неоплейстоценовым (Q_N) ярусами.

Гелазийский ярус (Qg) (верхний Акчагыльский региоярус (Q₁ak) шкалы Восточного Паратетиса) – Эоплейстоценовый ярус (Q_E). В пределах Ширакской впадины к этому стратиграфическому интервалу отнесены верхи разреза скв. 12 в интервале 80–76 м с предположительно верхнеакчагыльской фауной (Саядян, 2009), потоки платобазальтов («долериты») (Саядян, 2009), карахачская толща (свита по (Трифонов и др., 2017)) и анийская свита (Саядян, 2009; Shalaeva et al., 2019).

«Долериты». «Долеритами» (часть Ахалакалакской формации, «платобазальты») на территории северной Армении и южной Грузии называют продукты вулканизма трещинного типа позднеплиоценового – раннеплейстоценового времени, развитые в районе современных Джавахетской, Арагацкой вулканических областей, в долинах рек Ахурян и Раздан и представленные базальтами, трахибазальтами и трахиандезибазальтами с долеритовой структурой (Меликсетян, 2012). В ходе полевых работ нами были две получены К-Аг датировки лавовых потоков в пределах северной части впадины (результаты приведены далее в тексте – пос. Капс и пос. Мармашен).

На трахиандезибазальтах в пределах северной части впадины и ее обрамления залегают галечники. Эти же галечники выходят на дневную поверхность на северном борту впадины – в пределах Ширакского хребта, в т.ч. на Джаджурском перевале (Милановский, 1968; Саядян, 2009; Трифонов и др., 2017; Shalaeva et al., 2019).

Возрастным аналогом вышеуказанных галечников является карахачская толща, выделенная нами по результатам полевых исследований 2015 г, также залегающая выше «долеритов».

<u>Карахачская толща</u>. Разрез толщи изучен в двух обнажениях в районе пос. Джрадзор и Меграшат.

Обнажение Джрадзор (N40°54'26.85" Е43°46'15.32") (рис. 2.8, 2.9) представляет собой фрагмент террасы р. Чаир, левого притока р. Ахурян и сложено пролювиально-

45

аллювиальными образованиями, которые перекрыты игнимбритами Гюмри (устаревшее название – Еревано-Ленинаканский туф). Последовательность слоев, вскрытых в этом обнажении, представлена следующим образом (сверху вниз):

- 1. Игнимбриты Гюмри трахидацитового состава. Мощность 3 м.
- Гравийно-галечные образования с гальками вулканических пород размером 5–15 см, косослоистые. Мощность 5 м.
- Гравийно-галечные образования с тонкими прослоями песка и супесей. Мощность 8 м.
- Пески плохо сортированные, неслоистые, прослои супесей, линзы гравия и мелкой гальки размером 2–3 см. Мощность 3.5 м.
- Гравийно-галечные образования, в центральной части линза супеси. Мощность 1.8 м.
- 6. Супеси с линзами гравия. Мощность 2.5 м.

В 10–15 м ниже видимого основания разреза «Джрадзор», в русле р. Чаир, обнажены андезибазальты с возрастом 2.1±0.2 млн лет.

В обнажении Джрадзор нами отобрано 16 образцов на палеомагнитные исследования. 12 образцов из слоев 3–5 показали обратную намагниченность, 2 образца из слоя 6 показали прямую намагниченность.

В нижней части обнажения найдено 7 экземпляров палеолитических орудий – скребок, чоппер, 3 крупных отщепа, 3 пики, примитивный топор, отнесенных к раннему ашелю (определения Е.В. Беляевой, ИМК РАН) (Shalaeva et al., 2019).

Обнажение *Меграшат* (N40°52'04.42" E43°40'346.57") (рис. 2.8, 2.10). Последовательность слоев, вскрытых в этом обнажении, представлена следующим образом (сверху вниз):

- Галечники, состоящие из хорошо окатанных обломков туффитов, андезитов, риолитов, реже – радиоляритов и песчаников (рис. 2.11), текстура породы неяснослоистая. Мощность 2.5-3.5 м.
- 2. Пески алевритистые, светло-бежевые, горизонтально-слоистые, единичные включения гальки и гравия. Мощность 1.5 м.
- 3. Глины полосчатые, горизонтально-слоистые. Мощность 1 м.
- 4. Супеси. Мощность 1.2 м.
- Глины, горизонтально-слоистые, линзы мелкозернистых песчаников. Мощность 4 м.

В слоях 2–5 нами отобрано 11 образцов для палеомагнитных исследований. Нижний образец показал прямую намагниченность, вышележащие 10 образцов – обратную намагниченность.

Нормально намагниченные низы разрезов с учетом нахождения раннепалеолитических орудий и изотопного возраста подстилающих вулканических пород отнесены к субхрону Олдувай, выделяемого внутри хрона Матуяма, а вышележащие нормально намагниченные – к более поздним этапам хрона Матуяма.

Образования, вскрытые в рассмотренных выше обнажениях (*Меграшат, Джрадзор*) признаны нами возрастными аналогами образований, вскрытых *Карахачским карьером* в Лорийской впадине (Трифонов и др., 2017). Обоснование одновозрастности осадочных образований следующее:

- Установлено, что разрезы обнажений Джрадзор, Меграшат и Карахачского карьера залегают выше трахиандезибазальтов с К-Аг возрастом 2.3–2.0 млн лет (Трифонов и др., 2017).
- Для всех трех разрезов отмечены аналогичные палеомагнитные характеристики нормально намагниченные нижние части разрезов, обратно намагниченные – верхние части разрезов (Трифонов и др., 2017; Shalaeva et al., 2019).
- 3) Обнаружение в разрезах *Карахачского карьера* и *Джрадзора* раннепалеолитических орудий (Трифонов и др., 2017; Shalaeva et al., 2019).

Возраст пород *Карахачского карьера* был определен изотопными методами. Согласно исследованиям (Presnyakov et al., 2012; Trifonov et al., 2016) возраст туфа в нижней нормально намагниченной части разреза по SIMS U-Pb составил 1.947±0.045 млн лет. Возраст туфа в вышележащей обратно намагниченной части разреза по четырем образцам составил 1.750±0.02, 1.1799±0.044, 1.804±0.03 и 1.944±0.046 млн лет.

В верхах разрезов Джрадзор и Меграшат залегают игнимбриты Гюмри, возраст которого, согласно нашим определениям, составляет 0.65-0.7 млн лет (Шалаева и др., 2020).

Таким образом, возраст карахачской толщи составляет ~1.90–1.75 млн лет. Верхняя возрастная граница может быть моложе.



Рис. 2.8. Литолого-стратиграфические колонки обнажений Джрадзор и Меграшат. Карахачская толща. 1 – галечники, 2 – гравийно-галечный аллювий, 3 – пески, 4 – супеси, 5 – глины ленточные, 6 – игнимбриты, 7 – андезибазальты, 8 – местонахождения палеолитических артефактов. Полярность: 9 – прямая, 10 – обратная. Цифровая модель рельефа SRTM 1' (источник https://earthexplorer.usgs.gov/). На ЦМР: Д – Джрадзор, М – Меграшат.



Рис. 2.9. Обнажения района пос. Джрадзор. Карахачская толща. Аллювиально-пролювиальная карахачская толща перекрыта игнимбритами Гюмри. Фото автора.



Рис. 2.10. Обнажение Меграшат. Карахачская толща. (а) общий вид (слои 1-2 колонки на рис. 2.8), (б) гравийно-галечный аллювий (слой 1), (в) пески озерные, неслоистые (слой 2), (г) глины озерные, слоистые (слой 3), (д) глины озерные, ленточные (слой 5). Фото автора.

<u>Анийская свита</u>. Залегает стратиграфически выше карахачской толщи. В качестве стратотипа этой свиты можно рассматривать разрез скв. № 6, пробуренной в районе пос. Мармашен (рис. 2.12). Последовательность слоев, вскрытых этой скважиной, представлена следующим образом (сверху вниз) (Заикина и др., 1969₁):

- 1. Почва современная. Мощность 1.0 м.
- 2. Игнимбриты Гюмри. Мощность 3.5 м.
- 3. Пески и пеплы вулканические. Мощность 0.5 м.
- 4. Переслаивание галечников, гравелитов, песков, алевролитов и глин алевропесчанистых с горизонтом вулканического туфа (мощность 2 м). Мощность 23 м.
- 5. Глины сероватого и оливково-зеленоватого оттенков, содержащие остатки пресноводной фауны. Мощность 47.0 м.
- 6. Глины диатомовые. Мощность 27.0 м.
- 7. Песчано-гравийно-галечные образования. Мощность 3.0 м.
- Глины, хорошо отмученные, иногда алевритистые и песчанистые, сероватого и оливково-зеленоватого оттенков с пресноводной фауной. Мощность 37.0 м.
- 9. Песчано-гравийно-галечные отложения. Мощность 8 м.

Породы, отнесенные к анийской свите, содержат остатки раковин моллюсков Dreissena polymorpha Pall., D. Diluvia Aich., D. rostriformis Desh., Hydrobia ulvae Penn., H. Ventrosa Mant., H. sieversi Bog., Valvata piscinalis borealis Mibasch, Melanopsis sp., Pisidium sp. (Асланян, 1958).

Разрезы анийской свиты были исследованы автором в районах сел Капс, Вохджи и Айкаван-1 (рис. 2.12, 2.13, 2.14).

Самое северное и маломощное обнажение анийской свиты было обнаружено на северном борту Ширакской впадины, около поселка Капс.

Обнажение *Kanc* (N40°54'26.85" Е43°46'15.32"). Последовательность слоев, вскрытых в этом разрезе, представлена следующим образом (сверху вниз):

- 1. Игнимбриты Гюмри. Мощность 3.5 м.
- Песчано-галечные образования с тонкими прослоями алевритов. Мощность 5.4–5.6 м.

Песчано-галечный горизонт залегает выше трахиандезибазальтов с K-Ar возрастом 2.01±0.2 млн. лет и перекрыт игнимбритом Гюмри.

В слое 2 отобрано 10 образцов на палеомагнитные исследования. Два нижних образца показали обратную намагниченность, восемь верхних – прямую намагниченность.

Южнее обнажения Капс, рядом с храмовым комплексом Мармашен, на І НПТ р.



Рис. 2.11. Петрографические шлифы гальки из слоя 1 обнажения Меграшат. (6-1) Андезиты. Структура порфировая. Фенокристаллы представлены плагиоклазом и биотитом. Структура основной массы микрозернистая, состоит из микролитов плагиоклаза и равномерно рассеянного рудного компонента. (6-2) Туфопесчаники, (6-3) Радиоляриты. (6-4a) Андезиты, сильно измененные. Фенокристаллы представлены плагиоклазом и, вероятно, амфиболом, замещенным кварцем. Структура основной массы пилотакситовая, жилка кварца.

Ахурян (рис. 2.12, MP на врезке) обнажены андезибазальты с возрастом 2.25±10 млн лет (Shalaeva et al., 2019). Андезибазальты погружены к югу впадины, выше они перекрыты осадочными образованиями анийской и арапийской свит.

Наиболее крупное обнажение анийской свиты было изучено нами в районе пос. Вохджи. *Обнажение Вохджи* (N40°49'35.11" Е43°44'41.16"). Последовательность слоев, вскрытых в этом разрезе, представлена следующим образом (сверху вниз) (рис. 2.12, 2.13):

1. Игнимбриты Гюмри. Мощность 2 м.

2. Галечники. Мощность 3 м.

3. Пески бежевые, разнозернистые, прослои гальки. Мощность 5 м.

4. Глины серо-зеленые, оскольчатые, в нижней части слоя – прослои диатомовых глин. Мощность 19 м.

5. Глины светло-коричневые. В нижней части – остатки Dreissena. Мощность 4.5 м.

6. Глины серо-зеленые, неслоистые, оскольчатые, прослой вулканического пепла. В кровле – скопление Dreissena, 20 см. Мощность 4 м.

7. Диатомиты глинистые, в центральной части – прослой глины. Два прослоя вулканических пеплов. Верхняя часть слоя (до 1.7 м) интенсивно деформирована внутрислоевыми оползневыми процессами. Мощность 2.7 м.

8. Глины серо-зеленые, неслоистые, текстура скорлуповатая. В центральной части – прослой с Dreissena. Мощность 4 м.

9. Диатомиты глинистые светло-коричневые, 3 прослоя вулканического пепла 1-2 см. Остатки Dreissena. Мощность 0.9 м.

10. Глины серо-зеленые, неслоистые, в центральной части – прослой интенсивно ожелезненного песка. Мощность 3м.

11. Глины сизые, неслоистые. Мощность 0.7 м.

12. Глины серо-зеленые, включения вулканического шлака и обломки Dreissena. В центральной части – три прослоя вулканического пепла мощностью до 2-3 см, прослой песков 0.2 м. Мощность 4.7 м.

13. Глины серые, неслоистые. Мощность 0.4 м.

16. Глины серо-зеленые, неслоистые, 2 прослоя сильнокарбонатных глин, в центральной части и в кровле – прослои интенсивно ожелезненного песка. Мощность 0.7 м.

В разрезе было отобрано 77 палеомагнитных образцов. Результаты палеомагнитных исследований позволили выделить 2 интервала прямой и 2 интервала обратной намагниченности.

Малакофауна представлена в основном вымершими пресноводными видами, за исключением Valvata cf. piscinalis (Muller, 1774) и некоторых видов двустворчатых

моллюсков семейства Euglesidae, которые до сих пор существуют (определения П.Д. Фролова, ГИН РАН).

В разрезе нами было отобрано 26 спорово-пыльцевых образцов, на основании которых А.Н. Симаковой было выделено 4 палинозоны. В нижней глинистой части разреза установлены две палинозоны: І в интервале 52–55 м (слои 13–12) и ІІ в интервале 42–53 м (верхняя часть слоя 12 – слой 8) (рис. 2.12). В их спектрах содержится значительное количество пыльцы травянистой растительности (до 70%). В палинозоне І древесная растительность представлена зернами пыльцы *Pinus, Picea, Tsuga canadensis*, единично – *Pterocarya, Betula*. Среди зерен травянистой растительности преобладают зерна пыльцы Сhenopodiaceae, Poaceae, Asteraceae. Такой состав спектров указывает на доминирование лесостепных фитоценозов в условиях относительно прохладного и сухого климата.

В спектрах палинозоны 2 возрастает количество пыльцы Chenopodiaceae, Asteraceae, *Ephedra*. Разнообразен состав хвойных пород деревьев – *Taxodium, Podocarpus, Tsuga canadensis, Tsuga sieboldii, Tsuga aculeate, Tsuga diversifolia, Abies, Picea, Pinus,* широколиственных пород деревьев – *Acer, Castenea, Carya,* Juglandaceae, Moraceae, *Carpinus,* Fagaceae, *Tilia, Ulmus, Liquidambar, Myrica, Quercus.* Состав пыльцы свидетельствует о том, что преобладала лесостепная и степная растительность, произраставшая в относительно теплом умеренном климате.

В верхней части разреза выделены две палинозоны: III в интервале 17–23 м (слои 7 – нижняя половина слоя 4) и IV в интервале 15–16 м (слой 4) (рис. 2.12). В спектрах палинозоны III возрастает количество пыльцы сосен, исчезает пыльца *Carya, Pterocarya, Liquidambar*. Лиственные породы деревьев представлены пыльцой *Castenea, Betula, Ulmus, Quercus*. Сокращается количество пыльцы Chenopodiaceae, *Ephedra*. Это время расширения ареалов хвойных лесов (сосновых и елово-тсуговых). Климатическая обстановка становится более влажной и прохладной по сравнению с палинозоной II. Спектр палинозоны IV отличается резким увеличением пыльцы травянистой растительности – Chenopodiaceae, Asteraceae, что указывает на усилившуюся аридизацию климата.

Присутствие в спектрах значительного количества экзотов (Tsuga, Podocarpus, Cedrus, Abies alba, Taxus, Liquidambar, Altingia, Castenea, Carya) указывает на относительно древний возраст озерных толщ разреза Вохджи. Согласно палинологическим данным, на территории Ширакской впадины доминировали лесостепные и степные ландшафты. На основании палиноспекторв разреза Вохджи установлена следующая последовательность климатических вариаций на территории Ширакской впадины: прохладный и сухой климат (палинозона I) – теплый и сухой климат (палинозона II), прохладный и влажный климат (палинозона III) и прохладный и сухой климат (палинозона IV).



Рис. 2.12. Литолого-стратиграфические колонки свк. № 6 Мармашен, обнажений Капс, Вохджи и Айкванан-1. Анийская свита. 1 – песчаногравийно-галечные образования, 2 – пески, 3 – супеси, 4 – алевриты, 5 – глины, 6 – диатомиты, 7 – вулканические породы среднего состава нерасчлененные, 8 – трахиандезибазальты, 9 – игнимбриты, 10 – прослои пеплов, 11 – палеопочвы, 12 – карбонатизация, 13 – обильные включения малакофауны, 14 – сейсмиты. Полярность: 15 – прямая, 16 – обратная. ПЗ – палинозоны, № ПМ - № образов для палеомагнитных исследований. Цифровая модель рельефа SRTM 1' (источник <u>https://earthexplorer.usgs.gov/</u>). На ЦМР: А1-Айкаван I, В – Вохджи, К – Капс, МР – Мармашен, 6 – скв.6.,



Расположение обн. Капс, Вохджи, Айкаван и скв. Мармашен в Ширакской впадине

0

КМ

15

Растительность палинозоны II соответствуют теплой эпохе, вероятно, позднему апшерону (гурию).

Обнажение Айкаван-1 (N40°48.845' E43°44.808') (рис. 2.12, 2.14). Последовательность слоев анийской свиты, вскрытых в этом разрезе, представлена следующим образом (сверху вниз):

- 1. Обломки игнимбритов Гюмри. Мощность 0.2-1 м.
- Супеси светло-коричневые, неслоистые. В основании слоя редкие включения гальки и гравия. Горизонт палеопочвы. Обильные карбонатные корки. Мощность 3 м.
- Галечно-гравийные образования, матрикс песчаный, светло-коричневый или сероватый. Галька 1.5–2 см. Мощность 2 м.
- Супеси светло-коричневые, неслоистые, с повышением глинистости вверх по слою.
 Горизонт палеопочвы. Мощность 0.8–2 м.
- 5. Галечно-гравийные образования, матрикс песчаный, светло-коричневый. Нижняя часть слоя сильно ожелезненная. Галька имеет размер 1.5–2 см. Мощность 0.5 м.
- 6. Супеси светло-коричневые, неслоистые. Горизонт палеопочвы. Мощность 1.2 м.
- Галечно-гравийные образования, градационная слоистость вверх по слою. Размер галек до 5 см. Мощность 0.5 м.
- Супеси светло-коричневые, неслоистые, обильные карбонатные корки. Единичные включения гравия. Мощность 1.35 м.
- Галечно-гравийно-песчаные образования, горизонтально-слоистые. В средней части слоя – линзы тонкозернистых песков косослоистых и гравия с обломками Dreissena. Мощность 2 м.
- 10. Глины темно-коричневые. В верхней части слоя прослой песков коричневых с ожелезнением, разнозернистых, с единичными включениями гальки (0.2 м) и линзами зеленоватых глин, а также прослой суглинка серо-зеленого (0.2 м). В центральной части тонкие прослойки розовых глин и линзы супеси. На границе с нижележащим слоем прослой пепла 5–7 см. Мощность 5 м.
- 11. Глины серо-зеленые, редкие пятна ожелезнения. Мощность 0.7 м.
- Пески серо-коричневые, мелкозернистые, редкие пятна ожелезнения. Мощность 0.5 м.
- 13. Галечно-гравийные образования косослоистые. Мощность 0.9 м.
- 14. Суглинки бежевые, неслоистые, прослои ожелезнения, в кровле прослой интенсивно ожелезненных песков. Мощность 1 м.
- 15. Пески бежевые, крупнозернистые, единичные включения гравия. Мощность 0.4 м.

- Галечно-гравийно-песчаные образования. В верхней части прослой глин (0.25 м), в нижней части слоя – прослой супеси (0.3 м). Мощность 2.25 м.
- 17. Пески бежевые, крупнозернистые, единичные включения гальки 2–3 см, в центральной части слоя прослой супеси. Мощность 0.6 м.
- Галечно-гравийные образования, зеленоватого цвета, ожелезнение. Галька 1–2 см. Мощность 0.4 м.
- Пески бежевые, неслоистые, единичные включения гравия, пятна ожелезнения. В верхней части – прослой супесей. Мощность 1.1 м.
- Сравийно-галечные образования, в верхней части слоя косослоистые. Мощность 0.9 м.
- 21. Супеси серо-коричневые, неслоистые. Мощность 0.7 м.
- 22. Гравийно-галечные образования, горизонтально-слоистые, галька 2 см. Мощность 0.4 м.
- 23. Глины бежевые. Мощность 0.25 м.
- Пески темно-бежевые, мелкозернистые, алевритистые, в основании тонкослоистые.
 Мощность 3.2 м.
- Глины светлокоричневые, неслоистые, редкие пятна ожелезнения и марганцевые налеты. Мощность 1.35 м.
- 26. Глины серо-голубые, неслоистые. Мощность 2.8 м.
- 27. Глины серо-зеленые, неслоистые, прослойки ожелезнения до 5 см. Текстура тонкоплитчатая или скорлуповатая. Обломки Dreissena, в верхней части прослои ракушечников (обломки Dreissena). Мощность 5.3 м.

Из разреза отобрано 39 образцов для палеомагнитных исследований. Образцы №№ 140–164 показали нормальную намагниченность, №165 – обратную, №№ 166–169 – прямую, 170–172 – обратную, № 173 – прямую, №№174–178 – обратную.

В глинах разреза (слои 25–27) А.Н. Симаковой (ГИН РАН) были выделены две палинозоны (Shalaeva et al., 2019). Палинозона IA охватывает серо-зеленые глины и нижнюю часть серо-голубых глин. Палинозона IIA охватывает вышележащие светло-коричневые глины. Верхняя часть разреза Айкаван содержит лишь единичные зерна травянистых растений.

От 20 до 50% пыльцы в спектре палинозоны IA – это древесная растительность: Tsuga canadensis, T. sieboldii, T. diversifolia, T. minima, Pinus, Picea, и единичные зерна Abies, Cedrus, Carya, Liquidambar, Carpinus, Tilia, Betula. В составе травянистой растительности доминирует пыльца Chenopodiaceae, Poaceae и Asteraceae. Кроме того, представлены споры Sphagnum, Polypodiaceae и Riccia. Спектр свидетельствует о преобладании лесостепных фитоценозов умеренного климата. Спектр палинозоны 1А схож со спектром палинозоны I разреза Вохджи.

В палинозоне IIA возрастает количество пыльцы травянистой растительности и мелких кустарников Chenopodiaceae, Asteraceae и Ephedra. Доля степной растительности в целом возрастает, при этом, доля *Picea, Pinus* и *Tsuga* падает, а *Cedrus, Abies, Podocarpus* и *Carya* исчезают. Древесные виды растительности представлены зернами Ilex, Acer, Moraceae, Fagaceae, Loniceara, Salix и Quercus. Споры пресноводных водорослей Cosmarium и Sphagnum являются индикаторами заболоченных территорий. Спектр палинозоны IIA схож со спектром палинозон II и IV разреза Вохджи и спектром, установленным в разрезе скважины Мармашен в интервале глубин 30-50 м (Заикина и др., 1969).

В нижней части разреза обнаружены ископаемые диатомовые водоросли рода *Epithemia sp., aff. Cyclotella sp.*, в меньшем количестве *Amphora sp., Cocconeis sp., Surirella sp.*, и редко *Cyclotella scrobiculus Alesch. et Pirum*. Пресноводный комплекс диатомовых свидетельствует об условиях прибрежной части водоема, слабозаросшей макрофитами и высшей водной растительностью.

В западной, турецкой, части Ширакской впадины к анийской свите на основании находок малакофауны (определения П.Д. Фролова, ГИН РАН) отнесены аллювиальные образования верхней части обнажения Демиркент (Trifonov et al., 2020). Кроме того, свита представлена в двух небольших обнажениях, перекрытых более молодыми продуктами вулканической активности:

Обнажение *Ерликавак (N40°49' 07.56'' Е43°35' 13.43'')*. Последовательность слоев, вскрытых в этом разрезе, представлена следующим образом (сверху вниз):

- 1. Андезиты. Мощность 20 м.
- 2. Туфопесчаники. Мощность 1.6 м.
- 3. Глины серо-зеленые, 2 прослоя диатомитов (0.7-0.9 м). Мощность 4 м.

Образования разреза имеют обратную намагниченность.

Обнажение Шахналар (N40°44.258' E43°31.290'). Последовательность слоев, вскрытых в этом разрезе, представлена следующим образом (сверху вниз):

- 1. Андезибазальты. Мощность 2 м.
- 2. Суглинки черные. Мощность 0.2-0.4 м;
- 3. Глинистые диатомиты. Мощность 0.5 м;
- 4. Глины серые. Мощность 0.3 м.

Слои 2 и 3 показали нормальную намагниченность.



Рис. 2.13. Обнажение Вохджи, анийская свита. (а) – общий вид (слой 4, колонка на рис. 2.12), (б) – глины серые и зеленые с прослоями песчаников (слои 12-13), (в) – глины оскольчатые с прослоем песчаника (слой 8), (г) – сейсмодислокация с образованием кластичекой дайки (слои 7-8, горизонтальное залегание алевритов нарушено, слой алевритов смещен по более плотному слою оскольчатых глин).



Рис. 2.14. Обнажение Айкаван-1. Анийская свита. (а) – общий вид (низы - слои 27, 26, колонка на рис. 2.12), (б) – глины оскольчатые с обильным включением обломкамков Dreissena deluvii (слой 27), (в) – пески, песчаники начальной стадии литификации, глины коричневые (слои 23-25), (г) – прослой вулканического пепла (слои 10-11).

По определениям П.Д. Фролова (ГИН РАН) малакофауна разреза Вохджи содержит в основном вымершие виды, характерные для позднего калабрия – раннего среднего плейстоцена. Полученные палиноспектры сходны со спектрами, характерными для апшеронского регигоризонта Каспийской области (Филиппова, 1997) и гурийскораннечаудинскими спектрами, характерными для территории Грузии (Shatilova et al., 2011). Палиноспектр палинозоны II разреза Айкаван соответствует теплому климату позднего апшерона – гурия, т.е. концу калабрия. Таким образом, результаты палинологических исследований не противоречат установленному по малакофауне возрасту накопления горизонтов свиты.

С учетом палеонтологических данных, интервалы прямой намагниченности в нижней части разрезов Вохджи и Айкаван могут быть отнесены к субхронам Cobb Mountain (1.208-1.187 млн лет) и Jaramillo (1.071-0.990), а интервалы обратной намагниченности – к хрону Матуяма. Верхняя нормально намагниченная часть разреза Вохджии может быть отнесена к низам хрона Брюнес.

Таким образом, возраст анийской свиты ~1.2–0.75 млн лет. Нижняя граница свиты может быть древнее, верхняя граница палеонтологически подтверждена нижней границей вышележащей арапийской свиты.

Неоплейстоценовый ярус (Q_N).

<u>Арапийская свита</u>. Стратотип арапийской свиты обнажен на дневной поверхности в районе пос. Арапи (*N40°46.443' Е43°48.369'*). Видимая мощность свиты 75 м. На рис. 2.16 приведен разрез свиты по А.К. Агаджаняну и Г.У. Мелик-Адамяну (1985).

В центральной части впадины свита представлена несколькими обнажениями в районе пос. Айкаван, Лусахпюр, аэропорта г. Гюмри и пос. Айкадзор, в западной - Чамушлу (рис. 2.15, 2.16, 2.17).

Обнажение Айкаван-2 (N40°48.604' E43°45.145'). В обнажении экспонированы преимущественно озерные осадочные образования. Последовательность слоев, вскрытых в этом обнажении, представлена следующим образом (сверху вниз):

- 1. Гравийно-галечные образования косослоистые. Мощность 0.4 м.
- Чередование прослоев алевритов и песков мелкозернистых, серых. Мощность 0.7 м.
- 3. Галечно-гравийные образования, косослоистые, галька 2–3 см. Мощность 0.4 м.
- Чередование прослоев бежевых или светло-серых мелкозернистых песков и алевритов. В 1.2 м над основанием слоя – сейсмиты. Мощность 7.5 м.

- Пески мелкозернистые, неслоистые, в верхней части прослой вулканических пеплов. Мощность 1.2 м.
- 6. Галечно-гравийные образования. Мощность 0.4 м.
- 7. Супеси, в верхней части прослой пеплов. Мощность 5 м.

Из фрагмента разреза арапийской свиты, вскрытом в этом обнажении, нами было отобрано 15 образцов для палеомагнитных исследований. Все образцы показали нормальную намагниченность.



Рис. 2.15. Обнажение Гюмри. Арапийская свита. (а) Обн. Гюмри. (б) Сейсмиты в обн. Гюмри, слои 5-6 (колонка на рис. 2.15). мелкогалечно-песчано-гравийная толща была интрудирована в вышележащие слабосцементированные алевриты в результате сейсмического события.

Обнажение *Гюмри* (N40°44.939' E43°50.282'). В стенке карьера вскрыты преимущественно аллювиальные горизонты, и только в основании вскрыты озерные образования небольшой видимой мощности. Последовательность слоев арапийской свиты, вскрытых здесь, представлена следующим образом (сверху вниз):

- 1. Суглинки. Мощность 1 м
- 2. Игнимбриты Гюмри. Мощность 0.7–1.5 м.

- Гравийно-песчаные образования, в нижней части слоя галечно-гравийные, неяснослоистые. Мощность 0.4–0.5 м.
- 4. Галечно-гравийные образования, косослоистые, в правой части обнажения замещены супесью (предп., палеопочва). Мощность 2.2 м.
- 5. Супеси светло-коричневые, белесоватые. Мощность 1.5–2.5 м.
- Галечно-гравийные образования, косослоистые, прослои песка. В кровле сейсмиты (рис. 2.15). Мощность 0.8–1.8 м.
- 7. Алевриты. Мощность 0.4 м.
- 8. Гравийно-песчаные образования. Мощность 0.2-0.4 м.
- 9. Супеси. Мощность 1.2 м.
- 10. Глины темно-зеленые, видимая мощность 0.5 м.

Из фрагмента разреза арапийской свиты отобрано 7 образцов на палеомагнитные исследования. Все образцы показали нормальную намагниченность.

Ранее, образования этого же возраста были изучены Г.Ю. Мелик-Адамяном (1994) в карьере, расположенном юго-восточнее (в районе аэропорта Гюмри). В песчаных горизонтах карьера, непосредственно под и над игнимбритом Гюмри, им были найдены костные остатки мелких млекопитающих. Палеонтологические остатки этого же возраста были обнаружена в южной части г. Гюмри (Казачий пост) (Агаджанян и Мелик-Адамян, 1985).

Обнажение Лусахпюр (N40°38.637' E43°44.507'). В обнажении вскрыт фрагмент толщи, представленной озерными образованиями, разреза которые перекрыты игнимбритами Гюмри. Слои на всю видимую мощность осложнены надвигом, по которому Кровля игнимбритами надвинуты на автохтон. автохтона сложена Гюмри. Последовательность слоев, вскрытых в этом обнажении (в аллохтоне), представлена следующим образом (сверху вниз):

- 1. Игнимбриты Гюмри. Мощность 1 м.
- 2. Глины сизые. Мощность 1 м.

3. Алевриты светло-серые, тонкослоистые. В центральной части сильно ожелезнены.

Мощность 3.7 м.

4. Диатомиты, в центре слоя – прослой вулканических пеплов. Мощность 4 м.

5. Глинистые диатомиты. Видимая мощность 4 м.

Из фрагмента разреза арапийской свиты, вскрытого в этом обнажении, нами отобрано 16 образцов на палеомагнитные исследования, которые показали нормальную намагниченность.



65

70



Расположение обн. Айкаван-2, Гюмри, Лусахпюр, Айкадзор, Чамушлу и скв. 2 Арапи в Ширакской впадине

Чамушлу. Арапийская свита. 1 – галечники, 2 – песчано-гравийно-галечные образования, 3 – песчано-гравийные образования, 4 – пески, 5 – супеси, 6 – алевриты, 7 – глины, 8 – диатомиты, 9 – глинистые диатомиты, 10 – песчаники, 11 – травертины, 12 – игнимбриты, 13 – прослои пепла вулканического, 14 – палеопочвы, 15 – карбонатизация, 16 – малакофауна, 17 – сейсмиты. Полярность: 18 – прямая полярность. №ПМ – номера образиов для палеомагнитного исследования. Цифровая модель рельефа SRTM 1' (источник <u>https://earthexplorer.usgs.gov/</u>). На ЦМР: А2-Айкаван, Айк – Айкадзор, Г – Гюмри, Лус – Лусахпюр, Чам – Чамушлу.



0 M

Рис. 2.17. Обнажение Айкаван. Арапийская свита.

(а) и (б) Косослоистые дельтовые пески, перекрытые горизонатальнослоистыми озерными песками. На фото (б) –текстура оползания в песках. (в) Сейсмиты – мелкозернистые пески были интрудированы в аналогичные вышележащие более обводненные пески в результате сейсмического события. (г) Волнисто-косая слоистость в мелкозернистых озерных песках.

0м+

Обнажение Айкадзор (N40°32.267' E43°39.335'). В обнажении вскрыт фрагмент разреза толщи, представленной озерными образованиями, перекрытыми травертинами. Последовательность слоев, вскрытых в этом обнажении, представлена следующим образом (сверху вниз):

- 1. Травертины серо-бежевые, массивные. Мощность 2 м.
- Пески светло-бежевые, мелкозернистые, пылеватые, неяснослоистые. В основании слоя незначительное количество обломков Dreissena и марганцевых конкреций. Мощность 1.5 м.
- Пески темно-серые, тонкозернистые, пылеватые, тонкослоистые, локально линзы косослоистых песков и скопления обломков Dreissena. В верхней части – интенсивно ожелезненный прослой 4 см, выше скопление обломков Dreissena 0.2–0.4 м. Мощность 1 м.
- Алевриты белесоватые, известковистые, неслоистые, небольшие пятна ожелезнения. Мощность 0.9 м.
- Пески мелкозернистые, чередование тонких серых и светло-серых прослойков. В основании слоя – обломки Dreissena, в верхней части – текстуры биотурбации. Мощность 0.55 м.
- 6. Диатомиты глинистые, серые, текстура блоковая. Мощность 0.20 м.
- Алевриты глинистые, серые, серо-желтые или серо-зеленоватые, неслоистые. У подошвы и кровли – интенсивно ожелезнены. Мощность 0.4 м.
- Пески светло-серые, мелкозернистые, алевритистые, пятна ожелезнения. Единично

 включения гравия, обломки раковин Dreissena, марганцевые конкреции. В
 верхней части слоя прослой интенсивно ожелезненный, в центральной части –
 линзы/скопления обломков Dreissena. В основании прослой обломков Dreissena.

 Мощность 1.85 м.
- Диатомит белесоватый, глинистый, тонкоплитчатый. Мелкие марганцевые конкреции. В центре – линза/скопление обломков Dreissena (15 см). Мощность 2.2 м.
- Глины сильно известковистые, текстура скорлуповатая или тонкоплитчатая, тонкие прослои интенсивного ожелезнения, в основании – прослой песка (0.05 м) интенсивно ожелезненного. Мощность 0.9 м
- Алевриты светло-серые, неслоистые. Четыре прослоя-скопления обломков Dreissena 2–5 см. В центральной части – прослой бурых глин, интенсивно ожелезненных, 10 см. Мощность 1.1 м.
- 12. Песчаники. Видимая мощность 0.5 м.

Из фрагмента разреза арапийской свиты, вскрытого в этом обнажении, отобрано 20 образцов на палеомагнитные исследования. Все образцы показали нормальную намагниченность.

Из этого же фрагмента разреза отобрано 5 образцов для определения диатомовых водорослей. Все определения выполнены Г.В. Ковалевой (ИАЗ ЮНЦ РАН). Во всех образцах присутствуют *Epithemia sp., Navicula sp., Cymbella sp.* В слоях 11 и 8 были обнаружены *Cymatopleura solea., C. elliptica u Gomphonema sp., Cyclostephanos sp.* и единично – *Cocconeis placentula, Melosira sp., Pennularia sp., Hantzschia sp.* В слое 8 были обнаружены *Nitzscha sp., Opephora sp., Diploneis sp., Amphora sp., Cyclotella sp.* Солоноватоводные формы *Thalassiosira sp., Gyrosigma sp.* и *Campylodiscus sp.* были определены в верхней части слоя 8. В целом образцы слоя 8 имеют худшую сохранность. С учетом того, что большая часть диатомовых представлена пресноводными видами, а солоноватоводные встречаются только в верхних образцах совместно с пресноводными, можно предполагать, что бассейн был пресноводным. По мнению Г.В. Ковалевой, обилие бентосных и эпифитных форм диатомовых свидетельствует о том, что комплекс диатомовых развивался в прибрежных условиях, на мелководье, заросшем макрофитами и высшей водной растительностью (Shalaeva et al., 2019).

В верхней части разреза Айкадзор также были обнаружены зубы мелких млекопитающих. В соответствии с определениями А.С. Тесакова (ГИН РАН), здесь найдены *Mimomys intermedius* Newton (38 экземпляров), *Microtus (Terricola) cf. majori Thomas, Sorex sp., Neomys sp.,* лемминг Lagurini (Shalaeva et al., 2019).

В западной части впадины наиболее полный разрез арапийской свиты представлен в районе пос. *Чамушлу (N40°44.600' E43°33.351')*. Здесь осадочные образования свиты прилегают к плиоцен-нижнеплейстоценовым андезитам видимой мощностью ~60 м. Последовательность слоев, вскрытых в обнажении Чамушлу, представлена следующим образом (сверху вниз):

- 1. Алевриты с линзами песка и гравия. Мощность 20 м.
- 2. Галечник, линзы песка, найдены ашельские орудия. Мощность 1.5 м.
- 3. Песчаник мелкозернистый и алеврит. Мощность 4 м.
- 4. Песчаник мелкозернистый и алеврит, тонкослоистый, линзы гравия, прослои диатомовых глин. Мощность 8 м.

В слое 1 была найдена малакофауна (определения П.Д. Фролова, ГИН РАН): Falsipyrgula cf. sieversi, cf. Pseudamnicola sp., Valvata spp., Radix sp., Planorbis sp., Gyraulus sp., Armiger sp., Pupilla sp., Pisidiidae, Euglesidae, and Dreissena cf. Diluvia (Trifonov et al., 2020). В слое 2 были обнаружены археологические артефакты (определения Е.В. Беляевой, ИМК РАН): андезито-дацитовый скребок ($12.1 \times 8.9 \times 3.8$ см), два кремневых отщепа ($7 \times 5.7 \times 2.2$ см), андезито-дацитовые отщеп ($8.5 \times 11.3 \times 2.5$ см), рубило ($13.3 \times 9.9 \times 4.4$ см) и пик ($12.0 \times 10.0 \times 6.9$ см) (Trifonov et al., 2020).

Из разреза отобрано 23 образца для палеомагнитных исследований: 19 образцов показали нормальную намагниченность, 4 – обратную.

Маломощные выходы арапийской свиты также представлены выходами диатомитов и глинистых пород вблизи пос. Чамушлу (N40°44.177' E43°31.274') и пос. Демиркент (N40°42.918' E43°37.465') (Trifonov et al., 2020).

Фрагмент разреза, вскрытый в обнажении Каякёпрю (N40°43.082' E43°37.051'), также отнесен к арапийской свите (Trifonov et al., 2020). Последовательность слоев, вскрытых в этом обнажении, представлена следующим образом (сверху вниз):

- 1. Андезиты.
- 2. Аргиллиты красные. Мощность 0.5 м.
- 3. Лапилли. Мощность 4 м.
- 4. Песчаники слоистые. Мощность 2 м.
- 5. Туфопесчаники. Мощность 11 м.

По определениям П.Д. Фролова и А.С. Тесакова (ГИН РАН) палеонтологические остатки млекопитающих и малакофауны в обнажениях восточной части впадины – неоплейстоценовые, не моложе 0.6 млн лет (Shalaeva et al., 2019). Палеонтологические исследования Г.У. Мелика-Адамяна (1994) подтверждают наличие фауны мелких млекопитающих этого возраста в горизонтах под и непосредственно над игнимбритом Гюмри. Арапийская свита во всех разрезах имеет прямую намагниченность, т.е. может быть отнесена к хрону Брюнес. Игнимбрит Гюмри с возрастом 0.65-0.70 млн лет (Шалаева и др., 2020) перекрывает свиту в большинстве изученных обнажений. Совокупность вышеприведенных сведений позволяет сделать вывод о том, что возраст арапийской свиты – 0.78–0.6 млн лет.



Результаты пересмотра Рис. 2.18. возраста четвертичных озернообразований аллювиальных Ширакской впадины. 1 – морские 2 акчагыльские толщи, трахиандезибазальты, залегающие в основании четвертичных озернообразований аллювиальных Ширакской впадины. Красный контур – пересмотр возраста свит: 3 – карахачская толща (выделена отдельно), 4 – анийская свита, 5 – арапийская свита.

Таким образом, по результатам исследований 2015–2018 гг было существенно уточнено стратиграфическое расчленение и возраст верхнеплиоценовых – четвертичных образований Ширакской впадины. Впервые обнаружен выход морских толщ на югозападном борту впадины, они имеют позднеплиоценовый возраст и могут быть сопоставлены с низами разреза акчагыльского региояруса (Trifonov et al., 2020; Simakova et al., 2021). Для трахиандезибазальтов, залегающих в основании четвертичной озерноаллювиальной толщи, нами был определен возраст К-Аг методом – 2.1±0.2 и 2.25±0.10 млн

лет (Shalaeva et al., 2019). Впервые на основании комплекса методов (изотопногеохронологический, палеомагнитный, палеонтологический) установлен абсолютный возраст озерно-аллювиально-проллювиальной карахачской толщи – 1.9–1.75 млн лет, а также пересмотрен возраст озерно-аллювиальных анийской и арапийской свит. Если ранее анийская свита была отнесена к нижнему неоплейстоцену, а арапийская – к среднему неоплейстоцену (Саядян, 2009), то по результатам наших исследований свиты имеют более древний возраст. Анийская свита отнесена к верхнему эоплейстоцену (~1.2–0.78 млн лет), арапийская свита – к началу нижнего неоплейстоцена (0.78–0.6 млн лет) (Shalaeva et al., 2019) (рис. 2.18).

2.3. Игнимбриты Гюмри

В ходе полевых работ 2015 г. автором настоящей диссертации были изучены площадь распространения и стратиграфическое положение игнимбритов Гюмри, отобраны образцы игнимбритов для изотопного датирования, изучения шлифов и геохимических особенностей этих пород. Результаты исследований изложены в (Шалаева и др., 2020).

Стратиграфическое положение и площадь распространения игнимбритов. Как было сказано ранее, игнимбриты Гюмри перекрывают плейстоценовые озерноаллювиальные карахачскую толщу, а также анийскую и арапийскую свиты Ширакской впадины.

Площадь выхода игнимбритов на дневную поверхность показана на рисунке 2.19. Установлено, что северным пределом распространения этих пирокластических образований служат северный склон Ширакского хребта, верховья р. Памбак и южный склон Базумского хребта, который стал естественным барьером для проникновения раскаленного пирокластического потока далее на север. В долине р. Памбак игнимбриты обнажены на её левом берегу (т. 1-3 на рис. 2.19) в районе сел Гегасар, Нор-Хачакап и Сараарт. Е.Е. Милановский (1968) отмечал, что подобные породы вскрыты скважиной ниже по течению р. Памбак в Ванадзорской впадине, но данные об их возрасте и составе им не приведены. Можно предполагать, что восточнее с. Нор-Хачакап игнимбриты отсутствуют.

Наиболее южные выходы игнимбритов обнаружены нами вблизи пос. Лусахпюр (т. 4). Западным ограничением площади их распространения фактически является правобережье р. Ахурян. В работе (Gevorgyan et al. 2018) показано, что игнимбриты залегают узкой полосой вдоль правого берега реки. Автором настоящей диссертации был выявлен только один маломощный их выход на правом берегу Ахуряна – между селами



Рис. 2.19. Площадь распространения игнимбритов Гюмри. Точки выхода игнимбритов на поверхность (цифры в кружках): 1 – пос. Гегасар, 2 – Сараарт, 3 – Нор-Хачакап, 4 – пос. Лусахпюр, 5 – пос. Вохджи и Айкаван, 7 – Капс, 8 – Джрадзор, 9 – Ваграмберд. Точки вскрытия игнимбритов в скважинах: 6 – Шамирамское плато, 10 – Мармашен. Условные обозначения: 1 – минимальная площадь игнимбритов Гюмри, 2 – четвертичные осадочные образования, не перекрытые игнимбритами, 3 – вулканы или вулканические массивы, 4 – направление движения пирокластического потока Гюмри, 5 – точки изучения игнимбритов, 6 – точки отбора образцов игнибритов и лав влк. Арагац (лавы влк. Арагац любезно предоставлены И.В. Чернышевым, ИГЕМ РАН). На врезке – положение района работ. Цифровая модель рельефа SRTM 1' (источник https://earthexplorer.usgs.gov/).


Рис. 2.20. Петрографические шлифы игнимбритов Гюмри и привершинных лав влк. Арагац. Игнимбриты Гюмри (трахтдацитовый состав): (а) обр. 317H, (б) обр. 317B, (в) обр. 317H – примеры псевдофлюидальной структуры стекла. Образцы привершинных лав влк. Арагац: (г) – 7A, трахидациты, (д) – 11A, трахидациты.

Вохджи и Айкаван (т. 5). Полевые исследования 2017 г в западной части Ширакской впадины в Турции подтвердили отсутствие там игнимбритов Гюмри.

Северо-восточным ограничением области распространения игнимбритов, повидимому, являются упомянутые верховья р. Памбак и западные отроги Памбакского хребта.

Согласно нормативному документу IAEA-TECDOC-1795 (2016) на южном склоне вулкана Арагац локально обнажены Ереванские туфы (одно из устаревших названий для пирокластических образований Арагаца), залегающие стратиграфически ниже вулкана Теринкатар. Кроме того, указано, что Ереванские туфы вскрыты бурением, а также обнаружены вблизи вершин нескольких моногенных вулканов на Шамирамском плато (т. 6). В работе (Gevorgyan et al., 2018) Ереванские туфы отнесены к игнимбритам Гюмри и Шамирам-Бюрокан. Площадь распространения и мощности этих игнимбритов на южном склоне вулкана Арагац остаются не выясненными.

Таким образом, наибольшие по площади выходы игнимбритов Гюмри расположены к северо-западу и северу от вулкана Арагац, в пределах Ширакской впадины. Локально игнимбриты покрывают участки Ширакского хребта и склоны вулкана Арагац. Минимальная площадь распространения игнимбритов составляет 250 км².

Почти повсеместно игнимбриты Гюмри имеют субгоризонтальное залегание. Однако, в районе с. Лусахпюр (т. 4) залегание игнимбритов и нижележащих озерных образований арапийской свиты нарушены Ахурянским разломом (см. гл. 4).

На северной периферии своего распространения мощность игнимбритов изменяется от 2–4 м в районе с. Джрадзор и Капс (точки 7, 8) до 5–10 м в долине р. Памбак (т. 1-3). Южнее, ниже плотины на р. Ахурян, в районе с. Ваграмберд (т. 9) мощность игнимбритов локально возрастает до 20–30 м. На западе, около сел Вохджи и Айкаван (т. 5), мощность толщи не превышает 1–1.5 м, а в скважине в районе с. Мармашен (т. 10) составляет 4.5 м (Заикина и др., 1969). Южнее г. Гюмри мощность игнимбритов не превышает 1–2 м. Таким образом, средняя мощность пирокластических образований может быть принята равной 4–5 м, а ее локальное увеличение, по-видимому, связано с заполнением эрозионных форм рельефа, существовавших во впадине на момент извержения.

Макроскопическое изучение внутреннего строения толщи игнимбритов не обнаружило каких-либо следов перерыва или закалки, что свидетельствует в пользу их формирования в результате одноактного события (извержения). Подобные маломощные игнимбриты с учетом высокого содержания витрокластики относят к типу "L.A.R.I." (low aspect ratio ignimbrites) (Джарбашян и др., 2012). Они формируются потоками с высокими

скоростями движения, имеют маломощное, но значительное по площади распространение (Sparks, Waler, 1977; Walker, 1983).

С учетом средней мощности игнимбритов 4–5 м и площади распространения к северу и северо-западу от вулкана Арагац равной 250 км², минимальный объем выброшенного материала без учета флюидно-газовой составляющей можно оценить в 1.24 км³, что соответствует индексу эксплозивности (VEI) 5.

Петрографическая и геохимическая характеристика игнимбритов. В шлифе (обр. 317Н и 317В) игнимбриты состоят из уплощенных, извилистых частиц бесцветного вулканического стекла (фьямме), погруженных в нераскристаллизованную массу буроватого цвета с рассеянным рудным минералом. Встречаются разновидности с сероватозеленой (без анализатора) основной массой, сложенной пепловыми частицами вулканического стекла, в которую включено незначительное количество мелких обломков стекла или же присутствуют достаточно крупные по размеру фьямме (рис. 2.20 а,б). Часто в шлифе можно наблюдать псевдофлюидальную структуру (рис. 2.20, в). В основной массе рассеяны микролиты полевых шпатов, преимущественно плагиоклаза кислого состава анортоклаза-санидина, (олигоклаза) и включения монокристаллов и двойников клинопироксена. Обнаружены отдельные крупные обломки вулканических пород неправильной формы размером до 2 мм. В их строении участвуют лейсты плагиоклаза, погруженные в вулканическое стекло. Вкрапленники плагиоклаза имеют в основном небольшой размер и встречаются достаточно редко.

Возраст игнимбритов. Тот факт, что игнимбриты перекрывают самую молодую из четвертичных осадочных свит – арапийскую – свидетельствует о том, что их возраст не должен превышать ~0,6–0,7 млн лет. Первое определение изотопного возраста игнимбритов Ar-Ar методом по включению фьямме было получено в ходе работ 2009–2011 гг, связанных с оценкой вулканической опасности для Армянской АЭС (IAEA-TECDOC-1795, 2016) и составило 0.65±0.04 млн лет (Меликсетян, 2012; Gevorgyan et al., 2018). Определения, полученные нами по результатам K-Ar датирования образцов, отобранных в ходе полевых работ 2014-2015 г дают сходный возраст. Три образца с наименьшим содержанием атмосферного аргона дали возраст 0.65±0.06, 0.68±0.10 млн лет (пос. Сараарт, N40°51'42.12" E 44°13'11.28", т. 2 на рис. 2.19; обр. 3н и 3в в табл. 1) и 0.70±0.03 (пос. Лусахпюр, N40°38'38.22" E43°44'30.42", т. 4 на рис. 2.19; обр. 316н в табл. 1) соответственно. Два других образца, отобранных в р-не пос. Джрадзор (т. 8 на рис. 2.19, т. 1 в табл. 1; 16н в табл. 1) и Лусахпюр, дали более древний возраст, но из-за высокого содержания атмосферного аргона (> 90%) эти результаты следует считать менее достоверными.

Принятая периодизация активности вулкана Арагац включает четыре фазы: І и II – 0.97–0.89 млн лет, III – 0.74–0.68 млн лет, IV – 0.56–0.45 млн лет (Гукасян, 1985; Чернышев и др., 2002; Лебедев и др., 2011). Таким образом, формирование игнимбритов Гюмри можно отнести к завершению III фазы активности вулкана Арагац.

Корреляция игнимбритов Гюмри и привершинных лав вулкана Арагац. Для сравнительного анализа с игнимбритами Гюмри И.В. Чернышевым (ИГЕМ РАН) были любезно предоставлены образцы лав из привершинной части влк. Арагац – 7А и 11А. Образцы имеют сходный с игнимбритами возраст – 0.68±0.07 и 0.74±0.08 млн лет (Чернышев и др., 2002).

В шлифе основная масса образца 7А (рис. 2.20, г) преимущественно неполнокристаллическая, стекловатая. Микролиты, представленные плагиоклазом, имеют незначительные размеры и играют подчиненную роль в строении породы. Вулканическое стекло за счет распыленного в нем рудного вещества имеет темную, зеленовато-серую окраску. В основной массе заключены многочисленные вкрапленники, представленные кислыми плагиоклазами и калий-натровыми полевыми шпатами. По составу минералов образец отвечает кислым породам субщелочной серии, предположительно, трахидацитам.

Для образца 11А (рис. 2.20, д) характерна более высокая степень раскристаллизованности основной массы, микролиты занимают более 50% ее объема и идиоморфными кристаллами плагиоклаза. Вулканическое представлены стекло практически не окрашено. Встречаются относительно крупные (до 2 мм) вкрапленники кислого плагиоклаза и калиевого полевого шпата. Достаточно часто присутствуют субидиоморфные кристаллы клинопироксена, в качестве акцессорного минерала присутствует циркон (описание выполнено А.И. Хисамутдиновой).

На построенных диаграммах видно, что все образцы игнимбритов и лав имеют сходный химический состав (рис. 2.21). На TAS-диаграмме фигуративные точки образцов попадают в поле трахитов-трахидацитов, на AFM-диаграмме – в верхнюю часть поля известково-щелочной серии, при этом точки лав вплотную приближаются к разделительной линии с полем толеитов. По содержанию калия и кремнезема все образцы можно отнести к высококалиевым известково-щелочным сериям, при этом лавы по сравнению с игнимбритами демонстрируют немного более низкое содержание калия. По соотношению Rb-(Y+Nb) можно предположить, что тип магмогенерирующего источника – внутриплитные граниты, а по соотношению 10⁴Ga/Al – Zr – граниты А-типа.

75



Рис. 2.21. (а) Дискриминационная диаграмма SiO₂- (Na_2O+K_2O) (Le Bas et al., 1986). (б) Дискриминационная диаграмма (Na₂O+K₂O) – FeO* – MgO (Irvine and Barger, 1971), (в) Дискриминационная диаграмма K_2O -SiO₂ (Peccerillo, Tylor, 1976), (г) Дискриминационная диаграмма (Y+Nb)-Rb (Pearce et al., 1984), (д) Дискриминационная диаграмма 10⁴Ga/Al – Zr (Whalen et al., 1987). Диаграммы построены в программе IgPet (v.2005). (е) Спектры распределения микроэлементов, нормированные по примитивной отношению к мантии (McDonough, Sun, 1995) (содержания элементов на диаграммах указаны с пересчетом содержаний элементов на 100%).



Образец	Порода	Материал	Калий, %	$^{40}\mathrm{Ar}_{\mathrm{rad}}~(\mathrm{Hr/r})$	⁴⁰ Аr _{возд} , %	Возраст,							
			$\pm \sigma$	$\pm \sigma$	(в образце)	млн лет							
						$\pm 2\sigma$							
Игнимбриты Гюмри													
1	Трахитовый	Стекло	3.88 ± 0.04	0.226 ± 0.008	93.0	$0.84{\pm}0.07$							
	игнимбрит												
3н	То же	То же	3.98 ± 0.04	0.187 ± 0.016	85.1	0.68 ± 0.10							
3в	То же	То же	3.79 ± 0.04	0.171 ± 0.008	82.9	0.65 ± 0.06							
16H	То же	То же	3.96 ± 0.04	0.225 ± 0.005	90.3	$0.82{\pm}0.05$							
16B	То же	То же	3.96 ± 0.04	$0.193{\pm}0.003$	87.1	$0.70{\pm}0.03$							
Лавы вершины вулкана Арагац*													
7A	Трахит	Осн.масса	3.47 ± 0.04	0.164 ± 0.012	71.5	0.68 ± 0.07							
11A	То же	То же	2.64 ±0.04	0.131±0.011	50.4	0.72 ± 0.07							

Табл. 1. Результаты К-Ar датирования образцов игнимбритов Гюмри и привершинных лав вулкана Арагац.

*[Чернышев и др., 2002]

Таблица 2. Химический состав (породообразующие оксиды, масс. %) в изученных образцах игнимбритов Гюмри и привершинных лав вулкана Арагац.

Образец	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P_2O_5	ППП	Sum	
Игнимбриты Гюмри													
1	64.08	0.86	16.59	3.38	0.08	1.46	2.16	3.93	3.93	0.16	3.30	99.92	
3/н	63.71	0.96	16.01	3.11	0.077	0.54	2.74	4.01	5.40	0.22	2.52	99.28	
3/B	64.90	0.93	15.91	2.88	0.073	0.51	2.22	3.91	5.53	0.20	2.44	99.50	
317H	64.91	0.83	15.81	3.38	0.08	1.18	2.27	4.05	4.53	0.17	2.62	99.98	
317B	64.26	0.87	16.05	3.76	0.08	1.07	2.55	4.22	4.47	0.18	2.39	99.91	
Лавы вершины вулкана Арагац*													
7A	65.15	0.84	15.84	4.87	0.09	1.04	2.98	3.83	5.06	0.21	0.10	100.01	
11A	64.00	0.79	15.81	5.44	0.10	1.55	4.53	3.08	4.39	0.21	0.10	100.00	

Таблица 3. Содержание некоторых микроэлементов в изученных образцах игнимбритов Гюмри.

Обр	Sc	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	As	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Ba	Pb	Th	U
Игнимбриты Гюмри																			
1	7.2	47	15	5.5	17	58	61	16	<5	97	313	35	469	31	4.2	881	18	14	3.2
3н	15	31	13	13	<1	13	64	18	7	110	430	39	480	45	4	880	19	19	8
					0														
3в	12	34	16	15	<1	21	61	17	<3	100	410	38	430	42	4	880	24	24	11
					0														
317H	10	55	19	7.2	14	18	53	16	<5	100	303	33	456	30	5.3	819	19	14	2.7
317B	8.1	56	16	7.3	14	24	61	17	5.3	91	375	31	416	28	4.3	811	18	13	2.8

Спайдер-диаграмма концентрации микроэлементов, нормированных к примитивной мантии (McDonough, Sun, 1995) отражает единую закономерность распределения химических элементов игнимбритов Гюмри и образца лав 7А: все аномалии имеют одинаковый знак и примерно равные величины, незначительные отклонения которых могут быть вариациями внутри единого тренда. Линия распределения элементов для образца 11 А расположена несколько ниже, однако она повторяет те же закономерности (рис. 2.21, (е)).

Совокупность данных о стратиграфическом положении, возрасте и химическом составе игнимбритов Гюмри, а также их возрастная и геохимическая корреляция с образцами эффузивов подтверждает, что источником игнимбритов является вулкан Арагац.

ГЛАВА 3. СТРОЕНИЕ ШИРАКСКОЙ ВПАДИНЫ И ЕЕ ОБРАМЛЕНИЯ

3.1. Геоморфологическая характеристика Ширакской впадины

Ширакская впадина представляет собой межгорную аккумулятивную равнину, обрамленную с севера и северо-востока складчатыми структурами Ширакского и Памбакского хребтов Малого Кавказа, а с запада, юга и юго-востока – склонами вулканического хребта Акбаба, Карс-Дигорского вулканического плато и Арагацкого вулканического центра.

В плане впадина асимметрична, ее контуры извилистые. Северная и центральная части впадины – широкие, в то время как южная часть представляет собой узкий отрезок долины р. Ахурян, частично затопленный водами Ахурянского водохранилища. Ширина впадины в ее центральной части составляет ~35 км, в южной – не превышает 2 км. Длина впадины ~40 км. Асимметрия впадины и извилистость ее границ обусловлены прежде всего тем, что на большей части своего протяжения борта впадины образованы застывшими вулканическими потоками, извержение которых либо предшествовало, либо было синхронно ее опусканию. В последнем случае, потоки затекали в пределы впадины на различное расстояние, но не заполняли ее целиком. Так, между потоками сравнительно далеко отстоящих друг от друга хребта Акбаба, Карс-Дигорского плато и вулкана Мец-Шараилер образовалось относительно обширное пространство северной и центральной частей впадины, в то время как в ее узкой южной части потоки смежных Карс-Дигорского плато и Арагацкого вулканического центра расположены очень близко к друг другу, а на самом юге - смыкаются (см. рис. 3.1).

Дно впадины наклонено к югу и юго-юго-востоку. Перепад абсолютных отметок уреза р. Ахурян на северной (абс. отм. ~1600 м) и южной (абс. отм. ~1450 м) границах впадины составляет ~150 м. Общий уклон дна к югу подчеркнут развитием крупных конусов выноса, расположенных по северному и северо-восточному бортам впадины – вдоль склонов Ширакского и Памбакского хребтов. Перепад высот между проксимальными и дистальными частями конусов выноса достигает 100 м. Общий уклон дна впадины к югу может быть объяснен вовлечением северного края впадины в общее поднятие хребтов Малого Кавказа.

Современный равнинный рельеф поверхности впадины унаследован от плейстоценового Ширакского озера, в разное время полностью или частично занимавшего эту площадь не менее чем 0.6 млн лет (с ~1.2 до 0.6 млн лет). Северо-восточная (левобережье р. Ахурян) и западная (правобережье р. Ахурян) части впадины имеют разную

интенсивность эрозионного расчленения. Северо-восточная часть – плоская, долинный и овражно-балочный рельеф развиты слабо. Западная часть – холмистая, эрозионные формы рельефа хорошо выражены.

Северо-восточная часть впадины перекрыта неоплейстоценовыми игнимбритами Гюмри. Раскаленные пирокластические потоки в силу высокой подвижности и высокого содержания мелкодисперсного (пеплового) компонента имеют свойство покрывать большие площади и выравнивать рельеф. Продукт остывания пирокластического потока – игнимбриты – образовал бронирующую поверхность и препятствует размыву нижележащих слабосцементированных озерно-аллювиальных образований анийской и арапийской свит. Эти факторы объясняют неразвитость эрозионного рельефа в северовосточной части Ширакской впадины.

Западная часть впадины не была перекрыта игнимбритами или иными вулканогенными образованиями и после спуска Ширакского озера подверглась более интенсивной денудации. Это объясняет ее современный холмистый рельеф с достаточно развитой сетью речных долин.

3.2. Тектоническая позиция Ширакской впадины

Ширакская впадина приурочена к северной окраине Армянского блока, к зоне его сочленения с Севано-Акеринской сутурой. В ~45 км к востоку от Ширакской впадины, на широте ее южной части, в Цахкуняцком хребте обнажено неопротерозойское структурное основание Армянского блока (Арзаканский метаморфический массив) (Агамалян, 1998). В ~25 км к северо-востоку от Ширакской впадины, в Базумском хребте, обнажены офиолиты Севано-Акеринской сутуры (Степанаванская зона) (Рис. 1.2, 1.3).

В палеогеновое время в области, охватывающей северную часть Армянского блока, северо-западное продолжение Севано-Акеринской сутуры (северная Армения), и южную часть Закавказского массива, была накоплена мощная толща преимущественно эоценовых вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований. Позднее, эта область как часть Малого Кавказа испытала орогенез, в результате которого были образованы хребты Памбак-Базумского сегмента Малого Кавказа – Ширакский, Базумский, Памбакский и Арегунийский.

Северная граница впадины образована Ширакским хребтом (западное окончание Базумского хребта), северо-восточная – западными окончаниями Памбакского хребта. Оба хребта сложены преимущественно эоценовыми сильнодислоцированными туфоалевролитами, туфопесчаниками, туфобрекчиями, туфоизвестняками и эффузивами и

пирокластическими образованиями среднего-кислого состава (Котляр, 1958; Саркисян, 1959₁, 1959₂, Харазян, 2012; Sahakyan et al., 2015).

Западнее и южнее Памбак-Базумского сегмента Малого Кавказа расположено Армянское вулканическое нагорье – область мощных вулканических массивов или отдельных вулканов миоцен-четвертичного возраста, залегающих на относительно слабо дислоцированных толщах Армянского блока. Как было указано выше, часть этих вулканических массивов формируют границы западной, южной и юго-восточной частей Ширакской впадины.

В контексте диссертационного исследования принципиальным является тот факт, что в коньякское время и в начале палеоцена северная окраина Армянского блока испытала два коллизионных события – сначала с энсиматической палеоостровной дугой северной окраины Тетиса, а затем с Малокавказской палеоостровной дугой (окраиной Евразии) и, вероятно, поддвиг под окраину Евразии (Rolland et al., 2009, 2010; Sosson et al., 2010; Rolland et al., 2012; Hässig et al., 2013, 2015, 2019). Коллизионные события сопровождались обдукцией единого, крупного покрова офиолитов на северную окраину блока (Hässig et al., 2013). Эти процессы предполагают возникновение интенсивных деформаций по северной периферии Армянского блока, в том числе формирование крупных разломных зон или даже ступенчатое перемешение фрагментов блока под офиолитовые покровы Севано-Акеринской сутуры. Кроме того, в эоценовое время северная окраина блока, по-видимому, была вовлечена в процессы растяжения, о чем свидетельствует накопление мощных эоценовых толщ.

Таким образом, Ширакская впадина приурочена к той зоне Армянского блока, которая испытывала неоднократные интенсивные деформации в позднемеловое, палеоценовое и эоценовое время.

3.3. Вулканизм в обрамлении Ширакской впадины

Относительное опускание Ширакской впадины было синхронным активному вулканизму на обрамляющих ее территориях. Кроме того, вулканические потоки в значительной степени определили современные контуры впадины и стали одним из факторов изменения палеогеографических условий в ее пределах. Далее рассмотрены основные вулканические области и центры в обрамлении впадины (рис. 3.1).

Джавахетская вулканическая область. Площадь области составляет ~70×70 км. Вулканическая активность была здесь проявлена в позднемиоценовое и плиоценчетвертичное время (Лебедев и др., 2003, 2004, 2008_{1,2}). В позднемиоценовое время были образованы пирокластические толщи и потоки эффузивов андезито-дацитового состава, которые выделены в Годерзскую свиту (Схиртладзе, 1958). Возраст свиты ~7.5 млн лет (Лебедев и др., 2004).

Плиоцен-четвертичная вулканическая активность продолжалась с незначительными перерывами около 2 млн лет, в период 3.75–1.75 (1.55) млн лет и мигрировала с запада на восток (Лебедев и др., 2008₁,2). На этом этапе произошло накопление мощной толщи платобазальтов (известны на территории Армении под названием «долериты»), которые были выделены в Ахалкалакскую формацию (Майсурадзе, Кулошвили, 1999). Мощность эффузивной толщи по разным оценкам составила от 200 до 400 м (Лебедев, 2008₁; Halama et al., 2020). Излияния платобазальтов нивелировали более древний эрозионный рельеф и образовали крупные плато – Ахалкалакское, Цалкинское, Гомаретское. По данным В.А. Лебедева и др. (2008_{1,2}) большая часть эффузивов представлена андезибазальтами и субщелочными базальтами, в значительно меньшем количестве развиты базальты нормальной щелочности, субщелочные андезибазальты и андезиты, а продукты вулканизма среднего и кислого состава не имеют значительного распространения. Основные вулканиты по геохимическим характеристикам соответствуют базальтам континентальных рифтов и горячих точек (Лебедев и др., 2008₂).

Близкие возрастные интервалы излияния платобазальтов приведены в работах Х.Б. Меликсетяна (2012), Meliksetian et al. (2012) – 3.26-1.8 млн лет. Наши исследования на территории Армении показали возраст платобазальтов и андезибазальтов ~2.5-2.0 млн лет (Трифонов и др., 2017; Trifonov et al., 2016).

Платобазальты Джавахетской вулканической области проникли с севера в Ширакскую впадину, по долине р. Ахурян (Харазян, 2012). Здесь их мощность составляет от 15 до 200 м (Саядян, 1967). В верхней части разреза вулканические образования представлена трахиандезибазальтами, они залегают в основании четвертичных озерноаллювиальных карахачской толщи и анийской свиты. Возраст тархиандезибазальтов, согласно нашим определениям, составляет 2.1±0.2 и 2.25±0.10 млн лет (Shalaeva et al., 2019) или 2.09±0.05 млн лет согласно определениям (Ritz et al., 2016).

Карс-Дигорское вулканическое плато. Плато является частью Карс-Эрзурумской вулканической области, его площадь составляет ~70×130 км. Вулканическая активность на плато, как и в случае с Джавахетской вулканической областью, была проявлена в миоценовое и плиоцен-четвертичное время (Innocenti et al., 1982; Keskin et al., 2006). Кроме того, аналогично Джавахетскому плато (Лебедев и др., 1998₂), вулканическая активность Карс-Эрзурумской области мигрировала с запада на восток (Innocenti et al., 1982; Keskin et al., 2006).



Рис. 3.1. Вулканизм в обрамлении Ширакской впадины и предполагаемые границы Ширакского палеоозера.

Время вулканической активности указано по: Гукасян, 1985;Чернышев и др., 2002; Лебедев и др., 2004, 2008_{1,2}, 2011; Меликсетян, 2012; Шалаева и др., 2020; Innocenti et al., 1982; Keskin et al., 1998, 2006.

1 — предполагаемые границы Ширакского палеоозера, 2 направление вулканических потоков, 3 — вулканы.

Цифровая модель рельефа SRTM 1' (источник https://earthexplorer.usgs.g ov/). В работе (Keskin et al., 1998) предложена следующая периодизация вулканической активности области: 11-6 млн лет, 6-5 млн лет, 5-2.7 млн лет. При этом, в работе (Innocenti et al., 1982) показано, что на восточной окраине плато залегают самые молодые из известных вулканических образований области – оливиновые базальты окрестностей города Дигор с возрастом 1.6±0.2 и 1.3±0.3 млн лет. При участии автора диссертации, в ходе полевых работ в западной части Ширакской впадины (Турция) в районе обнажения Демиркент были также выявлены молодые базальты Карс-Дигорского плато с возрастом 1.27±0.05 млн. лет.

Согласно исследованиям (Pearce et al., 1990; Keskin et al., 1998) вулканические породы плато имеют широкий диапазон составов, от базальтов до риолитов, большая часть вулканитов принадлежит известково-щелочной серии. В этих же работах показано, что вулканические породы избирательно обогащены крупноионными литофилами и РЗЭ относительно Nb и Ta и других HFSE-элементов, что свидетельствует о субдукционной компоненте магм. Общая мощность вулканических образований составляет 500-1000 м (Innocenti et al., 1982), в южной части плато – до 1200 м (Keskin et al., 2006).

Арагацкая вулканическая область. Площадь области составляет ~75×70 км. Область включает вулканические центры Артени, Араилер, собственно вулкан Арагац, серию паразитических конусов и периферических плато (см. рис. 3.2).

Согласно исследованиям (Чернышев и др., 2002) наиболее древние известные вулканические образования, залегающие в основании области, представлены оливиновыми базальтами с возрастом 2.5±0.2 млн лет. Эти базальты синхронны платобазальтам Ахалкалакской формации Джавахетской вулканической области.

Вулканический центр Артени включает два вулкана – Покр-Артени (1745 м) и Мец-Артени (2008 м). Центр сложен образованиями кислого состава – риолитами, риолитовыми обсидианами и пемзами, перлитами, а также туфами и брекчиями, которые слагают два сравнительно протяженных лавовых потока (3 и 8 км), направленных на юг и на запад, в сторону долины р. Ахурян (Карапетян, 1964). Возраст риолитовых обсидианов составляет 1.26±0.05 млн лет (Лебедев и др., 2011).

Вулканический центр Араилер включает вулкан Араилер (2610 м) и несколько шлаковых конусов. В работе (Лебедев в и др., 2011) показано, что вулканический центр был сформирован, предположительно, в два этапа. На первом этапе произошло выжимание дацитовых экструзий, на втором этапе – извержение андезитовых лав, а к югу от вулкана Араилер, вероятно, синхронно извержению андезитовых лав, произошло извержение эффузивов основного состава. Возраст андезитов и дацитов – 1.23±0.03–1.37±0.04 млн лет (Лебедев и др., 2011).

По особенностям геохимического состава риолитовые обсидианы Артени, ранние дациты и поздние андезиты Артени отнесены к известково-щелочной петрохимической серии (Лебедев и др., 2011).

Диаметр полигенного стратовулкана Арагац (абс. высота 4009 м) ~40 км, вулкан собой сложно построенное нагромождение большого количества представляет вулканических потоков. Согласно исследованиям, изложенным в работе (Чернышев и др., 2002), в истории активности вулкана Арагац на основании К-Аг датировок можно выделить три этапа: (I-II) 0.97-0.89, (III) 0.74-0.68 млн лет, (IV) 0.56-0.45 млн лет. В этой же работе приведены основные характеристики каждого этапа. Этап (I-II) был наиболее продуктивным, с ним связаны крупные излияния из главного кратера, ряда паразитических конусов, а также периферических плато. На данном этапе были образованы мощные толщи эффузивов андезибазальтового состава, в разрезе также присутствуют кислые продукты вулканизма. Этап (III) был менее продуктивен, но по геохимическим характеристикам вулканитов – аналогичен этапу (I-II). Этап (IV) был ограничен извержениями из ряда моногенных центров и локальных трещин. Продукты вулканизма представлены андезибазальтами и, реже, андезитами. Вулканические образования Арагаца отнесены к субщелочным и высокощелочным сериям (Гукасян, 1985; Чернышев и др., 2002).



Рис. 3.2. Долина р. Ахурян около руин средневекового г. Ани, южный борт Ширакской впадины. Фото В.А. Лебедева, ИГЕМ РАН.

Наши исследования южного борта Ширакской впадины показали, что в его строении принимают участие и более древние, миоцен-плиоценовые, вулканические образования. На основании К-Аг датирования нами были выделены: «нижние» базальты, включающие несколько потоков слабощелочных андезибазальтов (возраст верхних потоков варьирует в пределах $4.26\pm0.12-5.6\pm0.2$ млн лет, нижние потоки могут быть древнее), риолитовые игнимбриты, туфы и пемзы ($2.8\pm0.15-3.3\pm0.5$ млн лет), «верхние» базальты (2.64 ± 0.10 млн лет) (Shalaeva et al., 2019) (рис. 3.2). Кроме того, к югу от пос. Айкадзор андезибазальты с возрастом 5.60 ± 0.15 млн лет слагают конус вулкана Куртблур (N 40°30.698' E43°39.543').

Площадь каждого из вулканических массивов, окружающих Ширакскую впадину, не менее чем в два раза превышает площадь самой впадины, а мощности плиоценчетвертичных вулканических формаций варьируют от нескольких сотен метров до тысячи м и более. Столь масштабная магматическая активность и связанное с ней перемещение вещества могло, с одной стороны, инициировать опускание впадины как кальдероподобной структуры между крупными вулканическими массивами, а, с другой стороны, послужили источником лавовых подпруд долины р. Ахурян на южной границе впадины, что обеспечило длительное существование Ширакского озера во впадине (рис. 3.1).

3.4. Разломные зоны Ширакской впадины.

Армянский блок и Севано-Акеринская сутура расположены в области коллизионного взаимодействия Аравийской и Евразийской литосферных плит. Скорость современного перемещения Аравийской плиты в северном направлении составляет ~17-24 мм/год (Reilinger et al., 2006; Vernant et al., 2004) и по предположению (McQuarrie et al., 2003) могла быть постоянной на протяжении последних 10 млн лет. Вероятно, испытывая давление Аравийской плиты, Армянский блок также испытывает перемещение в северном и северо-северо-восточном направлениях (Reilinger et al., 2006; Davtyan et al., 2007, Karakhanyan et al., 2013).

Ширакская впадина расположена в области максимального выдвижения к северу Армянского блока и к юго-западу от узла схождения четырех крупнейших разломных зон региона – левосдвиговой Желтореченско-Сарыкамышской, правосдвиговой Памбак-Севан-Сюникской, Ахурянского левого сдвига и Гарнийской правосдвиговой зоны (рис. 2.1). Ахурянский разлом имеет близкое к биссекториальному положение по отношению к разломам внешней системы. Это нарушение пересекает Ширакскую впадину с юго-югозапада на северо-северо-восток и является осепродольным относительно формы впадины в плане. Помимо Ахурянского разлома в пределах Ширакской впадины, преимущественно вдоль ее границ, развиты разломы меньшего порядка – флексурно-разломые зоны Капская и Чарчиолу, а также разлом Чамушлу.

Флексурно-разломная зона Чарчиолу (ФЗЧ). Ограничивает Ширакскую впадину с северо-запада (Турция), выражена серией уступов с поднятым северо-западным крылом (Geological ..., 2002).

Капская флексурно-разломная зона (КФЗ). Ограничивает Ширакскую впадину с севера, протягиваясь с запада на восток вдоль южного подножья и по южным склонам Ширакского хребта. Длина зоны ~30 км. Е.Е. Милановский (1968) предполагал, что КФЗ может отвечать крупному разлому в домезозойском структурном основании области. Флексура выражена в изгибе террасы р. Ахурян, сложенной четвертичными образованиями анийской свиты. Высота кровли свиты в зоне флексуры падает к югу с ~1700 м до ~1615 м (Trifonov et al., 2020) (Рис. 3.4). С учетом возраста анийской свиты ~1.2-0.78 млн лет, величина вертикального смещения по КФЗ в неоплейстоцене-голоцене составила около 100 м.

Величина вертикального смещения по КФЗ может быть также определена по разнице абсолютных высот кровли субщелочных андезибазальтов, вскрытых в долине р. Ахурян, в висячем и лежачем крыле КФЗ (к северу и к югу от Ширакского хребта соответственно). Абсолютная высота кровли андезибазальтов в долине р. Чаир (близко к впадению в русло р. Ахурян) составляет ~1735-1740 м. Ниже по течению Ахуряна, в районе Ахурянской ГЭС, абсолютная высота андезибазальтов падает до ~1615 м, а южнее, около храмового комплекса Мармашен абсолютная отметка их кровли составляет ~1530 м. Возраст андезибазальтов – 2.1 ± 0.2 и 2.25 ± 0.10 млн лет. Таким образом, величина вертикального смещения по КФЗ за 2.1-2.25 млн лет могла достигнуть 210 м, соответственно, средняя скорость перемещений по геологическим данным составила ~0.1 мм/год.

Ахурянский разлом (AP). Разлом прослежен на территории Турции от гор. Кыгызман, через гор. Дигор, а далее на территории Армении – вдоль и по дну Ахурянского водохранилища, по долине р. Ахурян в направлении к г. Гюмри (Багдасарян, Караханян, 2015). Продолжение разлома от г. Гюмри на северо-северо-восток до зоны пересечения разломных зон Памбак-Севан-Сюникской и Желтореченско-Сарыкамышской достоверно не выявлено (Karakhanyan et al., 2004). Достоверно установленная длина разлома 120±5 км, глубина – 25-30 км, падение сместителя 70-90°, кинематика разлома – левосдвиговая со сбросовой компонентой, скорость смещения 2 мм/год (Назаретян и др., 2015).

87



Рис. 3.3. Разломные зоны Ширакской впадины ее обрамления.

Разломы и разломные зоны: ЖС – Желтореченско-Сарыкамышская; ПСС – Памбак-Севан-Сюникская; Флексурно-разломные зоны: КФЗ – Капская.

1 – Ширакская впадина, 2 – вулканы, 3 – надвиги, 4 – сбросы, 5 – разломы невывленной кинематики, 6 – сдвиги, 7 – латеральные перемещения (горизонтальнотангенциальные), потенциально связанные с перемещением Аравийской плиты.

Цифровая модель рельефа SRTM 3' (источник <u>https://srtm.csi.cgiar.org</u>).

Единого представления о количестве сегментов Ахурянского разлома на сегодняшний день нет. В его структуре выделяют три (Karakhanyan et al., 2004), четыре (Багдасарян, Караханян, 2015) или восемь (База данных активных разломов, 2023) сегментов. Морфологически разлом выражен левосдвиговыми смещениями мелких речных



Рис. 3.4. Лусахпюрский надвиг. Озерные толщи арапийской свиты, слагающие аллохтон и перекрытые игнимбритами Гюмри, надвинуты на те же игнимбриты кровли автохтона. В основании надвига – интенсивно рассланцованные глины. (а) Фото надвига; (б) Геологогеоморфологический профиль. 1 – алевриты, 2 – глины, 3 – глинистые диатомиты, 4 – диатомиты, 5 – игнимбриты, 6 – интенсивно рассланцованные глины, 7 – толщи автохтона, предположительно озерные, не обнажены, 8 – задернованный участок, 9 – плоскость надвига, 10 – сдвиг (на ЦМР). Цифровая модель рельефа SRTM 1' (источник <u>https://earthexplorer.usgs.gov/</u>). На ЦМР: АР – Ахурянский разлом, ЛН – Лусахпюрский надвиг.

долин и оврагов на территории Турции и грабенообразным строением зоны разлома в районе Ахурянского водохранилища (Трифонов, 2017).

В ходе полевых работ 2015 г в р-не пос. Лусахпюр был исследован некрупный надвиг (N40°38.637' E43°44.507') (рис. 3.4), ориентированный под углом ~70° к линии простирания Ахурянского разлома. Висячий блок надвига сложен озерными образованиями арапийской свиты – глинистыми диатомитами, диатомитами, алевритами и глинами, перекрытыми игнимбритами Гюмри. Лежачий блок сложен игнимбритами Гюмри. Амплитуда смещения по надвигу составляет ~15 м, угол падения сместителя ~25-30°, азимут простирания сместителя – 75-80°. На поверхности плоскости сместителя выявлена зона рассланцевания глинистых пород. Самый молодой горизонт, который нарушен надвигом, – игнимбриты Гюмри. Возраст игнимбритов, согласно нашим определениям, составляет 0.65±0.06 – 0.70±0.03 млн лет (Shalaeva et al., 2019). Это позволяет сделать вывод о том, что надвиг был активен позднее 0.65-0.70 млн лет – в неоплейстоцене – голоцене.

Разлом Чамушлу (РЧ) проходит по юго-западному борту впадины. Относительная высота уступа, образованная поднятым крылом разлома ~90 м.

По Ахурянскому разлому и разлому Чамушлу в Ширакской впадине смещены морские стратифицированные образования раннеакчагыльского (позднеплиоценового) возраста (рис. 3.5).

Разрез юго-западного (поднятого) крыла разлома Чамушлу сложен нижнеакчагыльскими глинами и алевритами, перекрытыми маломощными аллювиальными образованиями анийской свиты эоплейстоцена (см. гл. 2, *обнажение Демиркент*). Абсолютная высота кровли морских нижнеакчагыльских образований составляет 1565 м.

Восточнее Ахурянского разлома, в центральной части впадины, морские акчагыльские толщи вскрыты скв. №12 (храмовый комплекс «Мармашен») на глубинах 76-198 м. Н.Н. Акрамовским была определена позднеакчагыльская малакофауна в интервале глубин 76-80 м и раннеакчагыльская – в интервале глубин 115-198 м (Саядян, 2009). Фаунистические определения в интервале 80-115 м отсутствуют, следовательно, он может быть отнесен как к раннеакчагыльскому, так и к позднеакчагыльскому времени. При положении устья скважины на высоте ~1515 м, кровля нижнеакчагыльских пород имеет абсолютные отметки от 1400 до 1435 м.

В обнажении Демиркент кровля нижнеакчагыльских образований имеет высоту 1565 м. Таким образом, разница абсолютных отметок кровли нижнеакчагылских образований в обнажении Демиркент и в скв. № 12 может составлять от 130 до 165 м. Это позволяет

предположить величину вертикального смещения морских акчагыльских образований по разломам Ахурянскому и Чарчиолу в плейстоцене равную 130-165 м.



Рис. 3.5. Смещение акчагыльских толщ в пределах Ширакской впадины по разломам Ахурянскому и Чамушлу.

Обнажение Демиркент (генерализованная колонка): 1 – аллювиальные образования анийской свиты; 2 -3 – морские нижнеакчагыльские осадочные образования: 2 – алевриты, 3 – глины; Скв. 12: 4 – «долериты», 5 – делювий, 6 – верхнеакчагыльские осадочные образования «озерного облика» (см. текст), 7 – верхне – или нижнеакчагыльские образования «озерного облика», 8 – нижнеакчагыльские образования «озерного облика»; 9 – возможная глубина кровли нижнеакчагыльский осадочных образований; 10 – диноцисты, 11 – пресноводные водоросли, 12 – малакофауна. 13 – 14 – направления перемещений: 13 – сбросы, 14 – сдвиги. Цифровая модель рельефа SRTM 1' (источник https://earthexplorer.usgs.gov/). На ЦМР: АР – Ахурянский разлом, РЧ – Разлом Чамушлу.

Учитывая вышеизложенное, в геологическом строении и тектоническом положении Ширакской впадины можно выделить следующие ключевые характеристики:

(1) Впадина приурочена к зоне сочленения северной окраины Армянского блока, и Севано-Акеринской сутуры. Северная окраина Армянского блока испытывала неоднократные интенсивные деформации в позднемеловое, палеоценовое и эоценовое время с образованием разломных зон, что позволяет предполагать участие древних разломов в процессе обособления Ширакской впадины. Вероятно, Капская флексурноразломная зона является долгоживущей структурой, унаследованной от нарушения, развитого в комплексе основания.

(2) Относительное опускание Ширакской впадины и накопление четвертичных толщ было синхронным с интенсивным вулканизмом на ее северо-западном, западном, южном и юго-восточном обрамлениях. Это позволяет предполагать связь обособления впадины с перемещением вещества в результате интенсивного магматизма, т.е. рассматривать Ширакскую впадину как тектоно-магматическую депрессию. Кроме того, длительное существование Ширакского озера во впадине связано с возникновением лавовой подпруды в результате извержений в Арагацком вулканическом центре и, возможно, на Карс-Дигорском плато.

(3) Ширакская впадина расположена непосредственно к юго-западу от узла схождения четырех крупнейших разломных зон северной части Армянского нагорья и Малого Кавказа. Ее обособление и смещения плиоцен-четвертичных толщ внутри впадины связаны с активностью одного из этих разломов или разломов меньшего порядка:

 Относительное опускание впадины на севере реализовано по Капской флексурноразломной зоне, простирание которой фактически параллельно участку смыкания Памбак-Севан-Сюникской правосдвиговой зоны и Желтореченско-Сарыкамышской левосдвиговой зоны.

- Вертикальное смещение верхнеплиоценовых морских толщ внутри впадины произошло по разломам Ахурянскому и Чамушлу

- Некрупное горизонтальное смещение неоплейстоценовых озерных толщ внутри впадины произошло по Лусахпюрскому надвигу, оперяющему Ахурянский разлом.

На основании изложенного в главах 2 и 3 построен геолого-геоморфологический профиль через Ширакский хребет и Ширакскую впадину (рис. 3.6).



Рис. 3.6. Геолого-геоморфологический профиль через Ширакский хребет и Ширакскую впадину от пос. Джрадзор до пос. Анипемза. 1 – эоценовые вулканогенноосадочные и вулканогенные толци, слагающие Ширакский хребет (хребет нарисован вне масштаба); 2 – верхнемиоценовые (мэотические-понтийские) вулканогенноосадочные образования, условно относимые к возрастным аналогам вохчабердской свиты приереванского района; 3 – миоцен-плиоценовые вулканические образования южного борта Ширакской впадины; 4 – верхнеплиоценовые (акчагыльские) морские образования; 5 – верхнеплиоценовые туфы; 6 – нижнеплейстоценовые (гелазийские) «долериты» (платобазальты); 7 – карахачская толща; 8 – озерно-аллювиальные образования анийской свиты; 9 – озерно-аллювиальные образования арапийской свиты; 10 – игнимбриты Гюмри; 11 – разломные зоны: (а) Капская флексурно-разломная зона, (б) Лусахпюрский надвиг; 12 – скважины (положение указано ориентировочно по Саядян, 2009); 13 – русло р. Ахурян. Цифровая модель рельефа SRTM 1' (источник https://earthexplorer.usgs.gov/).

ГЛАВА 4. МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ ШИРАКСКОЙ ВПАДИНЫ

4.1. Время начала обособления Ширакской впадины.

На основании предшествующих исследований Ширакской впадины и региональногеологических исследований Малого Кавказа и Армянского нагорья было принято считать, что впадина начала развитие как самостоятельная структура в позднемиоценовое время, после ухода сарматской трансгрессии Каспийского моря (Милановский, 1968; Саядян, 2009).

На Малом Кавказе мелководно-морские и прибрежные осадочные образования сарматского региояруса известны на северо-восточных склонах горного сооружения, в долинах рек Дебед, Агстев, Дзегамчай на высотах 700-1100 м (Милановский, 1968). На Армянском нагорье аналогичные образования известны в среднем течении р. Раздан (Габриелян, 1964) на высотах ~1300-1400 м, а также в Ширакской и Севанской впадинах, где были вскрыты скважинами на глубинах 1237 м (~230 м н.у.м.) м и 560 м (1359 м н.у.м.) (Саядян, 2009). Исследователи предполагали, что на территории северной части Армянского нагорья и прилегающих хребтов Малого Кавказа (в Армении) морские осадочные образования моложе сарматского времени отсутствуют (Геология..., 1970).

Вместе с тем, Ю.В. Саядян (2009) приводит информацию о том, что в Ширакской впадине бурением были вскрыты серые глинистые толщи «озерного облика» общей мощностью 550 м, в верхней части которой (в 122-метровом интервале) были обнаружены ископаемые остатки преимущественно нижнеакчагыльской малакофауны Каспийского бассейна: (Саядян, 2009). Толщи, залегающие ниже фаунистически охарактеризованного интервала могут быть как нижнеакчагыльскими, так и более древними.

В ходе полевых работ 2018 г в западной части Ширакской впадины в р-не пос. Демиркент впервые был обнаружен выход на дневную поверхность морских стратифицированных образований раннеакчагыльского возраста видимой мощностью 70 м (см. гл. 2). Облик толщи и литологические характеристики осадочных пород обнажения Демиркент сходны с толщей «озерного облика», описание которой приведено в работе (Саядян, 2009). Спорово-пыльцевой анализ образцов глин и алевритов, отобранных в обнажении Демиркент, показал постепенную смену позднеплиоценовых солоноватоводных диноцист раннеакчагыльского возраста пресноводными водорослями, т.е. в разрезе зафиксирована смена солоноватоводных условий акчагыльской трансгрессии пресноводными условиями остаточного озерного бассейна. Верхнеакчагыльские

образования в разрезе Демиркент не известны. Нижнеакчагыльские образования перекрыты маломощными аллювиальными горизонтами эоплейстоцена.



Рис. 4.1. Карта акчагыльской трансгрессии Паратетиса (по Krijgsman et al., 2019).

1 – поверхность суши; акчагыльский бассейн: 2 – глубоководная часть, 3 – мелководная часть; 4 – выход акчагыльских морских толщ на дневную поверхность, пос. Демиркент, Восточная Турция; 5 – положение скв. 11 и 12, которые вскрыли акчагыльские осадочные толщи в Ширакской впадине (по Саядян, 2009).

Нижнеакчагыльские горизонты скважин 11 и 12 можно считать аналогами нижнеакчагыльских горизонтов, выявленных нами в районе поселка Демиркент.

Совокупность материалов по скв. № 11, 12 и обнажению Демиркент позволяет сделать вывод о том, что воды акчагыльской трансгрессии покрывали всю область Ширакской впадины в позднем плиоцене, а к концу плиоцена – покинули ее. За пределами Ширакской впадины на территории Армении морские образования акчагыльской трансгрессии не известны. Глинистая акчагыльская толща «озерного облика» (550 м) свидетельствует о том, что прогибание области Ширакской впадины уже происходило в позднем плиоцене.

По оценкам, изложенным в работе (Попов и др., 2010), повышение уровня вод Каспийского моря в период акчагыльской трансгрессии составляло +50 – +150 м (Попов и др., 2010). По мнению Trifonov et al. (2020, 2023) подъем вод относительно современного уровня не мог превышать отметки в +50 м. Из этого следует, что область Ширакской

впадины в позднем плиоцене имела абсолютные отметки не выше +150 м относительно современного уровня Каспийского моря, т.е. представляла собой территорию затапливаемой морем низменности.

Наиболее вероятно, проникновение вод акчагыльской трансгрессии происходило с северо-востока, по долинам рек Дебед или Дзорагет. В исследовании (Krijgsman et al., 2019) показано распространение вод трансгрессии вдоль области будущего горного сооружения Малого Кавказа, по Куринской впадине. Геологические свидетельства о проникновении акчагыльских вод с юга не обнаружены. Южнее Ширакской впадины долина Ахуряна сложена вулканическими породами: субаэральными андезибазальтами с возрастом 6–4.2 млн. лет и риолитовыми туфами и игнимбритами с возрастом 3.24–2.7 млн лет (Shalaeva et al., 2019). Морские образования, которые могли бы перекрывать эти вулканиты, не известны.

Четвертичные образования Ширакской впадины представлены исключительно континентальными вулканогенными и озерно-аллювиальными образованиями: субаэральными андезибазальтами (2.1±0.2 и 2.25±0.10), карахачской озерно-аллювиальной толщей (~1.9-1.75 млн лет), анийской (~1.2-0.78 млн лет) и арапийской (~0.78-0.6 млн лет) озерно-аллювиальными свитами.

4.2. Развитие Ширакской впадины и ее обрамления в четвертичное время.

В истории развития Ширакской впадины можно наметить следующие события:

(1) Формирование западного обрамления впадины. Ко времени максимума акчагыльской трансгрессии (~2.7 млн лет по (Krjigsman et al., 2019; Simakova et al., 2021)) Джавахетская вулканическая область, Карс-Дигорское вулканическое плато и разделяющий их вулканический хребет Акбаба уже существовали (пик вулканической активности в перечисленных областях – плиоценовое время (Innocenti et al., 1982; Keskin et al., 2006; Лебедев и др., 2008_{1,2})) и, по-видимому, препятствовали широкому проникновению вод Акчагыльского моря далее на запад.

Таким образом, к началу четвертичного времени западное и северо-западное обрамления впадины уже были сформированы. При этом, Арагацкого вулканического центра, ограничивающего впадину с юга и юго-востока еще не существовало.

Вулканическая активность Джавахетской области продолжалась до 1.55-1.75 млн лет (Лебедев и др., 2008₂), а на Карс-Дигорском плато – 1.3-1.6 млн лет (Innocenti et al., 1982) или до 1.27±0.05 млн лет согласно нашим определениям (р-н Демиркент).

(2) Вертикальные смещения на границах и внутри впадины по разломам – Капской флексурно-разломной зоне, Ахурянскому разлому, разлому Чамушлу. Для морских стратифицированных образований акчагыльского возраста в пределах Ширакской впадины установлено вертикальное смещение по разломам Ахурянскому и Чамушлу. В северной части впадины кровля акчагыльской толщи опущена относительно таковой в югозападной части впадины на 130-165 м. С учетом того, что для вышележащей анийской свиты аналогичных смещений не установлено, можно предполагать, что опускание по разломам произошло после накопления акчагыльской толщи, но до накопления анийской свиты, т.е. в период ~2.5-1.2 млн лет (Trifonov et al., 2020).

В этот же период продолжалось опускание северной части впадины по Капской флексурно-разломной зоне.

(3) Проникновение платобазальтов («долеритов») во впадину с севера в эоплейстоцене. После ухода акчагыльского моря из области Ширакской впадины часть лавовых потоков (платобазальтов) Джавахетской вулканической области проникла в пределы впадины (рис. 4.2). Возраст трахиандезибазальтов долины Ахуряна – 2.1-2.25 млн лет (Shalaeva et al., 2019). Эти лавовые потоки частично перекрыли морскую акчагыльскую толщу и не имели широкого площадного распространения во впадине. Среди возможных причин можно указать сравнительную удаленность источника извержения (Джавахетская вулканическая область) и рост Ширакского хребта, который препятствовал затеканию платобазальтов во впадину более широким фронтом.

(4). Продолжение роста хребтов Малого Кавказа (Базумского и Ширакского) в северном обрамлении впадины. В конце гелазийского – первой половине эоплейстоценового времени продолжался рост западных отрогов Базумского и Ширакского хребтов Малого Кавказа. Можно указать следующие признаки их поднятия:

1). К западу и северу от Базумского хребта расположены Верхнеахурняская и Лорийская впадины, дно которых было покрыто базальтами гелазийского возраста. Источник базальтов – Джавахетский хребет (платобазальты). В соответствии с исследованиями (Харазян, 1971; Трифонов и др., 2017) в прибортовых частях впадин платобазальты образуют флексуры, и аналогичные флексуры выявлены на южном склоне Карахачского перевала Базумского хребта. Эти флексуры были образованы вследствие вовлечения платобазальтов в продолжающееся поднятие Базумского хребта в гелазийское – пост-гелазийское время (Трифонов и др., 2017).

97



Рис. 4.2. Область распространения плиоцен-четвертичных вулканических образований («долеритов»). Разрыв гидросети после накопления карахачской толщи (по Трифонов и др., 2017 с дополнениями).

1 — область распространения плиоцен-четвертичных вулканических образований (источник – Джавахетская вулканическая область и, вероятно, местные центры), 2 — область Ширакской впадины, 3 — водотоки, 4 — направление потока водотока, 5 — направление движения трахиандезибазальтов (2.25, 2.1 млн лет), которые подстилают озерно-аллювиальные толщи Ширакской впадины.

2). На Карахачском перевале, расположенном в области сочленения Джавахетского и Базумского хребтов, были изучены аллювиальные галечники, результаты исследований изложены в работе (Трифонов и др., 2017). Облик галечников сходен с галечниками разрезов Карахачского карьера (карахачская свита) западной части Лорийской впадины, возраст которых составляет ~1.9-1.75 млн лет. Галечники Карахачского перевала перекрыты субщелочными андезитами с возрастом 1.70±0.07 млн лет. Показано, что галечники Карахачского перевала и разреза Карахач были отложены течением палеореки Ахурян-Дзорагет, сток которой был ориентирован с запада на восток. Таким образом, галечники Карахачского перевала представляют собой фрагмент палеодолины реки Ахурян-Дзорагет, которая был разорвана вследствие подъема перевала после 1.75-1.7 млн лет (рис. 4.2).

3). На Джаджурском перевале Ширакского хребта также залегают аллювиальные галечники. Эти галечники были интерпретированы Е.Е. Милановским (1962) как образования широтной палеодолины, которая связывала север области будущей Ширакской впадины с долиной р. Памбак. Галечники Джаджурского перевала были признаны возрастным аналогом галечников Карахачского перевала и Карахачского карьера (Трифонов и др., 2017). Как и галечники Карахачского перевала, галечники Джаджурского перевала представляют собой фрагмент палеодолины, разорванной вследствие поднятия Ширакского хребта (рис. 4.2).

(5). Вследствие поднятия хребтов и разрыва гидросети, основной объем водостока, изначально ориентированный с запада на восток, был перенаправлен на юг, через центр Ширакской впадины, по долине р. Ахурян (рис. 4.2).

С учетом возраста андезитов на Карахачском перевале 1.70±0.07 млн лет (Трифонов и др., 2017) и возраста карахачской свиты 1.9-1.75 млн лет, разрыв гидросети и перенаправление стока в область Ширакской впадины произошло после ~1.7 млн лет.

(6). Возникновение Ширакского палеоозера, накопление четвертичных аллювиально-озерных свит синхронно с вулканической активностью на южном обрамлении впадины. В период ~1.2-0.6 млн лет во впадине происходило накопление двух аллювиально-озерных свит – анийской и арапийской, т.е. на протяжении ~0.6 млн лет во впадине существовал озерный бассейн. Время накопления анийской свиты ~1.2-0.78 млн лет (возможно, время начала накопления свиты более раннее, но не древнее 1.75 млн), мощность свиты – 160 м. Время накопления арапийской свиты ~0.78-0.6 млн лет, мощность свиты не превышает 90 м.

Сопоставление возраста аллювиально-озерных свит и вулканических образований на южном обрамлении впадины показало хорошую корреляцию возрастов осадочного и вулканогенного комплексов пород.

Наиболее молодые вулканически образования Карс-Дигорского плато имеют возраст 1.6±0.2, 1.3±0.3 млн лет (Innocenti et al., 1982) и 1.27±0.5 млн лет (данные автора). Извержение оливиновых базальтов с возрастом 1.6 и 1.3 млн лет происходило в районе гг. Карс и Дигор (точные координаты отсутствуют), извержение базальтов с возрастом 1.27 млн лет – на северо-востоке плато.

Извержения в Арагацкой вулканической области начались с излияний вулканического центра Артени 1.26±0.05 млн лет и Араилер 1.37±0.04 млн лет (Лебедев и др., 2011). Согласно исследованиям, изложенным в (Чернышев и др., 2002), в истории активности вулкана Арагац выделяют три этапа: (I-II) 0.97-0.89, (III) 0.74-0.68 млн лет, (IV) 0.56-0.45 млн лет. В этом же исследовании показано, что этапы (I-II) и (III) были наиболее

99

продуктивны с точки зрения объема извергаемого материала, в то время как для этапа (IV) характерны ограниченные извержения из моногенных конусов и локальных трещин. Кроме того, излияния (IV) происходили на восточной периферии Арагацкого центра.

Время начала накопления анийской свиты совпадает с временем последних извержений на Карс-Дигорском плато (западный берег р. Ахурян) и первых извержений Арагацкой вулканической области (восточный берег р. Ахурян). Полное смыкание лавовых образований расположенных друг напротив друга вулканических областей произошло только на юге впадины и, таким образом, лавовые потоки подпрудили течение р. Ахурян, в результате чего возникло Ширакское палеоозеро. В течение этапов (I-II) и (III) активности влк. Арагац лавовые подпруды подновлялись, что поддерживало существование озера на протяжении не менее ~0.6 млн лет.

Время завершения накопления арапийской свиты соответствует времени завершения этапа (III) активности вулкана Арагац. После завершения этапа (III) лавовые подпруды были эродированы течением р. Ахурян, а озеро спущено. Извержения этапа (IV) были приурочены к восточной периферии Арагацкого центра (Чернышев и др., 2002) и не могли создавать лавовых подпруд в долине р. Ахурян.

(7). Постепенный спуск Ширакского озера и перекрытие северо-восточной части впадины игнимбритами Гюмри. В интервале $0.65\pm0.06 - 0.70\pm0.03$ млн лет северовосточная часть впадины была покрыта игнимбритами Гюмри. Это могло произойти либо в конечную стадию существования Ширакского палеоозера, когда его площадь была существенно сокращена и водный бассейн продолжал существовать только вдоль долины р. Ахурян на самом юге впадины, либо после полного спуска палеоозера.

Естественной границей распространения игнимбритов стала долин р. Ахурян, которую смогла пересечь лишь небольшая часть пирокластического потока. Движение пирокластического потока было ориентировано на северо-запад от вулкана Арагац.

(8). Продолжение вертикальных и горизонтальных смещений по разломам после накопления аллювиально-озерных анийской и арапийской свит. После накопления анийской и арапийской аллювиально-озерных свит смещения по разломам продолжились:

 После накопления анийской свиты произошло опускание северного борта впадины по Капской флексурно-разломной зоне (КФЗ). Это выражено в изгибе террасы р. Ахурян, которая сложена осадочными образованиями анийской свиты. Высота кровли свиты в зоне флексуры падает с ~1700 м до ~1615 м (Shalaeva et al., 2019; Trifonov et al., 2020). С учетом возраста анийской свиты ~1.2-0.78 млн лет, величина вертикального смещения по КФЗ в неоплейстоцене-голоцене составила ~85 м. 2) После накопления арапийской свиты и извержения игнимбрита Гюмри произошло нарушение залегания этих образований по Лусахпюрскому надвигу. С учетом возраста игнимбрита Гюмри, самого молодого горизонта, нарушенного надвигом, надвиг был активен в период после 0.68-0.7 млн лет.

(9). Миграция ареалов четвертичного осадконакопления с севера на юг, связанная с вовлечением северного борта впадины в воздымание Ширакского хребта.

Наиболее древняя четвертичная толща континентальных образований, накопление которой предшествовало и было синхронным начальной стадии обособления впадины – карахачская толща, имеет самое северное и гипсометрически самое высокое положение. Толща нарушена вертикальным смещением по Капской флексурно-разломной зоне на величину до 210 м. На дневной поверхности толща обнажена на северных и южных склонах Ширакского хребта. Абсолютная отметка кровли толщи составляет ~1750-1770 м (обнажение Джрадзор). В пределах впадины толща опущена на глубину 60-160 м от поверхности впадины (~1460-1620 м н.у.м.) и перекрыта более молодой анийской свитой.

Анийская свита перекрывает карахачскую свиту и распространена в северной и центральной части впадины. Абсолютная высота кровли анийской свиты составляет ~1600 м. Свита была частично размыта, что можно объяснить денудацией вследствие сокращения площади озера или же временного полного его спуска на рубеже раннего-среднего плейстоцена. В рельефе впадины северная граница размыва выражена уступом высотой 45 м (обнажение Айкаван-1).

Арапийская свита с частичным размывом перекрывает анийскую свиту и распространена вплоть до южной границы впадины, где налегает на неогеновые вулканические комплексы. Абсолютные отметки кровли арапийской свиты составляют 1520-1480 м. Ее накопление связано с восстановлением уровня Ширакского палеоозера на рубеже раннего-среднего плейцстоцена.

Таким образом, анийская и арапийская свиты представляют собой два цикла седиментации, связанные с временным исчезновением или значительным понижением уровня палеоозера. Нижние части циклов представлены озерными образованиями, верхние – аллювиальными. Исключение составляет самое южное обнажение Арапийской свиты – Айкадзор, в котором представлены только озерные алевриты, диатомиты и пески, а аллювиальные образования отсутствуют.

Стоит отметить, что еще одним фактором смещения области осадконакопления могло стать возникновение более южных лавовых подпруд.

101



Уход вод акчагыльской трансгрессии (~2.5 млн лет); проникновение с севера в пределы впадины трахиандезибазальтов (2.25-2.1 млн лет); формирование карахачской толщи (1.9-1.75). Рост Ширакского хребта, опускание северного борта впадины по КФЗ.

Начало активности Арагацкого вулканического центра; возникновение Ширакского палеоозера вследствие подпруживания долины р. Ахурян; формирование анийской свиты (1.2-0.78 млн лет), которая не полностью перекрывает карахачскую толщу.

Смещение области седиментации к югу вследствие продолжения поднятия северного борта впадины; формирование арапийской свиты (0.78-0.6 млн лет), которая не полностью перекрывает анийскую свиту.

Спуск Ширакского палеоозера; перекрытие осадочных толщ игнимбритами Гюмри; продолжение поднятие северного борта впадины, перекос впадины к югу.

Рис. 4.3. Модель развития Ширакской впадины в четвертичное время.

1 — дочетвертичное основание, 2 — трахиандезибазальты 2.25-2.1 млн лет («долериты»), 3 — карахачская толща, 4 - анийская свита, 5 — арапийская свита, 6 — игнимбриты Гюмри (0.75-0.6 млн лет), 7 — воды Ширакского палеоозера, 8 — вулканы, 9 — разломы, 10 — границы областей седиментации, 11 — направление смещения областей седиментации; 12 — направление вертикальный движений; 13 — направление смещения по разлому. КФЗ — Капская флексурно-разломная зона.

По-видимому, после завершения озерного этапа развития впадины и в связи с продолжением в эоплейстоцене поднятия Ширакского хребта, дно впадины получило уклон к югу на величину ~150 м (Милановский, 1968).

(10). Воздымание Ширакской впадины в четвертичное время в структуре Малого Кавказа и Армянского нагорья. В четвертичное время область Ширакской впадины была вовлечена в общее воздымание Малого Кавказа и Армянского нагорья, современные абсолютные высоты поверхности Ширакской впадины составляют 1450-1600 м. С учетом того, что современная абсолютная высота кровли нижнеакчагыльских морских образований имеет высоту 1565 м, средние скорости поднятия впадины в четвертичное время составляют 0.6 мм/год.

Обобщая сказанное в разделах 4.1. и 4.2., можно выделить следующие этапы в развитии Ширакской впадины:

Этап 1 (плиоценове время). Начало обособления Ширакской впадины, морское осадконакопление в условиях акчагыльской трансгрессии Восточного Паратетиса (палео-Каспия).

Этап 2 (2.5—1.2 млн лет). Продолжение обособление впадины после регрессии Акчагыльского моря и начало ее вовлечения в поднятие Малого Кавказа и Армянского нагорья. Завершение формирование западного обрамления впадины (восточных склонов Карс-Дигорского вулканического плато). Продолжение роста хребтов северного обрамления впадины (Базумского и Ширакского). Опускание северо-восточной части впадины по Ахурянскому разлому. Проникновение во впадину с севера трахиандезибазальтов.

Этап 3 (~1.2–0.6 млн лет). Начало извержений Арагцкого вулканического центра, т.е. начало формирования южного и юго-восточного вулканического обрамления Ширакской впадины. Формирование лавовых подпруд долины р. Ахурян и возникновение Ширакского палеоозера. Значительная часть впадины превращена в озерный бассейн.

Этап 4 (0.6 млн лет – н.в.). Спуск Ширакского палеоозера. Продолжение относительного опускания впадины при ее общем воздымании в структуре Малого Кавказа и Армянского нагорья. В этот период впадина вновь представляет собой межгорную равнину. Перекос дна впадины с севера на юг на величину 150 м.

На основании материалов, изложенных в главах 2-4 построена блок-диаграмма современного строения Ширакской впадины (рис. 4.4).

Защищаемое положение 1. Время начала обособления Ширакской впадины как самостоятельной межгорной структуры – не ранее позднего плиоцена. В позднем плиоцене, в той части Малого Кавказа и Армянского нагорья, где сейчас расположена Ширакская впадина, существовал узкий залив Акчагыльского морского бассейна (палео-Каспийского моря), в котором происходило мелководное осадконакопление. После ухода вод акчагыльской трансгрессии во впадине началось озерное и аллювиальное осадконакопление, и впадина была вовлечена в поднятие, связанное с поэтапным, дифференцированным воздыманием Малого Кавказа и Армянского нагорья. В четвертичное время область Ширакской впадины была поднята на 1.5 км.

Защищаемое положение 2. В четвертичное время, в результате излияния лавовых потоков в пределах двух вулканических областей – Карс-Дигорского плато и Арагацкого вулканического центра, на южном обрамлении Ширакской впадины в долине р. Ахурян были образованы лавовые подпруды. Впадина развивалась к северу от подпруд между Карс-Дигорским плато и Арагацким вулканическим центром как отрицательная форма рельефа, в которой подпруженная река палео-Ахурян образовала палеоозеро, просуществовавшее не менее 0.6 млн лет.

Защищаемое положение 3. В четвертичное время северный борт Ширакской впадины был поэтапно вовлечён в поднятие, сопровождавшее формирование Ширакского хребта. Это обусловило южно-направленную миграцию палеобассейна в направлении от Ширакского хребта и соответствующее изменение депоцентров и ареалов накопления четвертичных толщ в пределах впадины.



Рис. 4.4. Блок-диаграмма современного геологического строения Ширакской впадины. 1 – эоценовые вулканогенно-осадочные и вулканогенные толщи, слагающие Ширакский хребет (хребет нарисован вне масштаба); 2 – верхнемиоценовые (мэотические-понтийские) вулканогенно-осадочные образования, условно относимые к возрастным аналогам вохчабердской свиты Приереванского района; 3 – плиоцен-четвертичные вулканические образования Карс-Дигорского плато; 4 – верхнеплиоценовые (акчагыльские) морские образования; 5 – трахиандезибазальты («долериты»); 6 – карахачская толща; 7 – четвертичные вулканические образования Арагацкого вулканического центра, 8 – озерно-аллювиальные образования анийской свиты; 9 – озерно-аллювиальные образования арапийской свиты; 10 – игнимбриты Гюмри; 11 – разломные зоны, 12 – вулканические центры, 13 – направление движения вулканического потока, 14 – русло р. Ахурян.

ГЛАВА 5. СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ ШИРАКСКОЙ И СЕВАНСКОЙ ВПАДИН

Автор настоящей диссертации принимала участие в работах по исследованию стратиграфии кайнозойских осадочных толщ Севанской впадины в 2016 г. Результаты этих исследований дополнили существующие представления о геологическом строении Севанской впадины и были включены в диссертацию для сопоставления Севанской и Ширакской впадин.

5.1. Геологическое строение и позднекайнозойская структура Севанской впадины и ее юго-западного обрамления.

Севанская впадина приурочена к северной окраине Армянского блока, к зоне его сочленения с Севано-Акеринской сутурой (рис. 1.2, 1.3). Также как и Ширакская впадина, Севанская впадина частично ограничена складчатыми хребтами Малого Кавказа, частично – вулканическими массивами Армянского нагорья.

Северо-восточный борт Севанской впадины представлен структурами Арегунийского и Севанского хребтов Малого Кавказа. Севанский хребет сложен породами Севано-Акеринской офиолитовой сутуры и осадочными толщами верхнемеловоговозраста (Геологическая..., 1976). Арегунийский хребет эоценового сложен преимущественно палеогеновыми вулканогенными И вулканогенно-осадочными образованиями (Геологическая..., 1976).

Западный борт Севанской впадины образован склонами Гегамского вулканического нагорья. По результатам исследований, изложенных в (Арутюнян и др., 2007), наиболее древние из известных пород нагорья имеют возраст 5.7–4.6 млн лет и представлены преимущественно трахиандезитами в его западной части. Вулканическая активность конца плиоцена – начала четвертичного времени (акчагыльское время) имела ограниченные масштабы на севере нагорья – в долине р. Раздан, где ~2.5 млн лет назад произошло излияние платобазальтов субщелочной серии (Арутюнян и др., 2007). Для последних ~ 0.7 млн лет в истории Гегамского нагорья было выделено четыре фазы вулканической активности с пиком активности ~0.2 млн лет назад, когда возникла большая часть моногенных конусов (более 100) осевой части Гегамского нагорья и вулканов Ератумберской группы. Большинство продуктов вулканической активности представлено трахиандезитами и трахиандезибазальтами (Арутюнян и др., 2007).

Южный борт Севанской впадины образован склонами Варденисского вулканического нагорья. В приводораздельной части на востоке нагорья локально обнажены базальты, известняки, песчаники, алевролиты и аргиллиты мела – палеоцена (Харазян, 2012). Стратиграфически выше залегают в основном вулканогенные толщи эоцена – четвертичного времени преимущественно среднего и кислого состава общей мощностью несколько километров (Харазян, 2012).

Для региона, который охватывает юго-восточные отроги Памбакского хребта, Севанскую впадину, Гегамское, Варденисское и Сюникское вулканические нагорья, а также северную часть Зангезурского хребта, выявлено своеобразное сочетание позднекайнозойских структурных получившее название Севанской элементов, миндалевидной структуры (Karakhanian et al., 2002, 2011) (рис. 5.1). Она представляет собой которого можно сдвиговый дуплекс, внутри выделить отдельные участки с транстенсионным или транспрессионным режимами развития, а также зоны интенсивного вулканизма. Дуплекс ограничен правосдвиговыми зонами – Памбак-Севан-Сюникской с северо-востока, Гарнийской и Арпа-Зангезурской с юго-запада (рис. 5.1). Согласно структурно-геологическим и современным GPS наблюдениям, развитие этой структуры в целом происходило в условиях поперечно-косого сжатия с ориентировкой осей сжатия северо-северо-восток – юго-юго-запад, характерных для всей территории Армении (Davtyan et al., 2007; Avagyan et al., 2010). При этом, для таких внутренних структур как осевая часть Гегамского вулканического нагорья и южная часть Севанского бассейна установлено растяжение 2.4±0.9 мм/год (Davtyan et al., 2007).

Севанская впадина расположена в северной части дуплекса. С северо-запада на юговосток в структуру Севанской впадины входят Цовагюхский грабен, впадина Малого Севана (структура пулл-апарт), впадина Большого Севана, Масрикская впадина (вероятно, является продолжением впадины Большого Севана) (рис. 5.2). Впадины Малого и Большого Севана разделены тектонической перемычкой, к которой в периоды полного осушения Большого Севана в плейстоцене был приурочен фрагмент антецедентный долины р. Раздан (Милановский, 1960).

Структура восточного склона Гегамского вулканического нагорья осложнена Гаварским горстом, который ориентирован параллельно западному берегу Большого Севана. Протяжаенность горста 25 км, ширина 5-7 км (Avagyan et al., 2010). С запада горст ограничен Гаварской разломной зоной (включает сегменты ГРЗ-1, ГРЗ-2), с востока - Норатус-Канагехской разломной зоной (НКРЗ) (рис. 5.2). Падение плоскостей разломов НКРЗ – восточное, ГРЗ – западное (Avagyan et a., 2010). Между центральными сегментами ГРЗ-1 (разлом Камо) и ГРЗ-2, характеризующимися сбросовой кинематикой, протягивается Гаварская (Гаварагетская) впадина (рис. 5.2).


Рис. 5.1. Севанская миндалевидная структура (сдвиговый дуплекс). Сост. по Кагаkhanian et аl., 2002 с изменениями). Сост. по сост. по

Памбак-Севан-Сюникская

разломная зона: ПССР – северная ветвь, ПССР-1 – восточное продолжение северной ветви, АР – Акеринский разлом.

Прочие разломные зоны: A3P – Арпа-Зангезурская, AP – Акеринский, ГР – Гарнийский.

Вулканические нагорья: ГН – Гегамское, ВН – Варденисское, СН – Сюникское. Хребты: ПХ – Памбакский, ЗХ – зангезурский;

1 — сдвиги, 2 — сбросы, 3 — надвиги и взбросы, 4 — разломы с неопределенной кинематикой.

Цифровая модель рельефа SRTM 1' (источник https://earthexplorer.usgs.gov/)



Рис. 5.2. Позднекайнозойская структура Севанской впадины и ее юго-западного обрамления.

I — Цовагюхский грабен, II — пулл-апарт Малого Севана, III — Прогиб Бльшого Севана, IV — Масрикская впадина.

Разломные зоны: ПССР – Памбак-Севан-Сюникская, НКРЗ – Норатус-Канагехская, СП – Спитаксарская.

Ветви Гаварского разлома: ГРЗ-1 – северо-восточная, ГРЗ-2 – юго-западная.

Арабские цифры на ЦМР: 1 – Норатусский сброс, 2 – Гаварский горст.

Обнажение плиоцен-четвертичных образований: H1 – Норатус-1, H2 – Норатус-2.

Скважины: скв.2 – «Норакерт», скв.4 – «Насосная», скв. Е – Еранос, скв. К – Карчахпюр-1.

1 — сдвиги, 2 — сбросы, 3 — надвиги и взбросы, 4 — разломы с неопределенной кинематикой.

Цифровая модель рельефа SRTM 1' (источник

https://earthexplorer.usgs.gov/)

Величина вертикального смещения по НКРЗ в самом северном его сегменте (Норатусский сброс) достигает 80-100 м (Милановский, 1952).

5.2. Стратиграфия неоген-четвертичных осадочных толщ Севанской впадины.

Стратиграфия миоцен-четвертичных толщ впадины известна по материалам бурения, а также по фрагментарным выходами неоген-четвертичных осадочных образований этого возраста на западном берегу оз. Большой Севан.

Материалы бурения скважин № 2 «Норакерт» и № 4 «Насосная», заложенных на южном берегу оз. Севан, приведены в работе (Саядян, 2009) (рис.5.3). Наиболее молодыми морскими осадочными образованиями Севанского бассейна являются глины, слаболитифицированные алевриты и песчаники сарматского региояруса. Вышележащая толща представлена континентальными вулканогенными и осадочными аллювиальными, пролювиальными, делювиальными и озерными образованиями (Саядян, 2009). В контексте настоящего исследования принципиально то, что в пределах Севанской впадины морских осадочных образований моложе сарматского возраста не обнаружено.

Единственно известной областью выхода на дневную поверхность осадочных неоген-четвертичных толщ является полоса обнажений вдоль западного побережья Большого Севана, объединенных общим названием «Норатусский разрез» или «Сарыкаинская толща» общей мощностью до 300 м (Милановский, 1952; Саядян, 2009). Е.Е. Милановский (1952) выделил в этом разрезе 8 свит и относил их миоцену – четвертичному времени. Ю.В. Саядян (2009) уточнил временные интервалы формирования свит и предпринял попытку корреляции образований Норатусского разреза и скв. №2 и скв. №4. Следует отметить, что литологическое сходство пород разных свит, фрагментарность их выхода на дневную поверхность и практически полное отсутствие фаунистических находок затрудняют расчленение толщи.

Автор диссертации принял участие в исследованиях разрезов Норатус-1 и Норатус-2 в 2017 г. Результаты исследований изложены далее.

Разрез *Норатус-1 (N40°22'07.78" Е45°12'22.03")* (рис. 5.4, 5.5, 5.6) представлен аллювиальными и озерными образованиями, последовательность слоев сверху вниз следующая:

 Песчано-галечные образования с включением обломков вулканического шлака, в верхней части слоя – два прослоя черной пемзы (0.5-1 м). Мощность 12 м.

- Алевриты серо-бежевые, горизонтально-слоистые с прослоями диатомитов, мелкозернистых песчаников, реже – обломков вулканического шлака; встречаются прослои алевритов с оолитовой текстурой. Мощность 11 м.
- Туфобрекчии серо-бежевые, состоят преимущественно из обломков пемзы и вулканического шлака гравийной размерности; встречаются прослои плохо сортированного песчаника и единичные включения плохоокатанной гальки. Мощность 7 м.
- 4. Пачка чередования алевритов, туфоалевритов, слаболитифицированных мелкозернистых песчаников и туфопесчаников. Мощность 10 м.
- Песчаники серые, горизонтальнослоистые, тонкослоистые, слаболитифицированные; включение тонких прослойков перемытой пемзы и шлака гравийной размерности, алевритов, единичные включения гальки. Мощность 10-12 м.
- 6. Галечники с песчано-гравийным заполнителем, галька из эффузивов преимущественно базальтового, андезибазальтового и андезитового состава, реже дацитового; текстура неслоистая, локально – косослоистая (заполнение поперечных промоин); встречаются небольшие линзы песка; в верхней части слоя – линза перемытой дацитовой пемзы; на контакте с вышележащим горизонтом – прослой пепла. Мощность 18-20 м.

В слоях 2-6 было отобрано 95 образцов для палеомагнитного исследования. Нижние 12 образцов (нижние 5 м слоя 6) показали обратную намагниченность, остальные образцы – прямую намагниченность.

В слое 1 из двух прослоев пемзы были отобраны 2 образца на К-Аг датирование (выполнено В.А. Лебедевым, ИГЕМ РАН). Возраст образца из верхнего прослоя составил 2.30±0.15 млн лет, из нижнего – 1.8±0.2 млн лет. Образец из нижнего прослоя показал высокое содержание атмосферного ⁴⁰Аг, поэтому был исключен из рассмотрения.

В слоях 2–6 были отобраны образцы для спорово-пыльцевого анализа. А.Н. Симаковой (ГИН РАН) обнаружены единичные зерна пыльцы неогенового возраста – Abies s.p., Pinus s.p., Picea s.p., Clavifera s.p., Lycopodium s.p. (рис. 5.7).

Ископаемая малакофауна в разрезе не обнаружена.

Разрез *Норатус-2 (N40°19'52.08" E45°12'39.58")* (рис. 5.4, 5.5, 5.6) представлен вулканогенными и озерными образованиями, последовательность слоев сверху вниз следующая:

1. Андезиты. Мощность 1.5 м.

- Песчаники желтые, неслоистые, слаболитифицированные; включения гравия. Мощность 2.2 м.
- Песчаники желтые, волнисто-косослоистые, слаболитифицированные; включения линз гравия и прослоев песчаников высокой степени литификации; в кровле слоя – знаки ряби. Мощность 3 м.
- Пачка, представленная чередованием тонких прослоев алевролитов розовых и песчаников мелкозернистых темно-серых; в верхней части пачки – обломки перемытой пемзы гравийной размерности. Мощность 1.5-1.8 м.
- Песчаники темно-серые, горизонтально-слоистые, включения прослоев гравия. Мощность 1.7 м.
- Песчаники темно-серые, мелкозернистые, неслоистые с интенсивными внутрислоевыми деформациями сейсмогенной природы (сейсмиты). Контакт с вышележащим слоем – эрозионный. Мощность 5 м.

В слоях 3-6 был отобран 21 образец для палеомагнитных исследований, все образцы показали нормальную намагниченность.

В слоях 3 и 4 были отобраны образцы для спорово-пыльцевого анализа. Исследование образцов показало отсутствие зерен пыльцы (выполнено А.Н. Симаковой, ГИН РАН).

В слое 3 были обнаружены костные остатки оленя. Характеристики рога позволяют отнести находку к представителям рода Arvernoceros (определение В.В. Титова, ЮНЦ РАН) (рис. 5.8), обитавшим на территории Западной и Восточной Европы, а также Кавказа и Турции в позднем плиоцене – раннем плейстоцене (Вислобокова, 1990).

Вышеприведенные результаты исследований позволяют сделать следующие выводы относительно генезиса и возраста исследованных толщ. Осадочные образования разрезов Hopatyc-1 и Hopatyc-2 накапливались в континентальных условиях. В разрезе Hopatyc-1 нижние 5 м характеризуются обратной намагниченностью, вышележащие 50 м – прямой намагниченностью. С учетом того, что возраст верхнего пласта пемзы составляет 2.3±0.15 млн лет, нижележащая нормально намагниченная часть разреза может быть отнесена к палеомагнитному хрону Гаусс, а обратно намагниченная нижняя часть разреза может соответствовать субхрону Каена (3.032-3.116 млн лет). Таким образом, возраст осадочных образований Норатус-1 составляет ~2.3-3.1 млн лет. Обнаруженные единичные зерна пыльцы неогенового возраста не противоречат этому выводу. Возраст пород разреза Норатус-1 по результатам наших исследований оказался древнее, чем предполагалось ранее

– Е.Е. Милановский (1952) определял возраст толщи как плейстоценовый, а Ю.В. Саядян
 (2009) часть разреза относил к неоплейстоцену.

В разрезе Норатус-2 породы слоев 3-6 имеют нормальную намагниченность. С учетом обнаружения костных остатков оленя *Arvernoceros* sp., осадочная часть разреза Норатус-2 может быть отнесена к хрону Гаусс, т.е. имеет позднеплиоценовый возраст.

Корреляция разрезов Норатус-1 и Норатус-2 затруднительна в виду различного литологического состава осадочных пород разрезов.





Рис. 5.3. Геологические колонки скважин №2 «Норакерт» и <u>№</u>4 «Насосная». Сост. по Саядян, 2009; Багдасарян, Гукасян, 1985). 1 – валуны, гравий; 2 галька, галька плоскоокатанная; 3 – суглинки; 4 – супеси; 5 – глины; 6 – туфопесчаники, 7 туфоалевриты; 8 _ туфы, игнимбриты; 9 – пеплы; 10 – риолиты, пемза; 11 – торфы; 12 – диатомиты; 13 – делювий. РГ – региоярус (или горизонт) Восточного шкалы Паратетиса.



Рис. 5.4. Геологические колонки обнажений Норатус-1 и Норатус-2.

Норатус-1: 1 – галька, гравий, пески; 2 – туфобрекчия; 3 – песчаники, туфопесчаники; 4 – алевриты, туфоалевриты; 5 – глины; 6 – диатомиты; 7 – пезы черные; 8 – пеплы вулканические; 9 – сейсмиты; 10 – оолиты; 11 – образцы для спорово-пыльцевого анализа; 12 – образцы для К-Аг датирования.

Норатус-2: 1 – гравий; 2 – песчаники; 3 – алевролиты; 4 – андезиты; 5 – сейсмиты; 6 – образцы для спорово-пыльцевого анализа; 7 – костные остатки оленя рода Arvernoceros.



Рис. 5.5. Разрез Норатус-1. Структурно-текстурные особенности осадочных толща разреза.

(a),(б) – Общий вид разреза Норатус-1; (в) горизонтальная параллельная слоистость в алевритах; (г) прослои перемытой пемзы в алевритах; (д) оолиты в алевритах; (е) мелкие сбросовые нарушения в алевритах.



Рис. 5.6. Признаки сейсмотектонической активности в структуре осадочных пород разрезов Норатус-1 и Норатус-2.

(a)-(в) — кластические дайки сейсмогенной природы, Норатус-1; (г),(д) — текстуры взмучивания и (е) — разрыв слоев сейсмогенной природы, Норатус-2



Рис. 5.7. Зерна пыльцы неогенового возраста, Норатус-1. Опред. А.Н. Симковой (ГИН РАН).



Рис. 5.8. Находки костных остатков оленя рода *Arvernoceros* **sp., Норатус-2.** *Опред. В.В. Титова* (ЮНЦ РАН).

5.3. Время обособления и позднекайнозойское развитие Севанской впадины и ее западного обрамления.

В сарматское время Севанский регион был частью Понто-Каспийского бассейна (Милановский, 1960, 1968; Саядян, 2009). После ухода вод сарматской трансгрессии в регионе установился континентальный режим осадконакопления. Морских осадочных образований более молодого возраста обнаружено не было (Милановский, 1960; Геология..., 1970; Шалаева, 2023).

Е.Е. Милановский (1960) предлагал считать временем начала обособления впадины рубеж сарматского-мэотического времени на основании смены режимов осадконакопления в регионе. В виду ограниченности информации о верхнемиоценовой-нижнеплиоценовой стратиграфии осадочных толщ впадины, установить более точно время начала ее обособления не представляется возможным.

На основании исследований Е.Е. Милановского (1952), материалов бурения, приведенных в работе (Саядян, 2009), и наших исследований разрезов Норатус-1 и Норатус-2 можно утверждать, что в позднеплиоценовое-четвертичное время Севанская впадина уже испытывала относительное опускание и во впадине существовал озерный бассейн. С учетом глубины положения подошвы киммерийских осадочных толщ в скв. №2 и №4 (Саядян, 2009), минимальное относительное опускание впадины в плиоцен-четвертичное время составило ~550 м.

Исходя из возраста пород разреза Норатус-1, определенного нами как ~2.3-3.1 млн лет, можно считать, что возраст северной части Норатус-Канагехской разломной зоны, ограничивающей впадину Большого Севана с запада, моложе 2.3 млн лет.

В ходе предшествующих исследований (Милановский, 1952; 1960; Avagyan et al., 2020) было установлено, что относительное поднятие Гаварского горста вдоль западного берега Большого Севана привело к разрыву речных долин, по которым осуществлялся речной сток с нагорья в озеро. Это подтверждено хорошо выраженными фрагментами разорванных и осушенных речных долин на поверхности Гаварского горста (Милановский, 1960). Формирование горста привело к возникновению новой речной долины (р. Гаварагет) вдоль западного крыла горста, по которой речной сток был направлен на север, в Малый Севан. Возраст новообразованной долины – моложе 2.3 млн лет.

Южная часть Гаварского горста сложена исключительно вулканогенными породами. В северной части вулканогенные породы фациально замещены озерно-аллювиальными образованиями, при этом в районе разреза Норатус-2 они перекрыты андезитами, а в районе разреза Норатус-1 (Норатусский сброс) андезиты отсутствуют. Вероятно, в силу удаленности от центров извержения область северной части Гаварского горста (Норатусский сброс) не была перекрыта вулканогенными породами, что способствовало размыву этой части горста при его обособлении. В результате размыва северная окраина Гаварского горста приобрела асимметричный профиль. Сохранившаяся часть северной окраины горста, таким образом, представляет собой эрозионно-тектонический останец.

5.4. Гетерогенный генезис Севанской впадины.

Формирование Севанской впадины связано с развитием крупнейших преимущественно правосдвиговых разломных зон исследуемого региона. Впадину Малого Севана интерпретируют как присдвиговую впадину типа пулл-апарт, связанную с режимом транстенсии между сегментами Памбак-Севан-Сюникской зоны разломов (Karakhanian et al., 2002, 2004). Впадина Большого Севана развивается в локальных условиях растяжения (Davtyan et al., 2006), возникших в пределах Севанского сдвигового дуплекса.

Вместе с тем, обособление впадины было синхронным интенсивному вулканизму Гегамского и Варденисского нагорий. Это позволяет предположить связь развития впадины не только с разломными зонами, но и с магматизмом в пределах сдвигового дуплекса и связанным с ним оттоком вещества.

Таким образом, Севанская впадина, также как и Ширакская впадина, может быть отнесена к типу тектоно-магматических структур.

5.5. Сравнительный анализ Ширакской и Севанской впадин.

Области будущих Ширакской и Севанской впадин длительное время были частью бассейна Восточного Паратетиса, что подтверждено наличием морских осадочных образований этого времени в обеих впадинах. Окончательное их отделение от зоны влияния Восточного Паратетиса произошло в разное время. Область будущей Севанской впадины перешла в режим континентального развития уже в позднем миоцене, после ухода вод сарматской трансгрессии, в то врем как Ширакская впадина в позднем плиоцене была затоплена водами акчагыльской трансгрессии. Это свидетельствует либо о разном гипсометрическом положении области впадин к концу плиоцена – Севанская в отличие от Ширакской уже могла быть вовлечена в поднятие Малого Кавказа и находилась выше, либо об относительной изолированности Севанской впадины от вод Восточного Паратетиса поднятыми на незначительную высоту хребтами Малого Кавказа (Севано-Акеринской и Сомхето-Карабахской зонами).

И Ширакская, и Севанская впадины приурочены к северной окраине Армянского блока, к зоне его сочленения с Севано-Акеринской сутурой. Ширакская впадина расположена к юго-юго-западу от узла схождения крупнейших разломных зон региона и частично ограничена с севера сравнительно небольшой по протяженности Капской флексурно-разломной зоной. Большая часть границ Ширакской впадины образована лавовыми потоками смежных вулканических областей (хр. Акбаба, Карс-Дигорское плато и Арагацкий вулканический центр), активность которых была синхронна обособлению впадины. Севанская впадина с севера и северо-востока непосредственно ограничена протяженной Памбак-Севан-Сюникской разломной зоной правосдвиговой кинематики, что позволяет относить впадину к типу структур pull-арагt. Южные и западные границы Севанской впадины образованы вулканическими областями (Гегамское и Варденисское вулканические нагорья), активность которых была синхронна обособлению впадины.

Генезис обеих впадин, таким образом, можно связывать и с разломной тектоникой, и с магматизмом. Это позволяет относить впадины к типу тектоно-магматических структур. При этом, в развитии Ширакской впадины доминирующую роль играли процессы, связанные с магматизмом, а в развитии Севанской впадины – сдвиги и сопряженные с ними разрывные нарушения.

Защищаемое положение 4. Ширакская и Севанская впадины как тектоно-магматические структуры были сформированы в области динамического влияния разрывных нарушений, кинематически связанных с выдвиганием Армянского блока в северном направлении, и процессов, связанных с плиоцен-четвертичным магматизмом севера Армянского нагорья. При этом, в развитии Ширакской впадины доминирующую роль играли процессы, связанные с магматизмом, а в развитии Севанской впадины – сдвиги и сопряженные с ними разрывные нарушения.

Заключение

История геологических исследований на Малом Кавказе и Армянском нагорье насчитывает более 150 лет. За этот период издано большое количество карт, монографий и статей как российскими, так и зарубежными учеными. Ширакская впадина ни раз попадала в область интересов исследователей, однако, понимание ее геологического строения и генезиса оставалось неполным, а появление результатов новых работ предопределило целесообразность пересмотра устоявшихся о ней представлений.

Целью диссертационного исследования было изучение геологического строения и реконструкция истории развития Ширакской впадины. Для достижения поставленной цели автором диссертации была проделана следующая работа.

Проанализированы и систематизированы литературные материалы по геологическому строению региона исследований, выявлены устаревшие и спорные представления о впадине. Совместно с научным руководителем подготовлен план полевых исследований.

Полевые исследования были проведены в 2015-2018 гг, в ходе которых основное внимание было уделено изучению верхнеплиоцен-четвертичных осадочных толщ впадины. При участии автора составлены литолого-стратиграфические колонки ключевых разрезов Ширакской впадины, отобраны образцы для палеомагнитных и палеонтологических исследований, образцы вулканогенных пород для изотопного датирования, совместно с археологическим отрядом были найдены каменные артефакты.

Полученные магнитостратиграфические характеристики разрезов, результаты К-Аг датирования вулканических пород, находки остатков малакофауны, фауны мелких млекопитающих и зерен древней пыльцы, а также анализ каменных индустрий позволили пересмотреть возраст осадочных толщ впадины и время начала ее обособления. Возраст осадочных образований Ширакской впадины оказался древнее, чем было принято считать ранее: возраст карахачской толщи составил 1.9–1.75 млн лет, анийской свиты – 1.2–0.78 млн лет, арапийской свиты – 0.78–0.6 млн лет. Карахачская толща была выделена впервые, а возраст анийской и арапийской свит в предшествующих исследованиях был принят как неоплейстоценовый, т.е. моложе 0.78 млн лет. Время начала обособления впадины, согласно нашим исследованиям, оказалось более поздним, чем было установлено ранее – поздний плиоцен, а не поздний миоцен.

В ходе работ уточнены площади распространения и определены изменения мощности игнимбритов Гюмри, которые перекрывают озерно-аллювиальные образования впадины, рассчитан минимальный индекс эксплозивности VEI вулканического события, приведшего к образованию игнимбритов. На основании геохимической и возрастной

корреляции установлена их генетическая связь с привершинными лавами вулкана Арагац и, таким образом, подтвержден источник игнимбритов.

На основании опубликованных материалов и собственных изотопногеохронологических исследований проанализированы время и последовательность проявления вулканизма в обрамлении Ширакской впадины. Эти результаты сопоставлены со временем начала и завершения накопления четвертичных озерных и аллювиальных толщ во впадине. Показана синхронность I-III этапа вулканической активности Арагацкого вулканического центра и существования Ширакского палеоозера.

В исследовании показано смещение областей озерно-аллювиального осадконакопления Ширакской впадины с севера на юг в связи с вовлечением ее северного борта в орогенное поднятие Ширакского хребта.

На основании совокупности ранее полученных и новых оригинальных материалов построен геолого-геоморфологический разрез впадины и разработана модель ее геологического строения и тектонической эволюции. При сопоставлении Ширакской впадины с Севанской показано, что обе структуры имеют тектоно-магматический генезис, однако, в случае с Ширакской впадиной доминирующим фактором ее обособления можно считать процессы, связанные с магматизмом, а в случае с Севанской – сдвиговые нарушения.

Теоретическая значимость работы состоит в обосновании возможности многофакторного развития межгорных впадин. Выявленные закономерности и стадии развития Ширакской депрессии вносят определенный вклад в общую дискуссию о времени начала и механизмах проявления орогенических процессов в пределах Малого Кавказа и Армянского нагорья. Иллюстрацией этих механизмов являются впервые разработанные автором графические модели геологического строения и тектонической эволюции Ширакской впадины, которые во многом оригинальны и составляют научную новизну выполненного исследования.

Практическую значимость работы определяет возможность использования полученных результатов при составлении государственных геологических карт и сводных стратиграфических колонок для образований кайнозоя, а также при подготовке учебных пособий и лекционных курсов для студентов ВУЗов по курсу региональной геологии. Кроме того, обобщение материалов по четвертичной геологии Ширакской и Севанской впадин, может послужить хорошей основой для проектирования работ по инженерным изысканиям для строительства.

122

ЛИТЕРАТУРА

- Абдуллаев Р.Н. Мезозойский вулканизм северо-восточной части Малого Кавказа. Баку. 1963. 228 с.
- 2. Абих Г.В. Геология Армянского нагорья. Западная часть. Орографическое и геологическое описание. Типография А.М. Майнулова в Пятигорске. 1899. 72 с.
- Авакян Л.А. Четвертичные ископаемые млекопитающие Армении. Ереван: изд. АН АрмССР. 1959. 71 с.
- Агаджанян А.К., Мелик-Адамян Г.У. Мелкие млекопитающие раннего плейстоцена Ширакской котловины Армении. Бюлл.ком. по изуч. четвертичного периода. 1958. № 54. С.91-100.
- Агамалян В.А. Древние метаморфические комплексы территории Армянской ССР и их тектоническое положение. В кн.: Материалы 2-го регион. петрограф. совещ. по Кавказу, Крыму и Карпатам. Тбилиси, Изд. КИМС, 1978, с.109-115.
- Агамалян В.А. Кристаллический фундамент Армении. Автореф. дисс. на соиск. уч. ст. докт. геол. н. Е., ИГН, 1998, 37с.
- Адамия Ш.А., Гамкрелидзе И.П., Закариадзе Г.С., Лордкипанидзе М.Б. Место Аджаро-Триалетии в альпийском складчатом поясе// в сб. Проблемы геологии Аджаро-Триалетии. Труды АН Груз. ССР, геол ин-т, нов. сер. Тбилси. Изд.: Мецниерба. Вып. 44. 1974. С. 155–171.
- 8. Акопян В.Т. О возрасте верхнемеловых образований юго-восточной Армении. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол-геогр. Наук. Т. XI. 1958. № 3.
- Акопян В.Т. Стратиграфия юрских и меловых отложений юго-восточного Зангезура.
 Изд. АН Арм. ССР. 1962. 298 с.
- 10. Акрамовский Н.Н. Ископаемые пресноводные моллюски одного песчаного карьера в окрестностях Ленинакана. Изв. АН Арм. ССР. Сер. геол.-геогр. наук. 1956. С. 81-90.
- 11. Амарян В.М. Вулкан Арагац, его строение и история формирования. Автореф. дисс. канд. геол-мин. наук. Ереван. 1964. 22 с.
- Аракелян Р.А. Палеозой. В кн. Геология Армянской ССР Т.ІІ, "Стратиграфия", Ереван: Изд. АН Арм.ССР. 1964. С. 46-96.
- Арзуманян С.К. Геологическое строение Араратской котловины и сопредельных с ней районов и перспективы нефтегазоносности. Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. Ереван, 1962. 25 с.
- Арутюнян Е.В., Лебедев В.А., Чернышев И.В., Сагателян А.К. Геохронология неогенчетвертичного вулканизма Гегамского нагорья (Малый Кавказ, Армения) // ДАН. Т. 416. № 1. 2007. С. 91-95

- 15. Асланян А.Т. Региональная геология Армении. Изд. Айпетрат. Ереван. 1958 г. 430 с.
- 16. Асланян А.Т., Багдасарян Г. П.: Габуния Л. К. и др. Радиометрические возрасты неогеновых вулканогенных образований Грузинской ССР, Армянской ССР и части Нахичеванской АССР // Изв. АН АрмССР. Науки о Земле. 1982. Т. 35, N 1/3. С. 3-24.
- Асратян В.П., Саркисян О.А., Саядян Ю.В., Мовсесян М.А. Строение и условия формирования вохчабердской вулканогенно-осадочной свиты в пределах Армянской ССР. Ученые записки Ереванского Госуниверситета. Естественные науки 3(139). Ереван, 1978. С.99-108.
- Багдасарян А.Р., Караханян А.С. Новые данные о кинематике подвижек в зоне Ахурянского разлома (Республика Армения) // Изв. НАН РА. Науки о Земле. 2016. Т. 69. № 1. С. 3–11
- 19. Багдасаря*н Г.П., Гукасян Р.Х.* Геохронология магматических, метаморфических и рудных формаций Армянской ССР. Ереван: АН АрмССР, 1985. 291 с.
- 20. База данных активных разломов <u>Map of active faults of Eurasia (ginras.ru)</u>
- Богачев В.В. Материалы к истории пресноводной фауны Евразии. Изд. АН УССР. Киев. 1961. 403 с.
- Вашакидзе Г.Т. Палеозойские гранитоиды Локского массива. Тр. ГИН АН Грузии. Нов. сер. Вып. 115. 2000. С. 320-332.
- Вегуни А.Т. Расчленение среднего эоцена южной Армении по фауне нуммулитов.
 Вопр. геол. Кавказа. Изд-во АН Арм. ССР. 1964.
- 24. Вислобокова *И.А.* Ископаемые олени Евразии. Под ред. Л.Д. Татаринова М.: Наука, 1990. 208с. (Тр. ПИН АН СССР. Т. 240).
- 25. Габриелян А.А. Палеоген и неоген Армянской ССР. Стратиграфия, тектоника, история геологического развития. Изд-во АН Армянской ССР. Ереван. 1964. 299 с.
- 26. Габриелян А.А., Бурштар М.С., Толмачесвкий А.А., Аракелян Р.А., Арзуманян С.К., Мелик-Бархударов К.Б., Тащян А.А. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Араратской котловины и смежных районов // Изв. АН ССР. Науки о Земле. №3. 1967. С.21-34.
- Гамкрелидзе И.П., Лордкипнидзе М.Б., Надарейшвили Г.Ш. Аджаро-Триалетская зона // В кн. Южно-Черноморский вулканический пояс и его металлогения. Под. ред. Твалчрелидзе Г.А., Михайлова А.Е. М.: Наука. 1985. С. 56–95.
- 28. Гамкрелидзе И.П., Шенгелиа Д.М. Новые данные о возрасте, составе и взаимоотношении пород, слагающих доальпийский кристаллический фундамент Кавказа. Труды ГИН АН Грузии. Нов. сер. Вып. 119. 2004. С. 407–424.

- Гамкрелидзе И.П., Шенгелиа Д.М. Новые данные о геологическом строении Дзирульского кристаллического массива и условия формирования мигматитов. Тр. ГИН АН Грузии. Вып. 114. 1999. С. 46–71.
- Гамкрелидзе И.П., Шенгелиа Д.М. Условия формирования магматических пород Дзирульского кристаллического массива (Каваказ) в свете тектонической расслоенности Земной коры. Геотектоника N 1. 2001. С. 60-72.
- Гамкрелидзе И.П., Шенгелиа Д.М., Швелидзе Ю.У., Вашакидзе Г.П. Новые данные о геологическом строении Локского кристаллического массива //Тр. ГИН АН Грузии. Нов.сер. Вып.114. 1999. С. 92–117.
- Гамкрелидзе П.Д. Геологическое строение Аджпро-Триалетской складчатой системы.
 Изд. АН Груз. ССР. Тбилиси. 1949. 508 с.
- 33. Гасанов Т.А. Офиолиты Малого Кавказа. М.: Недра. 1985. 240 с.
- 34. Геологическая карта Кавказа 1:500 000. Под ред. Наливкина Д.В. 1976 г.
- Геология СССР. Том XLVII. Азербайджанская ССР. Геологическое описание. М.: Недра. 1972. 520 с.
- 36. Геология Азербайджана. Том II. Литология. Баку. Nafta-Press. 20051. 253 с.
- Геология Азербайджана. Том IV. Тектоника. Под ред. В.Е.Хаина, Ак.А. Ализаде. Баку. Nafta-Press. 2005₂. С. 235–461.
- Геология СССР. Том Х. Грузинская ССР. Ч.І. Геологическое описание. М.: «Недра».
 1964 г. 656 с.
- Геология СССР. Том XLIII. Армянская ССР. Геологическое описание. М.: Недра. 1970.
 464 с.
- Гукасян Ю.Г. Петрография, минералого-геохимические особенности и история формирования Арагацкого вулканического комплекса. Автореф. дис. канд. геол.мин.наук. Тбилиси. 1985. 25 с.
- Джарбашян Р.Т., Гукасян Ю.Г., Карапетян С.Г., Мнацаканян А.Х., Навасардян Г.Х., Геворгян Р.П. Типы вулканических извержений и формы проявления позднеколлизионного наземного вулканизма Армении. Изв. НАН РА, Науки о Земле. 2012. 65(3). С. 3-20.
- 42. Дудаури О.З., Тогонидзе М.Г., Вашакидзе Г.Т. Региональные проблемы изотопной геохронологии. Тр. ГИН АН Грузии. Нов. сер. Вып. 114. 1999. С. 118–132.
- Егоян В.Л. Верхнемеловые отложения юго-западной части Армянской ССР. Ереван.
 Изд. АН Арм. ССР. 1955. 271 с.
- 44. Жузе А.П. Кремнистые осадки в современных и древних озерах // В кн.: Геохимия кремнезема. М.: Наука. 1966. 346 с.

- 45. Заикина Н.Г., Саядян Ю.В., Соколова Н.С. Данные спорово-пыльцевого и диатомового анализов древнеозерных отложений Ленинаканского озера // с сб. Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. Изд. МГУ. 1969₂. С. 105-113.
- Заикина Н.Г., Саядян Ю.В., Соколова Н.С. К истории растительности Ширакской равнины // Биологический журнал Армении. АН Арм. ССР. т. XXII. №4. 1969₁. С. 67-74.
- 47. Закариадзе Г.С., Книппер А.Л., Бибикова Е.В., Силантьев С.А., Злобин С.К., Грачева Т.В., Макаров С.А., Колесов Г.М. История формирования и возраст плутонической части офиолитового комплекса северо-восточного побережья оз.Севан. ИзвАН СССР. Сер.геол. №3. 1990. Стр.17-30.
- 48. Карапетян С.Г. // Изв. АН АрмССР. Сер. Наук о Земле. 1964. Т.17. №3-4. С.79-95.
- Карякин Ю.В. Геодинамика формирования вулканических комплексов Малого Кавказа. Труды ГИН АН ССР. Вып. 438. 1989. 151 с.
- 50. Книппер А.Л. Океаническая кора в структуре альпийской складчатой области (юг Европы, западная часть Азии и Куба). Изд. «Наука». Труды ГИН АН СССР. Вып. 267. 1975. 209 с.
- 51. Котляр В.Н. Памбак. Геология, интрузивы и металлогения Памбакского хребта и смежных районов Армении // АН ССР. ИГН. Ереван. 1958. 228 с.
- Лебедев В.А., Бубнов С.Н., Дудаури О.З., Вашакидзе Г.Т. Геохронология плиоценового вулканизма Джавахетского нагорья (Малый Кавказ). Статья 1. Западная часть Джавахетского нагорья // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2008₁. Т.16. №.2. С. 104-106.
- 53. Лебедев В.А., Бубнов С.Н., Дудаури О.З., Вашакидзе Г.Т. Геохронология плиоценового вулканизма Джавахетского нагорья (Малый Кавказ). Статья 2. Восточная часть Джавахетского нагорья. Региональная геологическая корреляция // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2008₂. Т. 16. №5. С.101-123.
- 54. Лебедев В.А., Чернышев И.В., Аракелянц М.М.и др. Геохронология неогенчетвертичного дацитового вулканизма северо-западной части Малого Кавказа (Грузия) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2004. Т.12. №1. С.96-115.
- 55. Лебедев В.А., Чернышев И.В., Дудаури О.З., Аракелянц М.М., Баирова Э.Д., Гольцман Ю.В., Чугаев А.В., Вашакидзе Г.Т. Самсарский вулканический центр как очаг новейшего вулканизма на Малом Кавказе: К-Аг-геохронологические и SR-ND-изотопные данные // ДАН. 2003. Т.393. № 6. С.802-808.

- 56. Лебедев В.А., Чернышев И.В., Якушев А.И. Время начала и продолжительность четвертичного магматизма в Арагацкой неовулканической области (Малый Кавказ, Армения) // ДАН. Геохимия. 2011. т. 437. №6. С. 808-812.
- 57. Майсурадзе Г.М., Кулошвили С.И. Некоторые вопросы молодого вулканизма Джавахетского нагорья // Тр. ГИН АН Грузии. Нов.сер. 1999. Вып. 114. С.
- 58. Мелик-Адамян Г.У. К вопросу о верхней биостратиграфической границе игнимбритов Касах-Памбакского типа Армении. Изв. НАН РА. Науки о Земле. 1994. №3. С.9-12.
- 59. Мелик-Адамян Г.У. О геологическом возрасте континентальной пестроцветной свиты верхнего кайнозоя Араксинской межгорной впадины // Тез.докл. Годичное собрание (научная конференция ПАЛЕОСТРАТ-2020) секции палеонтологии МОИП и Московского отделения палеонтологического общества при РАН. Москва. 27-29 янв. 2020.
- Меликсетян Х.Б. Геохимия вулканических серий Арагацкой области // Изв. НАН РА. Науки о Земле. 2012. 65. №3. С. 34-59.
- 61. Милановский Е.Е. Памбакская долина. В кн.: Геология Армянской ССР.Т.1. Геоморфология. Ереван: Изд. АН АрмССР. 1962. С. 104-115.
- 62. Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра. 1968. 484 с.
- 63. Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Севанской впадины // Бюл.. МОИП. Отд. геол. Том XXXV. Вып.5. 1960. С. 5–61.
- 64. Милановский Е.Е. Новые данные о строении неогеновых и четвертичных отложений бассейна оз. Севан // Изв. АН СССР. Сер.геол. № 4. 1952. С.110–119.
- 65. Милановский Е.Е., Хаин В.Е. Геологическое строение Кавказа. Изд. МГУ. 1963. 360 с.
- 66. Мкртчян К.А. Базумский хребет в системе Севанской тектонической зоны Малого Кавказа. Автореф. Дис.к.г.-м.н. Ереван. 1959. 35 с.
- Надарейшвили Г.Ш. Меловой вулканизм Аджаро-Триалетии. Тбилиси. Мецниерба. 1981. 139 с.
- 68. Назаретян С.Н. Дургарян Р.Р., Шахбекян Т.А., Григорян А.Г., Мирзоян Л.Б. Региональные разломы территории Армении по геофизическим данным и их сейсмичность. Ереван. Изд. Гитутюн НАН РА. 2015 г. 184 с.
- 69. Невесская Л.А., Коваленко Е.И., Белуженко Е.В., Попов С.В., Гончарова И.А., Данукалова Г.А., Жидовинов И.Я., Зайцев А.В., Застрожнов А.С., Ильина Л.Б., Парамонова Н.П., Пинчук Т.Н., Письменная Н.С., Агаджанян А.К., Лопатин А.В., Трубихин В.М. Объяснительная записка к унифицированной региональной стратиграфической схеме неогеновых отложений Южных регионов Европейской части России. Москва. 2004. 90 с.

- Носовский Н.Ф. Геологическое время возникновения Восточного Паратетиса // ДАН. Геология. 2001. Т. 379. С. 235-236.
- Паффенгольц К.Н. Бассейн озера Гокча (Севан). Геологический очерк. Тр. Всесоюз. геол. развед. объедин. Вып. 219. 1934.
- Паффенгольц К.Н. Геологический очерк Кавказа. Изд. Акад. Наук СССР. Ереван. 1959.
 506 с.
- 73. Попов С.В., Антипов М.П., Застрожнов А.С., Курина Е.Е., Пинчук Т.Н. Колебания уровня моря на северном шельфе Восточного Паратетиса в олигоцене-неогене // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2010. Т. 18. № 2. С. 99–124.
- Радопуло Л.М. Новые данные по сарамату Армении. Ерев. Докл. АН Арм. ССР. Т.Х. 2. 1949.
- 75. Региональная стратиграфия СССР. Т. VI. Стратиграфия меловых отложений Малого Кавказа. Ред. Ренгартен В.П. 1959. 540 с.
- 76. Саркисян О.А. Новые данные по стратиграфии верхнего эоцена Севано-Ширакского синклинория. Изв. АН АрмССР. Сер. геол. и геогр. № 2. 1958.
- Саркисян О.А. Палеоген Севано-Ширакского синклинория. Автореф. дисс. на соиск. уч. степ. канд. геол.-минер. Наук. Изд. Ерев. Гос. Ун-та.1959₂.
- 78. Саркисян О.А. Схема стратиграфического расчленения палеогеновых образований Севано-Ширакского синклинория. ДАН АрмССР. т. XXIX. №3. 1959₁.
- 79. Саядян Ю.В. К стратиграфическому расчленению и палеогеографии времени образования антропогеновых озерных и озерно-речных отложений Ленинкакнской котловины. Сов. Геол. 1966. №2.
- Саядян Ю.В. Новейшая геологическая история Армении. Ереван. Изд-во «Гитутюн» НАН РА. 2009. 357 с.
- Соколов С.Д. Олистостромовые толщи и офиолитовые покровы Малого Кавказа.
 Труды ГИН РАН АН СССР. Вып. 296. 1977. 95 с.
- 82. Стратиграфия СССР. Неогеновая система. М.: Недра, 1986. П/т. 1. 420 с.
- 83. Стратиграфия СССР. Палеогеновая система. М.: Недра. 1975. 524 с.
- Схиртладзе Н.И. Постпалеогеновый эффузивный вулканизм Грузии. Тбилиси. Изд. АН Груз.ССР. 1958. 368 с.
- 85. Трифонов В.Г. Караханян А.С. Кожурин А.И. Спитакское землетрясение как проявление современной тектонической активности. Геотектоника. 1990. №6. С. 46-60.
- 86. Трифонов В.Г. Неотектоника Евразии // Труды ГИН РАН, вып. 514. 1999. 252 с.
- 87. Трифонов В.Г. Неотектоника подвижных поясов. Труды ГИН РАН. М.: ГЕОС. Вып. 614. 2017. 180 с.

- 88. Трифонов В.Г., Соболева О.В., Трифонов Р.В., Востриков Г.А. Современная геодинамика альпийско-гималайского коллизионного пояса. М.: ГЕОС. 2002. 225 с.
- 89. Трифонов В.Г., Соколов С.Ю., Соколов С.А., Хессами Х. Мезозойско-кайнозойская структура Черноморско-Кавказско-Каспийского региона и ее соотношение со строением верхней мантии // Геотектоника. 2020. №3. С. 55–81.
- Трубихин В.М. Палеомагнетизм и стратиграфия акчагыльских отложений Западной Туркмении. Тр. ГИН. Вып. 301. М.: Наука, 1977. 79 с.
- 91. Трубихин В.М. Палеомагнитная шкала и стратиграфия неоген-четвертичных отложений Паратетиса // Опорные разрезы неогена Восточного Паратетиса (Таманский полуостров). Волгоград Тамань, 1998. С. 13–17.
- Филиппова Н.Ю. Палинология верхнего плиоцена среднего плейстоцена юга Каспийской области. М.: ГЕОС. 1997. 161 с.
 - Уаин В.Е. Главнейшие черты тектонического строения Кавказа. Советская геология. Сб. 39. 1949
 - 94. Харазян Э.Х. Геология и четвертичный вулканизм Армении. Ереван. ГЕОИД. 2012. 620с.
 - 95. Харазян Э.Х. О неотектонике северо-западной части Армении // Изв. АН АрмССР. Науки о Земле. 1971. Т. 24. № 5. С. 9–17.
 - 96. Чернышев И.В., Лебедев В.А., Аракелянц М.М., Джрбашян Р.Т., Гукаясн Ю.Г. Четвертичная геохронология Арагацкого вулканического центра (Армения) по данным К-Аг датирования // ДАН. Геохимия. 2002. Т.384. № 1. С. 95-102.
 - 97. Чумаков И.С. О проблеме границы миоцена плиоцена в Эвксине // Стратиграфия. Геол.корреляция. 2000. Т.8. №.4. С. 84-92
 - 98. Чумаков И.С. Радиометрическая шкала для позднего кайнозоя Паратетиса // Природа.
 1993. № 12. С.68-75
- 99. Чумаков И.С., Бызова С.Л., Ганзей С.С. Геохронология и корреляция позднего кайнозоя Паратетиса. М.: Наука. 1992. 95 с.
- 100. Чумаков И.С., Бызова С.Л., Ганзей С.С. К геохронологии мэотиса и понта Восточного Паратетиса // Докл. АН СССР. 1988. Т.303. вып.1. С.178-181
- 101. Чумаков И.С., Ганзей С.С., Бызова С.Л., Добрынина В.Я., Парамонова Н.П. Геохронология сармата Восточного Паратетиса // Докл. АН СССР. 1984. Т. 276, №5. С. 1189-1193.
- 102. Чумаков И.С., Головин Д.И., Ганзей С.С. К геохронологии мэотического яруса (верхний миоцен) Восточного Паратетиса//Докл. АН. 1996. Т. 347, № 3. С. 372-373.

- 103. Шалаева Е.А., Соколов С.А., Хисамутдинова А.И. Ленинаканский игнимбрит как продукт извержения вулкана Арагац, Армения. Вулканология и сейсмология. 2020. №2. С.32-42.
- 104. Шалаева Е.А, Трифонов В.Г., Трихунков Я.И., Титов В.В., Авагян А.В., Саакян Л.Г., Симакова А.Н., Фролов П.Д., Соколов С.А., Васильева М.А., Бачманов Д.М., Овакимян Г.М. Неотектоника и геологическое строение Севанской межгорной впадины (Армения): новые структурные и палеонтологические данные. Геотектоника. 2023. №4. С. 103-117.
- 105. Шатский Н.С. О глубоких дислокациях, охватывающих платформы и складчатые области (Поволжье и Кавказ). Изв. АН СССР. Сер. геол. № 5. С. 39-66.
- Яковлев Н.Н. Геологическое исследование Даралагеза в Закавказье. Изв. ГГРУ. Т. L. Вып. 32. 1931.
- Adamia Sh., Zakariadze G., Chkhotua T. Sadradze N., Tsereteli N., Chabukiani A., Gventsadze A. Geology of the Caucasus: A Review. Turkish Journal of Earth Sciences. 20 (5). 2011. P. 489-544.
- 108. Adamia Sh.A., Lordkipanidze M.B., Zakaridze G.S. Evolution of an active continental margins as exemplified by the Alpine history of the Caucasus //Tectonophysics. 40. 1977. P. 183–199.
- 109. Ambraseys N.N., Jackson J.A. Faulting associated with historical and recent earthquakes in the Eastern Mediterranian region. Geoph. Journal Int. 1998. 133. P. 390-406.
- 110. Avagyan A., Ritz J-F., Karakhanian A., Philip R. Dual near-surface rupturing mechanism during the 1988 Spitak earthquake (Armenia). Известия НАН РА. Науки о Земле. 2003. LVI.3. 3. 14-19.
- 111. Avagyan A., Sosson M., Karakhanian A., Philip H., Rebai S., Rolland Y., Melkonyan R., Davtyan V. Recent tectonic stress evolution in the Lesser Caucasus and adjacent regions. In: Sedimentary Basin Tectonics from the Black sea and Caucasus to the Arabian Platform. Geol.Soc. London. Special Publ. 2010. 340. P.393-408.
- 112. Avagyan A., Sosson M., Philip H., Karakhanian A., Rolland Y., Melkonyan R., Rebaï S., Davtyan V. Neogene to Quaternary stress fielf evolution in Lesser Caucasus and adjacent regions using fault kinematics analysis and volcanic cluster data. Geodinamica Acta. 18/6. 2005. P. 401-416.
- 113. Avagyan A., Sosson M., Sahakyan L., Sheremet Y., Vardanyan S., Martirosyan M., Muller C. Tectonic evolution of the Northern margin of the Cenozoic Ararat basin, Lesser Caucasus, Armenia//Journal of Petroleum Geology, vol. 41(4). 2018. P.495-512.

- 114. Bazhenov M.L., Burtman V.S., Levashova N.L. Lower and Middle Jurassic paleomagnetic results from the South Lesser Caucasus and the evolution of the Mesozoic Tethys ocean. Earth and Planetary Science Letters. 141. 1996. P. 79-89.
- 115. Davtyan V., Doerflinger E., Karakhanyan A., Philip H., Avagyan A., Champollion C., Aslanyan R. Fault slip rates in Armenia by the GPS data. Изв. НАН РА. Науки о земле. 2006. LIX. 2. C.3–18.
- 116. Dewey John F., Pitman III Walter C., Ryan Willeam B.F., Bonnin J. Plate Tectonics and Evolution of the Alpine System // Geological Society of American Bulletin. 10. 1973. P. 3137–3180
- 117. Faccena C., Bellier O., Martinod J., Piromallo C. Regard V. Slab detachment beneath Eastern Anatolia: a possible cause for the formation of the North Anatolian fault. Earth and Planetary science Letters. Vol/ 242. 2006. P. 85-97.
- 118. Galoyan G., Rolland y., Sosson M., Corsini M., Billo S., Verati C., Melkonyan R. Geochemistry and ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of Sevan Ophiolites (Lesser Caucasus, Armenia): evidences for Jurassic back-arc opening and hot-spot event between the South Armenian Block and Eurasia. Journal of Asian Earth Science. Vol. 34. 2009. P. 135-153.
- 119. Galoyan Gh.L., Melkonyan R.L., Atayan L.S., Chung S.-L., Khorenyan R.H., Lee Y.-H., Amiraghyan S.V. On the petrology and geochemistry of Jurassic magmatics of the Somkheti segment of Somkheto-Karabagh tectonic zone (Northern Armenia) // Izvestiya Natsionalnoi Academii Nauk Respubliki Armeniya, Nauki o Zemle. 2018. Vol. 71. № 1. C. 3–27.
- Gamkrelidze I., Shengelia D. New data on the interrelation and age of the Dzirula crystalline massif constituting rocks // Bull. Acad. Sci. of Georgia. 158. N1. 1998. P.93–96.
- 121. Gamkrelidze I., Shengelia D. Petrogenetic model of the Dzirula crystalline massif magmatites in the light of tectonic layering of the Earth's Crust //Bull. Sci. of Georgia Acad. 159. 1999. N.1. P. 117–120.
- 122. Gamkrelidze I.P. Geodynamic evolution of the Caucasus and adjacent areas in Alpine time // Tectonophysics. 127. 1986. P. 261–277.
- 123. Gevorgyan H., Repstock A., Schulz B., Meliksetian Kh., Breitkreuz Ch., Israyelyan A. Decoding a post-collisional multistage magma system: The Quaternary ignimbrites of Aragats stratovolcano, western Armenia // Lithos. V. 318-139. 2018. P. 267–282.
- 124. Göncüoğlu C. M. Introduction to the geology of Turkey: geodynamic evolution of the prealpine and alpine terranes // ODTU. Jeoloji Müh. Bölömü. Ankara. 2010. 69 P.

- 125. Halama R., Khachatur M., Savov I., Patick J.S., Krzysztof S. Pinched between the plates: Armenia's voluminous record of volcanic activity // Geology today. Vol.36. №3. P. 101–108.
- 126. Hässig M. Rolland Y., Melis R., Sosson M., Galoyan Gh., Bruguier O. P-T-T history of the Amasia and Stepanavan sub-ophiolitic metamorphic units (NW Armenia, Lesser Caucasus): implications for the metamorphic sole development and for the obduction process // Ofioliti. 44 (1). 2019. P.43–70.
- 127. Hässig M., Rolland Y., Sosson M. From seafloor spreading to obduction: Jurassic-Cretaceous evolution of the northern branch of the Neotethys in the Northeastern Anatolian and Lesser Caucasus regions // Geological society. London. Special publications. Vol. 428 (1). 2015. P. 41–60
- 128. Hässig M., Rolland Y., Sosson M., Galoyan Gh., Sahakyan L., Topuz G., Çelik Ö.F., Avagyan A., Müller C. Linking the NE Anatolian and Lesser Caucasus ophiolites: evidence for large-scale obduction of oceanic crust and implications for the formation of the Lesser Caucasus-Pontides Arc // Geodinamica Acta. Vol. 26. Nos. 3–4. 2013. P. 311–330.
- 129. IAEA-TECDOC-1795. Volcanic Hazard Assessment for Nuclear Installations // Methods and Examples in Site Evaluation. 2016. 283 p.
- 130. Innocenti F., Mazzuoli R., Pasquarè G., Brozolo F., Villari L. Tertiary and quaternary volcanism of the Erzurum-Kars area (Eastern Turkey): Geochronolical data and geodynamic evolution. Jour. of Volanology and Geothermal Research. 1982. 13. P. 223-240.
- Irvine T.N., Barger W.R. A guide to chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Sciences. 8(5). P. 523-548.
- Jackson J., McKenzie D. Active tectonics of the Alpine-Himalayan Belt between western Turkey and Pakistan // Geophys. J.R. astr. Soc. 77. 1984. P. 185–264.
- 133. Karakhanian A., Djarbashian R., Trivonov V., Philup H., Arakelian S., Avagian A. Holocene-historical volcanism and active faults as natural risk factor for Armenia and adjacent countries. J. Volcanol. Geotherm. Res. 2002. 113 (1-2). P. 319–344.
- 134. Karakhanian A., Trifonov V., Philip H., Avagyan A., Hessami Kh., Jamali F., Bayraktutan M.S., Bagdassarian H., Arakelian S., Davtian V., Adilkhanyan A. Active faulting and natural hazards in Armenia, eastern Turkey and northwestern Iran. Tectonophysics. 380. 2004. P. 189–219.
- 135. Karakhanyan A., Arakelyan A., Avagyan A., Baghdasaryan H., Durgaryan R., Abgaryan Ye. The seismotectonic model, seismic hazard assessment for the construction site of a New

Power Unit of the Armenian NPP. – (Yerevan: Ministry of Energy of the Republic of Armenia, Vienna: IAEA, 2011. "NorAtom" Consortium Final Rep.), 328 p.

- 136. Karakhanyan A., Vernant P., Doerflinger E., Avagyan A., Philip H., Aslanyan R., Champollion C., Arakelyan S., Collard P., Baghdasaryan H., Peyret M., Davtyan V., Calais E., Masson F. GPS constraints on continental deformation in the Armenian region and Lesser Caucasus // Tectonophysics. 592. 2013. P. 39-45.
- 137. Keskin M. Magma generation by slab steeping and breakoff beneath a subduction-accretion complex: An alternative model for collision-related volcanism in Eastern Anatolia, Turkey. Geophysical research letters. Vol. 30. №. 24. 2003. doi:10.1029/2003GL018019
- 138. Keskin M., Pearce J., Kempton P., Greenwood P. Magma-crust interactions and magma plumbing in a postcollisional setting: geochemical evidence from the Erzurm-Kars volcanic plateau, eastern Turkey. Geological Society of America. Special paper. 2006. 409. P. 475-505.
- 139. Keskin, M., Pearce, J.A., and Mitchell, J.G., 1998, Volcano-stratigraphy and geochemistry of collision-related volcanism on the Erzurum-Kars Plateau, North Eastern Turkey: Journal of Volcanology and Geothermal Research. 1998. V. 85. № 1–4. P. 355–404.
- 140. Krijgsman W., Tesakov A., Yanina T., Lazarev S., Danukalova G., Van Baak C.G.C., Agusti J., Alçiçek M.C., Alieva E., Bista D., Bruch A., Büyükmeriç Y., Bukhsianidze M., Flecker R., Frolov P., Hoyle T.M., Jorissen E.L., Kirscher U., Koriche S.A., Kroonenberg S.B., Lordkipanidze D., Oms O., Rausch L., Singarayer J., Stoica M., S. van e Velde., Titov V.V., Wesselingh F.P. Quaternary time scales for the Pontocaspian domain: Interbasinal connectivity and faunal evolution // Earth-Science Reviews. Vol. 188. 2019. P. 1–40.
- 141. Le Bas, M. J., Le Maitre, R., Streckeisen, A., Zanettin, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali silicadiagram. Journal of Petrology, 27, 745–750.
- Lei J., Zhao D. Teleseismic evidence for a break-off subducting slab under Eastern Turkey. Earth and Planetary Science letters. Vol. 257. 2007. P. 14-28.
- 143. Lin Chih-Ming, Tseng Tai-Lin, Meliksetian Kh., Karakhanyan A., Huang Bor-Shouh, Babayan Hektor, Hu Jyr-Ching, Gevorgyan Mikhayel, Chang Shuo-Fen, Levonyan A. Locally Thin Crust and High Cristal Vp/Vn Ratio Beneath the Armenian Volcanic Highland of the Lesser Caucasus: A Case for Recent Delamination. JGR Solid Earth. 2020. <u>https://doi.org/10.1029/2019JB019151</u>.
- McDonough W.F., Sun S.-S. Composition of the Earth. Chemical Geology. 1995. V. 120.P. 223–253
- McKenzie D. Active Tectonics of the Mediterranean Region // Geophys. J.R. astr. Soc. 30.
 1972. P.109–185.

- 146. McKenzie D.P. Plate tectonics of the Mediterranean Region // Nature. Vol. 226 April 1970.P. 239–243
- 147. McQuarrie N., Stock J.M., Verdel C., Wernicke B.P. Cenozoic evolution of Neothethys and implications for the causes of plate motions. Geophysical Research Letters. 2003. Vol. 30. № 20. P. 1-4.
- 148. Meijers M., Smith B., Kirscher U., Mensink M., Sosson M., Rolland Ya., Grigoryan A., Sahakyan L., Avagyan A., Langereis C., Müller C. A paleolatitude reconstruction of the South Armenian Block (Lesser Caucasus) for the Late Cretaceous: Constraints on Tethyan realm. Tectonophysics. Vol. 644-645. 2015. P. 197-219.
- 149. Meijers M., Smith B., Postor-Galan D., Degenaar R., Sadradze N., Adamia Sh., Sahkyan L., Avagyan A., Sosson M., Rolland Y., Lengereis C., Müller C. Progressive orocline formation in the Eastern Pontides – Lesser Caucasus // Geological society London. Special publications. 2015. Vol. 428. P. 117-143.
- Mitchell J., Westway R. Chronology of Neogene and Quaternary uplift and magmatism in the Caucasus: constraints from K-Ar dating of volcanism in Armenia. Tectonophysics. 1999. Vol. 304. P. 157-186.
- 151. Okay A. I. Geology of Turkey: A Synopsis //Anschnitt. 21. 2008. P.19–42.
- Okay A. I. Tectonic units and sutures in the Pontides, Northern Turkey // In: Şengör A. (ed.) Tectonic evolution of the Tethyan Region. 1989. P.109–116.
- Okay I.A. and Tüysüz O. Tethyan sutures of northern Turkey: Geological Society, London, Special publication. 1999. V. 156. P. 475–515.
- 154. Oswald F. A treatise on the Geology of Armenia. Iona, Beeston, Notts. 1906. 599 p.
- 155. Pearce J. A., Harris N. B. W., Tindle A. G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. Journal of Petrology. 1984. 25. P. 956–983.
- 156. Pearce J.A., Bender J.F., De Long S.E., Kidd W.S.F., Low P.J., Guner Y., Şaroğlu F., Yılmaz Y., Moorbath S., Mitchell J.G. Genesis of collision volcanism in Eastern Anatolia, Turkey. 1990. Journal of Volcanology and Geothermal Research. V. 44. P. 189–229.
- Peccerillo R., Taylor S.R. Geochemistry of Eocene calc-alcaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. Contributions to Mineralogy and Petrology. 1976. 658.
 P. 63-81.
- 158. Philip H., Avagyan A., Karakhanian A., Ritz J-F., Rebai S. Estimating slip rates and recurrence intervals for strong earthquakes along an intracontinental fault: example of the Pambak-Sevan-Sunik fault (Armenia). Tectonophysics. 343. 2001. P. 205-232.
- 159. Philip H., Cisternas A., Gvishiani A., Gorshkov A. The Caucasus: an actual example of the initial stages of continental collision // Tectonophysics. 161. 1989. P. 1-21.

- 160. Popov S., Rögl F., Rozanov A., Steininher F., Shcherba I., Kovac M (eds). Lithological-Paleogeographic maps of Paratethys // Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg. 250. 2004. P. 1-46.
- 161. Presnyakov S., Belyaeva E., Lyubin V., Radionov N., Antonov A., Saltykov A., Berezhnaya N., Sergeev S. Age of the earliest Paleolithic sites in the northern part of the Armenian Highland by SHRIMP-II U-Pb geochronology of zircons from volcanic ashes. Gondwana Research. 2012. Vol. 21. P. 929-938.
- 162. Reilinger R., McClusky S., Vernant P., Lawrence Sh., Ergintav S., Cakmak R., Ozener H., Kadirov F., Guliev I., Stepanyan R., Nadariya M., Hahubia G., Mahmoud S., Sakr K., ArRajehi A., Paradissis D., Al-Aydrus A., Prilepin M., Guseva G., Evren E., Dmitrotsa A., Filikov S. V., Gomez F., Al-Ghazzi R., Karam G. GPS constraints on continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions. Journal of geoph. Research. 2006. Vol.111. B05411. P. 1-26.
- 163. Ritz J.-F., Avagyan A., Mkrtchyan M., Nazari H., Blard P.-H., Karakhanian A., Philip H., Balescu S., Mahan S., Huot S., Münch P., Lamothe M. Active tectonics within the NW and SE extensions of the Pambak-Sevan-Syunik fault: implications for the present geodynamics of Armenia. Quaternary International. 2016. 395. P. 61-78.
- 164. Robinson A., Parlak O., Ustaömer T., Tasli K., Inan N., Dumitrica P., Karoğlan F. S.ubduction, ophiolite genesis and collision history of Tethys adjacent to the Eurasian continental margin: new evidence from the Eastern Pontides, Turkey// Geodynamica Acta. Vol. 26. 2013. P. 230-293.
- 165. Rolland Y., Billo S., Corsini M., Sosson M., Galoyan M. Blueschists of the Amassia-Stepanavan Suture Zone (Armenia): linking Tethys subduction history from E-Turkey to W-Iran // Int. Journal of Earth Sciences (Geolgical Research). Vol. 98. 2009. P. 533–550.
- 166. Rolland Y., Galoyan G., Sosson M., Melkonyan R., Avagyan A. The Armenian ophiolite: insights for Jurassic back-arc formation, Lower Cretaceous hot spot magmatism and Upper Cretaceous obduction over the South Armenian Block // Geological Society. London. Special publications. Vol. 340. 2010. P. 353–382.
- Rolland Y., Perincek D., Kaymakci N., Sosson M., Barrier E., Avagyan A. Evidence for ~80-75 Ma subduction jump during Anatolide–Tauride–Armenian block accretion and ~48 Ma Arabia-Eurasia collision in Lesser Caucasus–East Anatolia // Journal of geodynamics. 56-57. 2012. P. 76–85.
- 168. Sahakyan L., Bosch D., Sosson M., Avagyan A., Galoyan Gh., Rolland Y., Bruguier O., Stepanyan Zh., Galland B., Vardanyan S. Geochemistry of the Eocene magmatic rocks from the Lesser Caucasus (Armenia): evidence of a subduction geodynamic environment // Geological Society, London. Special publications. 2016. 428 (1). P. 73-98.

- 169. Sançar T., Akyüz S.H., Schreurs G., Zabcı C. Mechanics of plio-quaternary faulting around the Karliova triple Junction: implications for the deformation of Eastern part of the Anatolian Scholle. Geodinamica Acta. Vol. 30. № 1. 2018. P. 287-305.
- Sançar T., Zabcı C., Akyüz S.H., Sunal G., Villa I. Distributive transpressive continental deformation: The Varto Fault Zone, eastern Turkey. Tectonophysics. Vol. 661. 2015. P. 99-111.
- Şengör A.M.C. and Yılmaz Y. Tethyan evolution of Turkey. A plate tectonic approach: Tectonophysics. 1981. V. 75. P.181–241.
- 172. Shalaeva E.A., Trifonov V.G., Lebedev V.A., Simakova A.N., Avagyan A.V., Sahakyan L.H., Arakelyan D.G., Sokolov S.A., Bachmanov D.M., Kolesnichenko A.A., Latyshev A.V., Belyaeva E.V., Lyubin V.P., Frolov P.D., Tesakov A.S., Sychevskaya E.K., Kovalyova G.V., Martirosyan M., Khisamutdinova A.I. Quaternary geology and origin of the Shirak Basin, NW Armenia // Quaternary International. 2019. vol. 509. p. 41-61.
- 173. Shatilova I., Mchedlishvili N., Rukhadze L., Kvavadze E. The history of the flora and vegetation of Georgia (South Caucasus). In: Georgian National Museum. Institute of Paleobiology. Tbilisi. 2011. 200 p.
- 174. Simakova A.N., Tesakov A.S., Çelik H., Frolov P.D., Shalaeva E.A., Sokolov S.A., Trikhunkov Ya.I., Trifonov V.G., Bachmanov D.M., Latyshev A.V., Ranjan P. B., Gaydlenok O.V., Syromyatnikova E.V., Kovaleva G.V., Vasilieva M.A. Caspian-type dinocysts in NE Turkey mark deep inland invasion of the Akchagylian brackish-water basin during the terminal Late Pliocene. Quaternary International. 2021 https://doi.org/10.1016/j.quaint.2021.01.020
- 175. Sosson M., Kaymakcı N., Stephenson R., Bergerat F., Starostenko V. Sedimentary basin tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform: introduction // Geological society. London. Special Publications. 340. 2010. P. 1–10.
- 176. Sosson M., Rolland Y., Corsini N., Danelian T., Stephan J-F., Avagyan A., Melkonian R., Jrbashyan R., Melikian L., Galoian G. The tectonic evolution of the Lesser Caucasus (Armenia) revisited in the light of new structural and stratigraphic results // Geophysical Research Abstracts. Vol.7. 06224. 2005. 3 p.
- 177. Sparks R., Walker G. The significance of vitric-enriched airfall ashes associated with crystalenriched ignimbrites // JVGR. 1977. V. 2. P. 329-341.
- 178. Trifonov V.G, Tesakov A.S., Simakova A.N., Gaydalenok O.V., Frolov P.D., Bylinskaya M.E., Trikhunkov Ya.I., Bachmanov D.M., Çelik H., Hessami K. Geological and biotic context of the Plio-Pleistocene evolution of the Caucasus-Caspian Region (Akchagylian transgression) // Quaternary International. 2023 (In Press).

- 179. Trifonov V.G., Karakhanian A.S. Active faulting and human environment // Tectonophysics.380. 2004. P. 287-294.
- 180. Trifonov V.G., Karakhanian A.S., Kozhurin A.I. Major active faults of the collision area between the Arabian and the Euarsian plates // Continental collision zone earthquakes and seismic hazard reduction. Yerevan: IASPEI/INDR Publ. 1994. P. 45-78.
- 181. Trifonov V.G., Lyubin V.P., Belyaeva E.V., Lebedev V.A., Trikhunkov Ya.I., Tesakov A.S., Simakova A.N., Veselovsky R.V., Latyshev A.V., Presnyakov S.L., Ivanova T.P., Ozhereliev D.V., Bachmanov D.M., Lyapunov S.M. Stratigraphic and tectonic settings of Early Paleolithic of North-West Armenia. Quaternary International. 2016. Vol. 420. P. 178-198.
- 182. Trifonov V.G., Simakova A.N., Çelik H., Tesakov A.S., Shalaeva E.A., Frolov P.D., Trikhunkov Ya.I., Zelenin E.A., Aleksandrova G.N., Bachmanov D.M., Latyshev A.V., Ozherelyev D.V., Sokolov S.A., Belyaeva E.V. The Upper Pliocene – Quaternary geological history of the Shirak Basin (NE Turkey and NW Armenia) and estimation of the Quaternary uplift of the Lesser Caucasus. Quaternary International. Vol. 546. 2020. P. 229-244.
- 183. Van Baak C.G.C., Grothe A., Richards K., Stoica M., Alieva E., Davies G., Koiper K., Krijgsman W. Flooding of the Caspian Sea at the intensification of Northern Hemisphere Glaciations. Global and Planetary Change. 174. 2019. P. 153–163.
- 184. Vernant Ph., Nilforoushan F., Hatzfeld D., Abbassi M., Vigny C., Masson F., Nankali H., Martimod J., Ashtiani A., Bayer R., Tavakoli F., Chéry J. Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman. Jeoph. Journ. Int. 2004. 157. P. 381-398.
- 185. Vincent S., Morton A., Carter A., Gibbs A., Barabadze T. Oligocene uplift of the Western Greater Caucasus: an effect of initial Arabia-Eurasia collision // Terra Nova. 19. P. 160–166.
- 186. Walker G. Ignimbrite types and ignimbrite problems // JVGR. 1983. V. 17. P. 65-88.
- 187. Wall D., Dale B., Harada K. Descriptions of new fossil dinoflagellates from the late quaternary of the Black sea. Micropalaeontology. 1973. 19. P. 18-31.
- Whalen J. B., Currie K. L., Chappell B. W., "A-type granites: Geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. Contrib. Mineral. Petrol. 1987. 95. P. 407–419.