

УДК 551.24.12

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ ТЕКТОНИКА НОВЕЙШИХ ВПАДИН СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ АРМЕНИИ

© 2017 г. В. Г. Трифонов¹, *, Е. А. Шалаева¹, Л. Х. Саакян², Д. М. Бачманов¹, В. А. Лебедев⁴,
Я. И. Трихунков¹, А. Н. Симакова¹, А. В. Авагян², А. С. Тесаков¹, П. Д. Фролов¹, В. П. Любин³,
Е. В. Беляева³, А. В. Латышев⁵, Д. В. Ожерельев⁶, А. А. Колесниченко¹

¹Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., д. 7

²Институт геологических наук НАН Республики Армения, 375019, Ереван, просп. Маршала Баграмяна, д. 24а

³Институт истории материальной культуры РАН, 191186, Санкт-Петербург, Дворцовая наб., д. 18

⁴Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,
119017, Москва, Старомонетный пер., д. 35

⁵Институт физики Земли РАН, 123242, Москва, Б. Грузинская ул., д. 10

⁶Институт археологии РАН, 117036, Москва, ул. Дмитрия Ульянова, д. 19

*e-mail: trifonov@ginras.ru

Поступила в редакцию 22.05.2015 г.

После исправления 26.12.2016 г.

Представлены новые данные по стратиграфии, тектоническим нарушениям и истории формирования ниже-среднеплейстоценовых образований позднекайнозойских впадин Северо-Западной Армении. Установлено, что к началу плейстоцена в регионе существовал низкогорный рельеф, созданный тектоническими движениями и вулканизмом. В плейстоцене обозначились проявления двух геодинамических факторов структурообразования: коллизионное взаимодействие плит при субмеридиональном сжатии и глубинные процессы тектогенеза и магмообразования, выраженные в распределении вертикальных движений и вулканизма. С глубинными процессами связан также общий подъем территории в последние 0.5 млн лет, достигающий 350–500 м во впадинах и 600–800 м на хребтах. Вычитанием позднейших деформаций и подъема территории восстановлен низко-среднегорный рельеф раннего плейстоцена ~1.8 млн лет назад, когда в регионе появились древнейшие предки человека.

Ключевые слова: нижний, средний плейстоцен, разломы, флексуры, впадины, поднятия, вулканизм, ранний палеолит

DOI: 10.7868/S0016853X17030110

ВВЕДЕНИЕ

В статье рассмотрено строение новейших впадин Северо-Западной Армении, выполненных четвертичными терригенными и туфогенно-терригенными отложениями, их соотношения с вулканическими образованиями и центрами извержений, история позднекайнозойского развития.

Упомянутые впадины, Верхнеахурянская, Лорийская, Ширакская и Памбакские, представляют собой равнинные понижения, ограниченные хребтами разного генезиса (рис. 1). Северная часть региона принадлежит позднемиоцен-четвертичной Джавахетской вулканической области Малого Кавказа, на востоке которой обособляется плиоцен-раннеплейстоценовый субмеридиональный Джавахетский вулканический хребет [12, 21]. Район исследований охватывает южную часть хребта, разделяющую Верхнеахурянскую

впадину на западе и Лорийскую на востоке. С северо-востока Лорийскую впадину ограничивает Сомхетский хребет, сложенный вулканогенными породами от юры до палеогена с интрузиями гранитоидов. С юга обе впадины и Джавахетский хребет ограничены Базумским хребтом и его западными отрогами. Базумский хребет продолжается на восток юго-восточной частью Сомхетского хребта. Они сложены породами палеогена, мела и юры с Севано-Акеринской сутурой Мезотетиса [34, 58].

Южнее Базумского хребта и его западных отрогов, южный из которых назван Ширакским хребтом, находится Ширакская впадина. К югу от нее возвышается четвертичный вулканический массив Арагаца, а с запада впадина ограничена неогеновыми вулканическими образованиями Карс-Дигорского нагорья. Цепь Памбакских впадин отделяет Базумский и Сомхетский хребты от Памбакского хребта, протягивающегося между

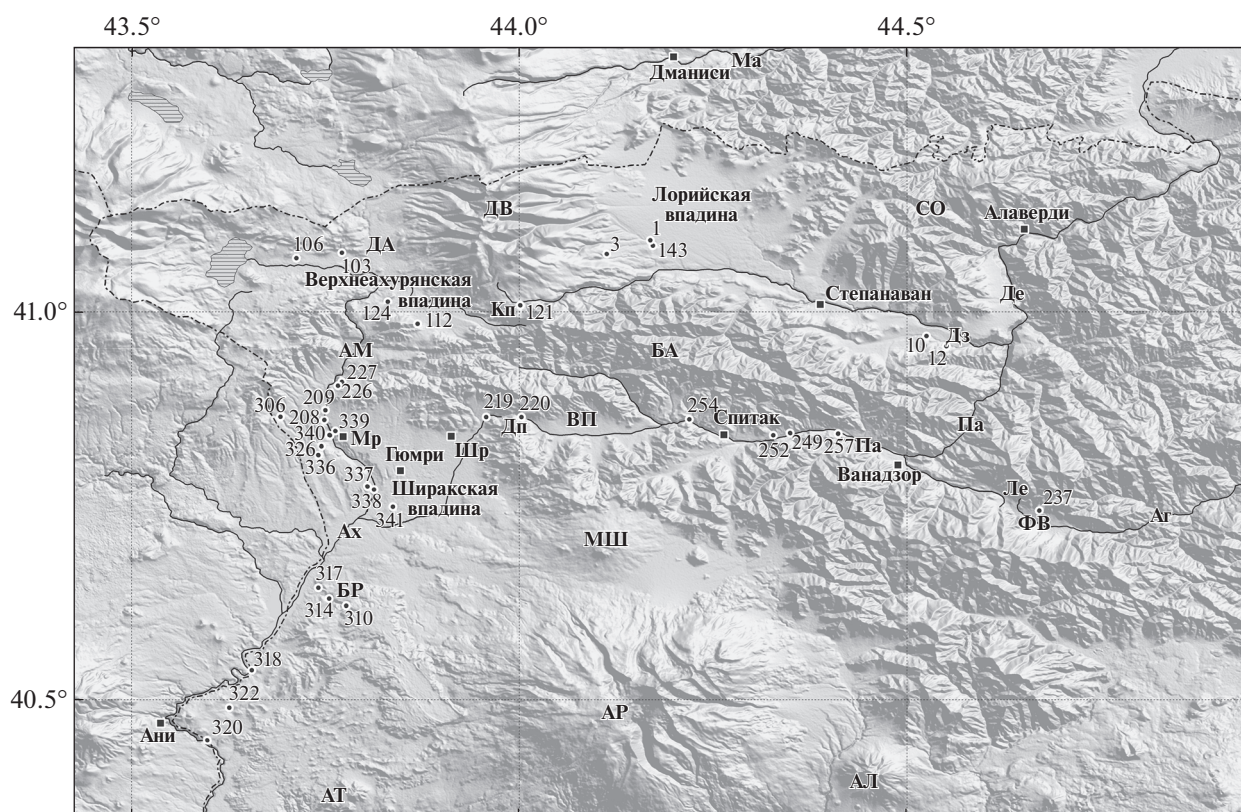


Рис. 1. Орогидрография Северо-Западной Армении.

Аг – р. Агстев, АЛ – влк. Араилер, АМ – Амасийская впадина, АР – влк. Арагац, АТ – влк. Артени, Ах – р. Ахурян, БА – Базумский хребет, БР – Барцрашенское плато, ВА – Верхнеахурянская впадина, ДА – депрессия оз. Мада и р. Даличай, ДВ – Джавахетский хребет, Де – р. Дебед, Дз – р. Дзорагет, Дп – Джаджурский перевал, Кп – Карахачский перевал, Ле – Лермонтовская перемычка, Ма – р. Машавера, Мр – с. Мармашен, МШ – влк. Мец-Шарайлер, Па – р. Памбак, СО – Сомхетский хребет, ФВ – Фиолетовская впадина, Шр – с. Ширак. Цифры – пункты наблюдений см. в тексте

Ширакской и Севанской впадинами и сложенно-го мел-палеогеновыми породами и позднекайнозойскими андезитами и базальтами [4, 9].

Район подвергся интенсивной складчатости во второй половине эоцена и олигоцене. К нижне-му–среднему миоцену относятся выявленные нами базальтовые андезиты Джаджурского перевала с К–Аг датой 22.5 ± 0.6 млн лет. Верхнему миоцену принадлежат самые ранние из новейших вулканических образований на западе Джавахетской области [13]. На южном борту Ширакской впадины вскрыта мощная вулканогенно-обломочная толща, признанная аналогом вохчабердской свиты, датируемой понтом (мессинием); она же обнаружена скважинами внутри впадины, где достигает мощности 840–920 м [22].

Среди плиоцен-четвертичных пород южной части Джавахетского нагорья ведущее место занимают вулканические образования. Их петрологические и геохимические характеристики приведены в работах [23, 26, 51]. Э.Х. Харазян [26, 27]

разделил эти образования на пять комплексов и при отсутствии радиоизотопных определений условно датировал их в интервале от плиоцена до среднего плейстоцена.

В квартере произошло значительное поднятие территории, и сформировались современный горный рельеф и дренажная сеть. Река Ахурян дренирует Верхнеахурянскую впадину и продолжается через Ширакскую впадину далее на юг в Арагатскую впадину, где впадает в р. Аракс. Река Памбак следует вдоль Памбакских впадин и возле г. Ванадзор поворачивает на север, где сливается с р. Дзорагет, дренирующей Лорийскую впадину, и дает начало р. Дебед. Северную часть Лорийской впадины дренирует р. Машавера. Аракс, Дебед и Машавера впадают в реки Храми и Кура, принадлежащие бассейну Каспия.

Стратиграфия и состав четвертичных осадочных толщ были основательно изучены с привлечением данных бурения в Ширакской впадине [22], где Ю.В. Саядян выделил анийскую и ара-

пийскую озерно-аллювиальные свиты, определенные им как средний плейстоцен. Геологические соотношения аллювиальных комплексов Памбакских впадин отчасти описал Е.Е. Милановский [20], высказав общие предварительные соображения о связи происхождения новейших впадин Северо-Западной Армении с магматизмом.

Вместе с тем, возраст и соотношения четвертичных свит Ширакской впадины нуждались в уточнении. Еще менее изученным оставался осадочный чехол Лорийской и Верхнеахурянской впадин. На геологических картах он показан как состоящий из флювиальных и флювиогляциальных отложений среднего и позднего плейстоцена и голоцена [5, 29], тогда как археологические исследования В.П. Любина, Е.В. Беляевой и Д.В. Ожерельева обнаружили в Лорийской впадине (карьеры Карахач, Мурадово и Куртан-I) ниже-среднеплейстоценовые отложения с каменными индустриями раннего и среднего ашеля [6, 7, 16], возраст которых был подкреплён датированием туфов по вулканическим цирконам методом SIMS ^{238}U – ^{206}Pb [54].

Недостаточная изученность четвертичных образований и их деформаций стала причиной дополнительных исследований. Целями работ были обоснование стратиграфического расчленения четвертичных отложений, определение истории и происхождения позднечетвертичных впадин Северо-Западной Армении, геодинамических и палеогеографических условий расселения древнейших гоминид в регионе. Особенностью работ было привлечение широкого спектра методов, прежде в таком объеме в Армении не применявшихся. Это палеомагнитный анализ и петрохимическое сопоставление пород, К-Аг и ^{238}U – ^{206}Pb датирование туфов и лав, палеонтологическая, включая спорово-пыльцевой анализ, и археологическая характеристика отложений, геоморфологический и сейсмоструктурный анализ, определение соотношений структуры впадин с системой разломов, возникших при коллизионном взаимодействии плит и блоков литосферы, и с вулканическими проявлениями.

В статье используется стратиграфическое разделение плиоцена и квартера, утвержденное на 33 МГК [64]. Используются следующие сокращения:

- Q_1^1 – гелазий,
- Q_1^{1-2} ol – палеомагнитный эпизод олдувай,
- Q_1^2 – калабрий,
- Q_2^1 – нижняя часть среднего плейстоцена (≥ 0.5 млн лет),
- Q_3 – поздний плейстоцен,
- Q_4 – голоцен.

СТРАТИГРАФИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ

Нижние члены четвертичного разреза представлены вулканическими комплексами. В основу их разделения положена стратиграфическая схема Э.Х. Харазяна [26, 27], измененная и дополненная согласно полученным нами данным К-Аг датирования [62].

Комплекс I базальтовых андезитов, трахиандезитов, дацитов, риолитов и обсидианов обнажен на западе Верхнеахурянской впадины (рис. 2). Сравнение с вулканическими толщами северной части Джавахетского нагорья [12], дополненное исследованиями В.А. Лебедева в хребте Егнахаг на западном обрамлении впадины, позволило сопоставить комплекс I с нижней частью разреза грузинской Джавахетии, датированной в диапазоне 3.75–3.05 млн лет, т.е. отнести комплекс I к позднему плиоцену.

Вулканический комплекс II сложен слабошелочными базальтами и базальтовыми андезитами. Они обнажены на склоне Джавахетского нагорья, слагают днища Лорийской, Верхнеахурянской и частично Ширакской впадин и распространяются по долинам рек Дзорагет-Дебед, Ахурян и Машавера на десятки километров. В истоках Дебеда (устье ручья Марц) базальты образуют серию мощностью до 370 м, состоящую, как минимум, из 10 потоков. Возраст серии – от 2.51 ± 0.12 млн лет у ранних потоков до 2.00 ± 0.10 млн лет у поздних, т.е. соответствует гелазию.

Согласно геологическим наблюдениям, комплекс III базальтовых андезитов, трахиандезитов, двупироксеновых и кварцсодержащих андезитов и дацитовый комплекс IV моложе комплекса II. В комплексе IV различаются лавы вулканов осевой части и восточного склона Джавахетского хребта и экструзивные купола. К-Аг датировки лав дали 1.96 ± 0.08 и 1.90 ± 0.08 млн лет. Возраст экструзивного купола возле с. Агворик (см. рис. 1, пункт наблюдений 103) определяется датами 1.97 ± 0.1 и 1.86 ± 0.1 млн лет, а купола возле с. Благодарное (см. рис. 1, пункт наблюдений 143) – 1.81 ± 0.05 млн лет. Базальтовый андезит комплекса III в ручье Севджур возле карьера Карахач имеет возраст 1.87 ± 0.10 млн лет, тогда как в других обнажениях этот комплекс подстилает дацитовые вулканические постройки. По видимому, комплекс III частично синхронен комплексу IV, но охватывает более широкий возрастной интервал. Самым молодым является комплекс V трахиандезитов и базальтовых андезитов западного склона Джавахетского хребта. Продолжающие их трахиандезиты Карахачского перевала (см. рис. 1, пункт наблюдений 121) датированы возрастом 1.70 ± 0.07 млн лет, т.е. отвечают низам калабрия.

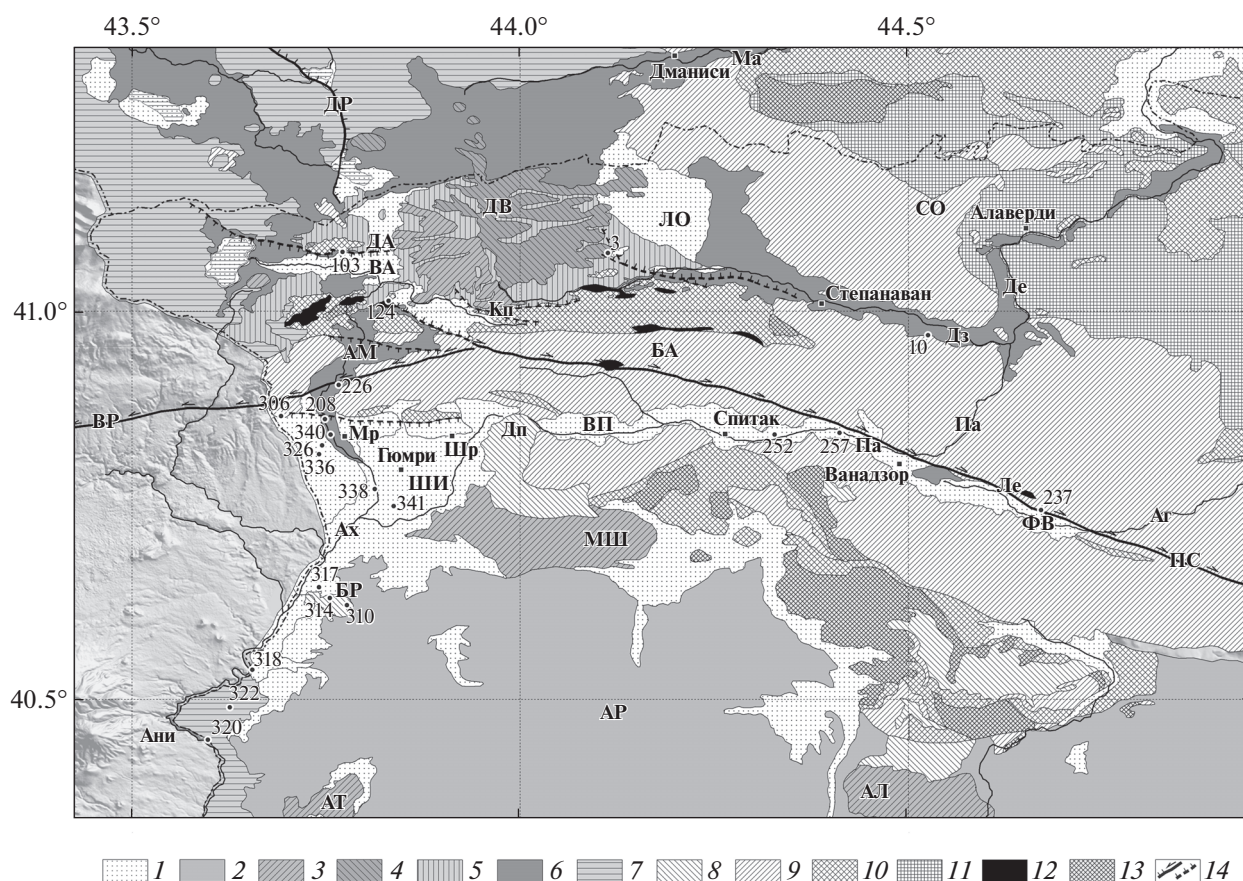


Рис. 2. Схематическая геологическая карта региона по данным [5, 10, 29, 62] с дополнениями.

1 – четвертичные туфогенно-терригенные отложения; 2–7 – вулканические образования: 2 – Арагацкого центра (1.0–0.4 млн лет), 3 – вулканов Араилер и Артени (~1.3 млн лет), вулкана Мец-Шараилер (поздний калабрий?) и V комплекса андезитов и трахиандезитов Джавахетского хребта (~1.7 млн лет); 4 – IV комплекса Джавахетского нагорья, дациты (~1.8–2.0 млн лет), 5 – III комплекса Джавахетского нагорья, андезиты, трахиандезиты (~1.8–2.0 млн лет), 6 – II комплекса, базальты и базальтовые андезиты (~2.0–2.5 млн лет), 7 – I комплекса, от базальтов до риолитов, плиоцен; 8 – верхний миоцен; 9 – палеоген (главным образом, эоцен); 10 – мел; 11 – юра; 12 – мезозойские офиолиты и ультрабазиты; 13 – палеозой и докембрий; 14 – разломы и флексуно-разломные зоны. ВА – Верхнеахурянская впадина, ВР – Восточно-Анатолийская зона разломов, ДР – Джавахетский разлом, ЛО – Лорийская впадина, ПС – Памбак-Севан-Сюникская зона разломов, ШИ – Ширакская впадина. Остальные буквенные обозначения – те же, что на рис. 1. Цифры на карте – пункты наблюдений см. в тексте

Менее определенно стратиграфическое положение базальтовых андезитов, вскрытых на востоке Ширакской впадины юго-восточнее г. Гюмри и происходящих из вулкана Мец-Шараилер (см. рис. 1 и рис. 2). Эти лавы подстилают как вулканические образования северного края Арагаца (моложе 1 млн лет [15, 31]), так и среднеплейстоценовую арапийскую свиту окрестностей г. Гюмри и отнесены к концу раннего плейстоцена (калабрия).

Туфогенно-терригенные отложения Лорийской и Верхнеахурянской впадин разделены нами на карахачскую и куртанскую свиты. Карахачская свита вскрыта сейчас в наиболее возвышенных частях впадин – на западе Лорийской впадины и на северном борту Верхнеахурянской и Ширакской впадин. В стратотипическом разрезе Кара-

хач (см. рис. 1, пункт наблюдений 3) свита состоит из двух пачек (рис. 3). Нижняя нормально намагнитченная пачка – чередование линз галечника с гравийно-песчано-суглинистым материалом общей мощностью 7.5 м. В 3–3.7 м от кровли находится пласт пеплового туфа с SIMS U-Pb датой 1.947 ± 0.045 млн лет [54]. Верхняя пачка – обратно намагнитченный аггломеративый дацитовый туф мощностью до 5 м, из нижней (1 м) части которого получены SIMS U-Pb даты 1.75 ± 0.02 , 1.799 ± 0.044 , 1.804 ± 0.03 и 1.944 ± 0.046 млн лет [54, 62]. Отложения Карахачского карьера приклонены к склону трахидацитов с K-Ar датой 1.96 ± 0.08 млн лет и залегают выше базальтового андезита ручья Севджур с K-Ar датой 1.87 ± 0.10 млн лет. Опираясь на эти данные и принимая во внимание, что оценки возраста

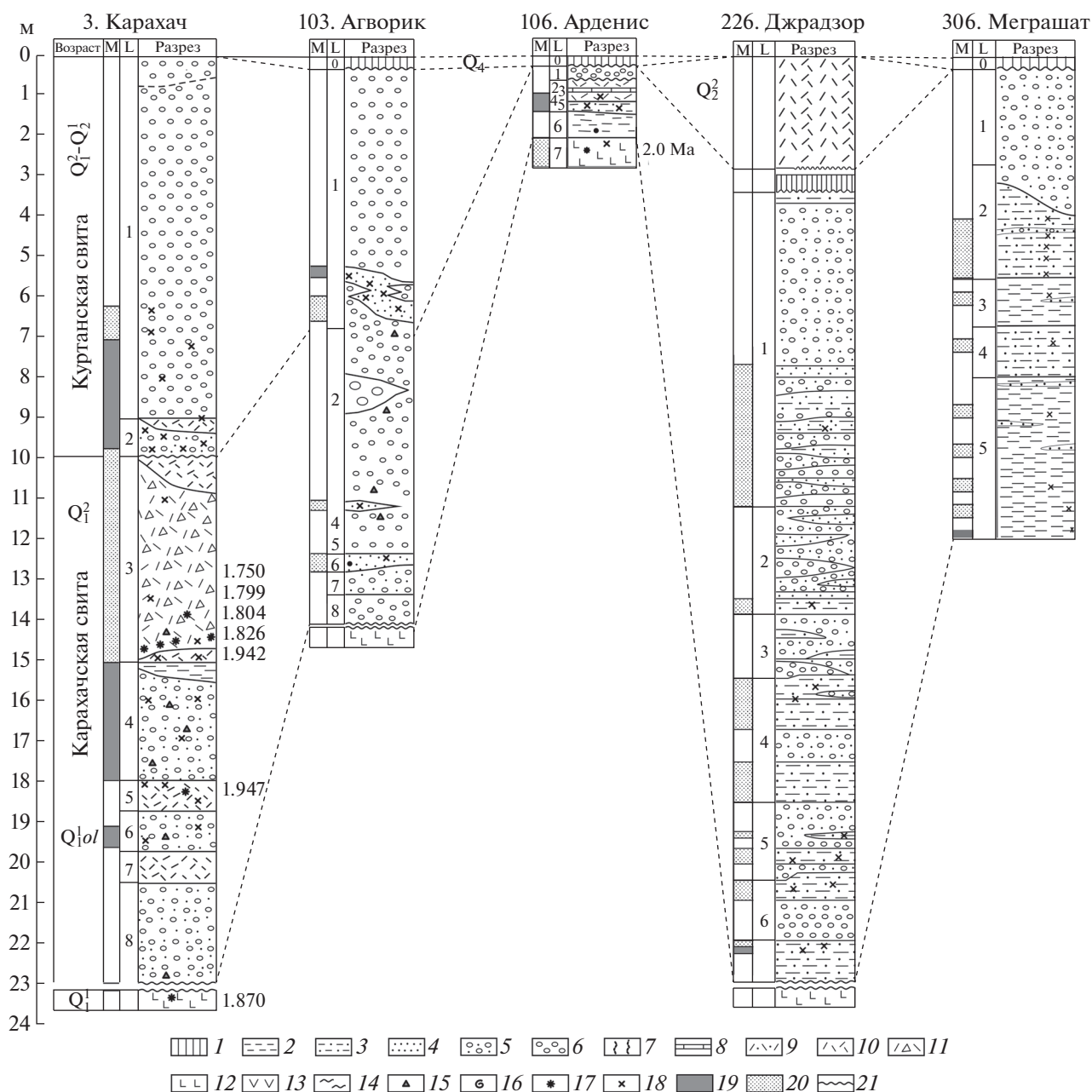


Рис. 3. Стратиграфические разрезы карахачской свиты.

1 – современная почва и палеопочва; 2 – глина и суглинок; 3 – супесь, алевроит и тонкозернистый песок; 4 – песок и песчаник; 5 – гравий и гравелит; 6 – галечник и конгломерат; 7 – карбонатные стяжения в палеопочве; 8 – мергель; 9 – перемытая пемза; 10 – тонкообломочный и спекшийся туф; 11 – агломератовый туф; 12 – базальт и андезит; 13 – эоценовые порфирит и глинисто-кремнистый сланец; 14 – диатомит; 15 – археологические находки; 16 – фаунистические находки; 17 – K-Ar и SIMS U-Pb пробы; 18 – палеомагнитные образцы; 19 – прямая намагниченность; 20 – обратная намагниченность; 21 – несогласный или эрозионный контакт. М – остаточная намагниченность; L – номера слоев. Положение разрезов показано цифрами на рис. 1, рис. 2. Разрезы 3, 103 и 106 по [62] с изменениями

цирка в туфах отражают время его кристаллизации, которая могла произойти раньше извержения на величину до ~0.1 млн лет (среднее время активности стратовулкана), мы сопоставили нижнюю часть свиты с палеомагнитным эпизодом Олдувай, а верхнюю – с началом верхней ча-

сти эпохи Матуяма, т.е. датировали свиту интервалом 1.90–1.75 млн лет. В Верхнеахурянской впадине интересен разрез Арденис (см. рис. 1, рис. 3, пункт наблюдений 106), где карахачская свита залегает на кровле базальтового потока комплекса II с K-Ar датой 2.00 ± 0.10 млн лет.

Широкое разнообразие и древний облик пыльцы хвойных и спор из нижнего пласта нормально намагнитченного суглинка указывают на раннеплейстоценовый возраст отложений, а вся спорово-пыльцевая диаграмма отражает условия влажного климата с обилием хвойных лесов.

На северном борту Ширакской впадины верхи карахачской свиты сложены аллювиальными и пролювиальными отложениями с большой долей галечного материала. Ниже в разрезе Меграшат (см. рис. 1, рис. 3, пункт наблюдений 306) залегают горизонтально-слоистые глины и супеси озерного облика, тогда как в низах разрезов 226 и 227 (Джрадзор) преобладают алевроиты и суглинки, отложенные слабо текущими водами. Отождествление этих разрезов с карахачской свитой основано на близких палеомагнитных характеристиках (низы разрезов намагничены нормально, а выше лежащие слои — обратно) и на находках в разрезах Джрадзор каменной индустрии древнейшего палеолита, сходной с индустриями карьера Карахач, а также на залегании разрезов выше базальтового андезита комплекса II возрастом 2.3—2.0 млн лет.

Куртанская свита занимает обширные площади в центральных и южных частях Лорийской и Верхнеахурянской впадин и составляет основную III террасу в Памбакских впадинах, расположенных в долине р. Памбак и на ее юго-восточном продолжении в зоне Памбак-Севан-Сюникского разлома [46] (рис. 4). В стратотипическом разрезе Куртан-I (см. рис. 1, пункт наблюдений 10) куртанская свита залегает на тонкослоистой перемытой кислой пемзе песчано-гравийной размерности (до 6 м), перекрывающих ее продуктах перетотложения пемзы (1.8 м) и линзовидном прослое пепла (до 0.3 м). Все эти породы обратно намагничены и вложены в эрозионное понижение поверхности базальта комплекса II с К-Аг датой 2.08 ± 0.10 млн лет. SIMS U-Pb дата пемзы, 1.495 ± 0.021 млн лет, сопоставима с $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ датой 1.49 ± 0.01 млн лет, а SIMS U-Pb дата пепла — 1.432 ± 0.028 млн лет [54]. Куртанская свита общей мощностью до 6.8 м с линзой гравелита до 0.2 м в основании состоит из трех слоев тонкозернистого песка, алевроита и суглинка с горизонтами карбонатизированной палеопочвы в кровле каждого слоя. Верхняя часть разреза мощностью до 3.7 м намагничена нормально, а нижележащая — обратно с небольшим интервалом нормальной полярности внизу среднего слоя. В других разрезах куртанской свиты присутствуют линзы аллювиального или пролювиального гравийно-галечного материала, а местами они преобладают (см. рис. 1, рис. 3, рис. 4, пункты наблюдений 3, 103, 257).

В нижней обратно намагнитченной части разреза Куртан-III куртанской свиты (см. рис. 1, пункт наблюдения 12) нами найдена левая плечевая кость южного слона *Archidiskodon* ex gr. *merid-*

ionalis (Nesti), стратиграфический диапазон которого охватывает верхи нижнего и низы среднего плейстоцена. М. Белмейкер определила зубы, найденные ранее в карьере Куртан-I, принадлежащими носорогу *Stephanorhinus hundsheimensis* — формы, известной в возрастном диапазоне от 1.4 до 0.5 млн лет [54]. В верхней нормально намагнитченной части свиты (разрез Красар, см. рис. 1, пункт наблюдений 124) нами найдены кости крупных млекопитающих и грызунов. Среди костей крупных млекопитающих В.В. Титов определил оленя *Praemegaceros* cf. *verticornis* (Dawkins), крупного бизона *Bovidae* gen. (cf. *Bison*) и крупного слона, скорее всего, мамонтоидного. Среди мелких млекопитающих А.С. Тесаков определил *Ochotona* sp., кустарниковых и серых полевок *Terri-Cola* sp. и *Microtus* sp. и слепушонку *Ellobius* (*Bramus*) ex gr. *lutescens*. Сопоставление данных по крупным и мелким млекопитающим приводит к выводу, что наиболее вероятный возраст слоев разреза Красар — начало среднего плейстоцена. В верхней части разреза Сараарт куртанской свиты долины р. Памбак (см. рис. 1, пункт наблюдений 254) залегает пласт игнимбрита, для которого получены две К-Аг даты 0.6—0.7 млн лет. Учитывая данные остаточной намагнитченности, радиоизотопные даты и палеонтологические находки, мы оценили возраст куртанской свиты как верхи раннего и низы среднего плейстоцена. Если небольшой нормально намагнитченный интервал в обратно намагнитченной части свиты, зафиксированный в разрезах Куртан-I, Карахач и Вардахбюр, соответствует эпизоду Харамильо, низы свиты древнее, и она охватывает возрастной интервал ~1.2—0.6 млн лет.

На северном борту Ширакской впадины мало мощные (5.5 м) аналоги куртанской свиты залегают на базальтах гелазия в разрезе Капс (рис. 5; см. рис. 1, пункт наблюдений 209) террасы, расположенной на отметках 60—70 м ниже кровли карахачской свиты. К югу эта терраса переходит в поверхность северной части Ширакской впадины. При этом мощность четвертичных толщ резко возрастает. Аналогом куртанских отложений в Ширакской впадине являются выделенные Ю.В. Саядяном [22] нижняя анийская и верхняя арапийская свиты. Они представляют собой циклы осадконакопления с преобладанием озерных отложений в нижней части и аллювиальных в верхней. Их нижние части сложены глинами и алевроитами с пластами диатомита и раковинами пресноводных моллюсков. На краях впадины в них вклиниваются линзовидные прослои галечно-гравийно-песчаного материала аллювиального происхождения (разрезы 336 анийской и 219 арапийской свит), доминирующего в верхах обеих свит. Наиболее мощный и полный разрез анийской свиты описан в скважине 6 в с. Мармашен [11], где мощность свиты достигает 137 м, из которых 114 м приходится на озерную толщу. Свита залегает на

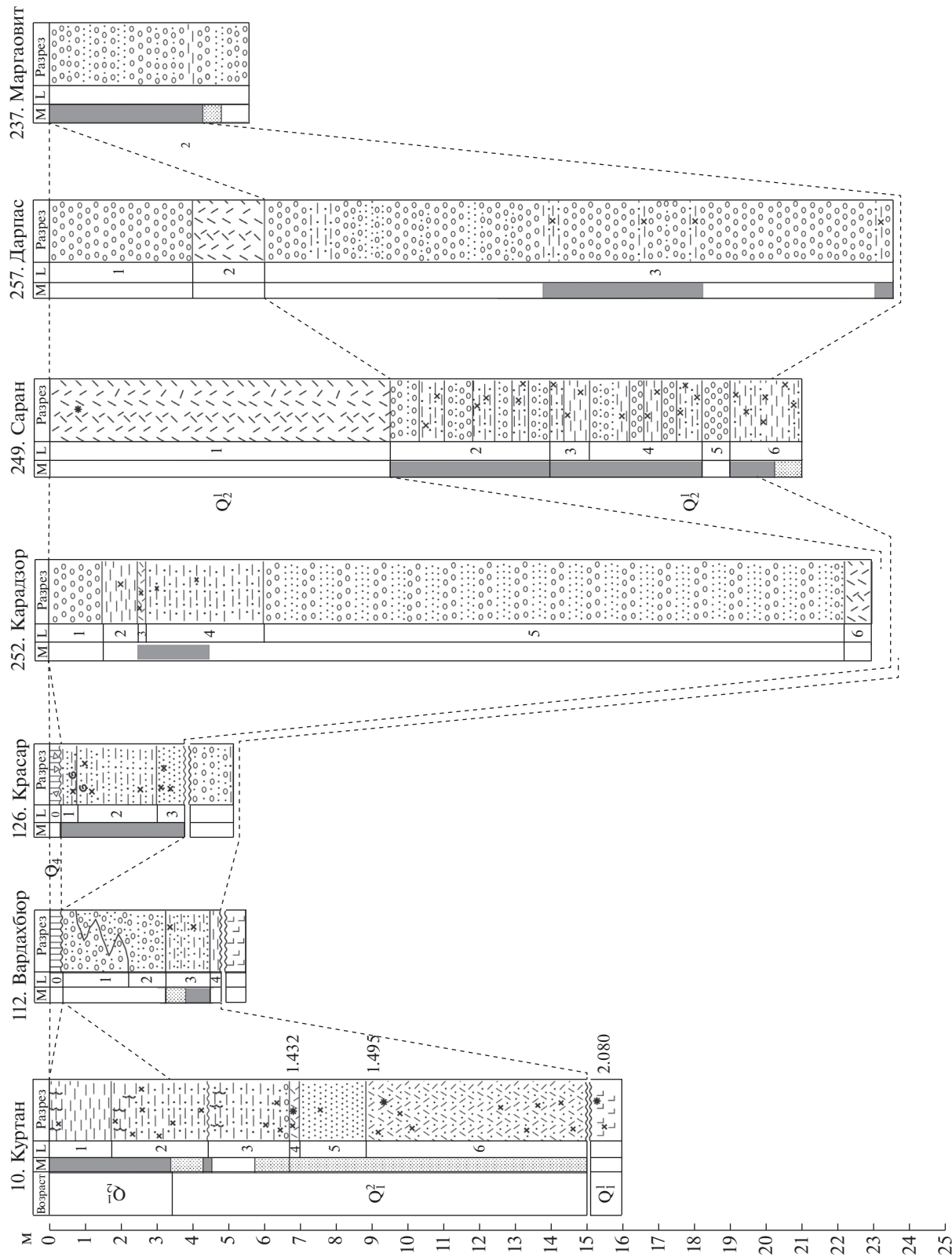


Рис. 4. Стратиграфические разрезы курганской свиты. Условные обозначения см. на рис. 3. Положение разрезов см. на рис. 1, рис. 2. Разрезы 10, 112 и 124 по [62] с изменениями

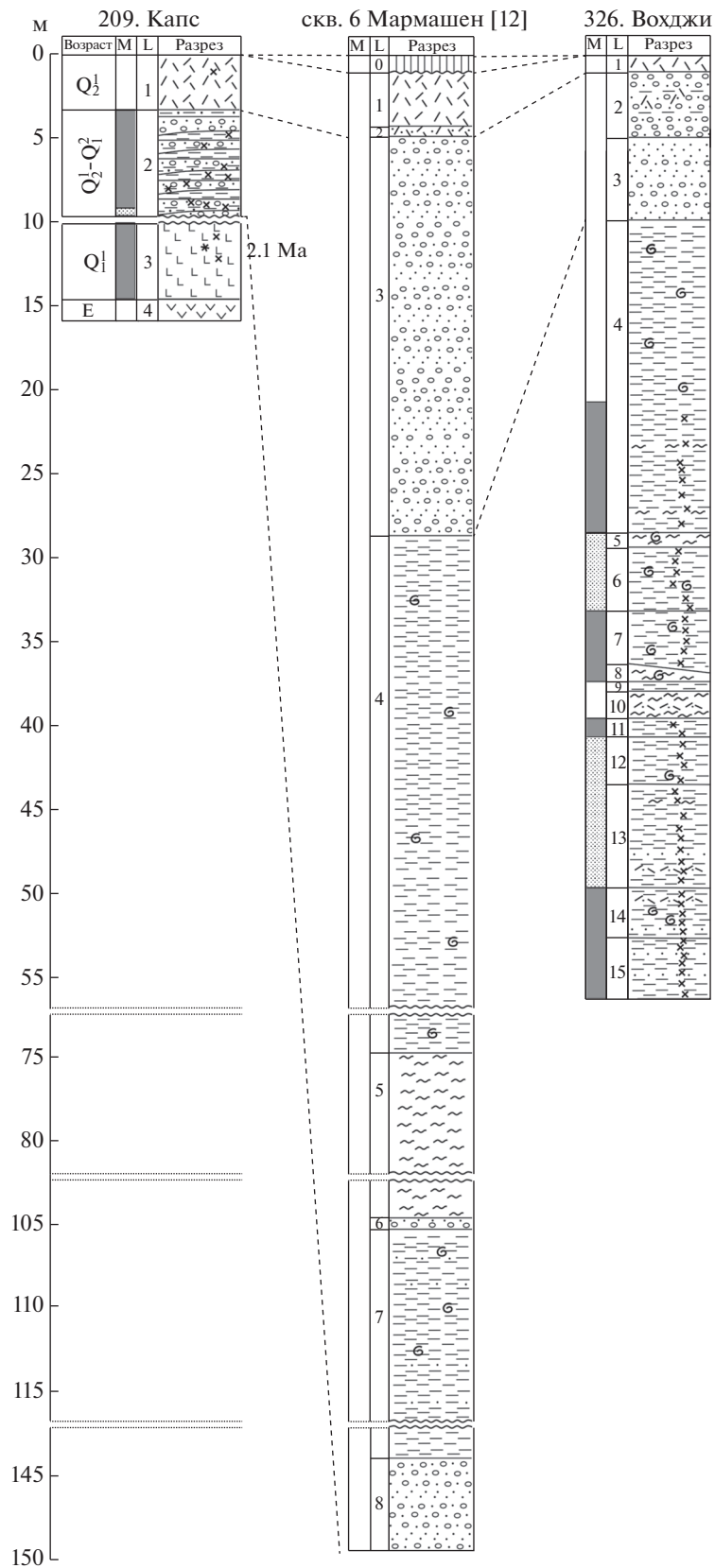


Рис. 5. Стратиграфические разрезы аиньской свиты Ширавской впадины.
Условные обозначения см. на рис. 3. Положение разрезов см. на рис. 1, рис. 2

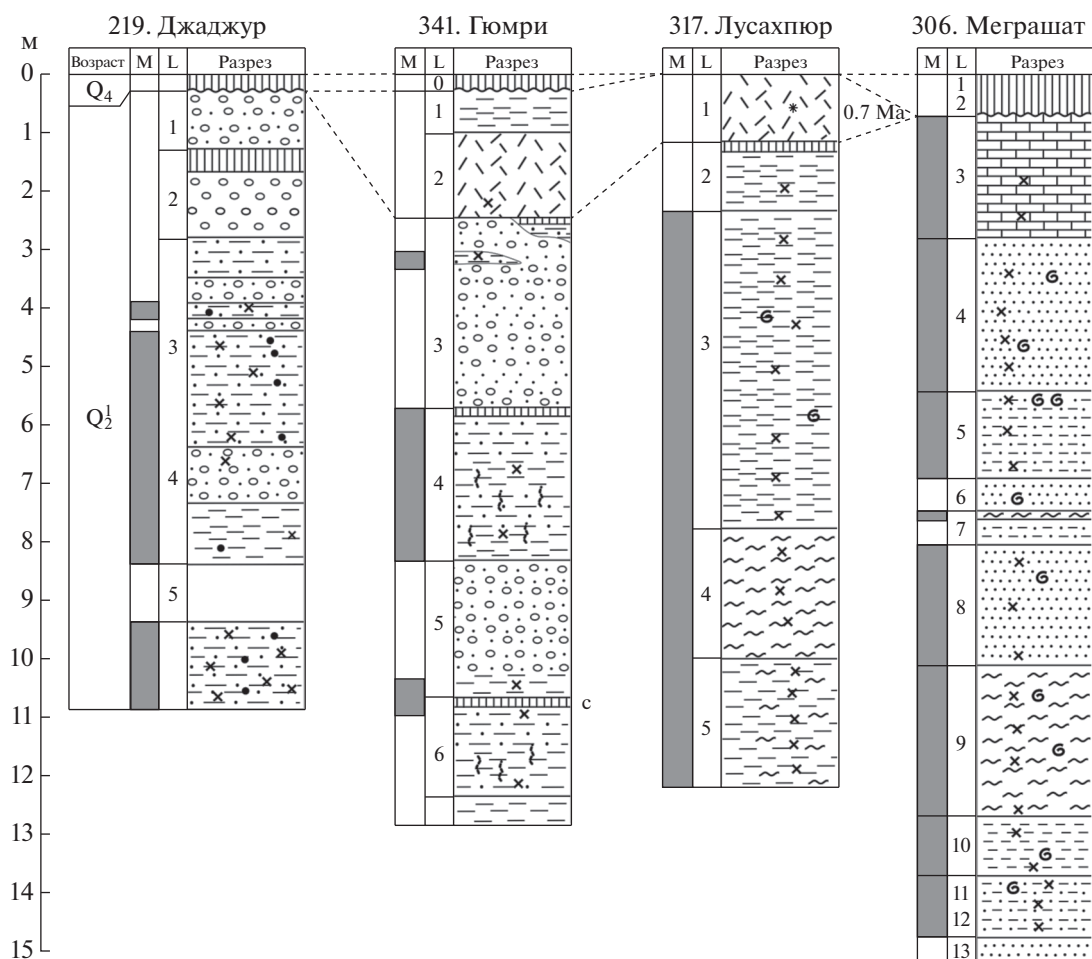


Рис. 6. Стратиграфические разрезы арапийской свиты Ширакской впадины. Условные обозначения см. на рис. 3. Положение разрезов см. на рис. 1, рис. 2

песчано-гравийно-галечном аллювии (8 м), вероятно, принадлежащем карахачской свите. В наиболее полном разрезе арапийской свиты (см. рис. 1, пункт наблюдений 337) ее мощность составляет 60–70 м, из которых на нижнюю глинистую озерную толщу приходится больше половины [2]. На юге Ширакской впадины (рис. 6, см. рис. 1, пункты наблюдений 317, 318) вся арапийская свита сложена озерными глинами, алевроитами и диатомитами. Очевидно, там озерный бассейн сохранялся дольше, чем на севере.

На южном обрамлении Ширакской впадины западнее Арагаца (см. рис. 1, пункты наблюдений 320, 322) Ю.В. Саядян [22] отнес к анийской свите разрезы, сложенные пемзовыми и спекшими туфами. Однако полученные нами новые К-Аг определения туфов вблизи с. Анипемза и станции Ани (~3 млн лет) и сочетание туфов возле развалин Ани с позднемиоцен-плиоценовыми основными лавами указывают на позднеплиоценовый возраст туфовой толщи.

Обе четвертичные свиты Ширакской впадины залегают выше базальтов гелазия возрастом 2.3–2.0 млн лет и перекрыты игнимбритом (ленинканским туфом) с возрастом ~0.7 млн лет. Основная часть анийской свиты намагничена обратно с двумя интервалами прямой полярности, а самые верхи разреза Вохджи (см. рис. 1, рис. 5, пункт наблюдений 326) характеризуются нормальной полярностью. Среди многочисленных находок малакофауны существенно преобладают вымершие виды, что не позволяет датировать вмещающие слои моложе начала среднего плейстоцена. Спорово-пыльцевые спектры из низов разрезов Вохджи и Айкаван (см. рис. 1, пункты наблюдений 326, 336) сходны со спектрами апшеронского возраста Каспийской области [25] и гурийско-раннечаудинскими спектрами территории Грузии [59]. Эти данные позволяют датировать свиту верхами калабрия (основание не моложе 1.24 млн лет) и самыми низами среднего плейстоцена.

Для определения возраста арапийской свиты решающее значение имеет обнаружение в верхах



Рис. 7. Надвигание эоценовых пород на четвертичные отложения по северной ветви Памбак-Севан-Сюникского разлома севернее с. Лермонтово, долина р. Памбак. Пунктиром показан надвиг

разреза Айкадзор (см. рис. 1, рис. 6, пункт наблюдений 318) зубов грызунов. Среди них преобладают зубы древней водяной полевки *Mimomys intermedius* Newton (38 экз.), найдены также зубы кустарниковой полевки *Microtus (Terricola) cf. majori* Thomas, землеройки-бурозубки *Sorex* sp., водной землеройки куторы *Neomys* sp. и пеструшки *Lagurini* gen. Эта фауна по эволюционным параметрам *Mimomys intermedius* и присутствию *Microtus (Terricola)* датируется в интервале 0.78–0.6 млн лет. Она не может быть моложе 0.6 млн лет, поскольку в более молодых фаунах повсеместно появляется водяная полевка рода *Arvicola*, а здесь присутствует ее предок *Mimomys*. К аналогичным оценкам возраста арапийской свиты пришел Г.У. Мелик-Адамян [2, 17], исследовавший зубы грызунов из верхней части арапийской свиты разрезов Арапи (см. рис. 1, рис. 6, пункт наблюдений 337) и окрестностей г. Гюмри и сопоставивший обнаруженную фауну с тираспольским комплексом юга Восточно-Европейской платформы (начало среднего плейстоцена). В одном из обследованных разрезов (см. рис. 1, рис. 6, пункт наблюдений 341) он нашел аналогичную фауну также непосредственно над ленинканским туфом. Г.У. Мелик-Адамян [18] проанализировал определения фауны крупных млекопитающих, обнаруженных в г. Гюмри в верхах арапийской свиты

и прежде относившихся к середине среднего плейстоцена [1, 3, 8], и пришел к выводу, что они не противоречат оценке возраста арапийской свиты по зубам грызунов. Эта оценка подкрепляется нормальной намагниченностью отложений арапийской свиты и тем, что все виды пресноводных моллюсков, найденные в разрезах 317 и 318, в отличие от моллюсков из анийской свиты, существуют до сих пор.

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ТЕКТНИЧЕСКИЕ НАРУШЕНИЯ И ДЕФОРМАЦИИ

Рассматриваемые впадины нарушены четвертичными разломами и флексурно-разломными зонами. Разломы четко выражены уступами поверхности и маркируются смещениями геологических образований и форм рельефа, а также приразломными дислокациями. Крупнейшей является Памбак-Севан-Сюникская зона (ПС) активных правых сдвигов северо-западного простирания [46]. Впадины Ванадзор, Фиолетово и Цовагюх, расположенные в долине р. Памбак и на ее юго-восточном продолжении, ограничены и осложнены взбросо-сдвигами и сбросо-сдвигами этой зоны (рис. 7). Скорость четвертичных сдви-

говых перемещений по ней оценена в 3–4 мм/год [24] или 2.8 мм/год [53]. Их амплитуда намного больше вертикальной компоненты. Об этом можно судить по тому, что суммарная амплитуда сдвига долин, заложенных в среднем плейстоцене, превосходит 1.8 км на востоке Ваназдорской впадины [37], а мощность четвертичного осадочного заполнения впадины составляет, по данным бурения, 145 м [20]. Крайним северо-западным сегментом ПС является Вардахбюрский разлом на южном борту Верхнеахурянской впадины. Он выражен 30-метровым уступом с поднятым юго-западным крылом и сопровождается флексурным изгибом базальта гелазия под углом $>20^\circ$. По одной из ветвей разлома смещены слои куртанской свиты.

Северо-западнее ПС, в грузинской части Джавахетского нагорья, выделен крупный Джавахетский разлом того же простираения [52, 55]. На поверхности четвертичных лав разлом выражен протяженным прямолинейным уступом с поднятым юго-западным крылом. Вертикальная компонента смещений составляет 150–200 м, тогда как правосдвиговая компонента достигает 700–900 м в центральной части разлома [45]. Юго-восточнее оз. Сагамо разлом отклоняется на юг, где ограничивает депрессию оз. Мада и, вероятно, долину р. Даличай, достигая края Верхнеахурянской впадины севернее северо-западного окончания Вардахбюрского разлома. Эта меридиональная полоса впадин связывает ПС и Джавахетский разлом. От последнего на юг ответвляются меридиональные вулканические цепи (зоны растяжения), а на север от северо-западного окончания разлома протягивается меридиональная цепь крупных вулканов Самсарского хребта [14]. Такое сочетание меридиональных зон растяжения с правыми сдвигами северо-западного простираения характерно и для других частей Армянского нагорья и является важным элементом позднекайнозойского структурного рисунка территории, возникшего при коллизионном взаимодействии Аравии и Кавказского участка Евразийской плиты в условиях меридионального сжатия [61].

Наряду с упомянутыми зонами нарушений, вдоль бортов Лорийской и Верхнеахурянской впадин протягиваются флексурно-разломные зоны, не связанные с описанной системой разломов. На эти зоны, выраженные деформацией кровли вулканических пород гелазия в Лорийской и Верхнеахурянской впадинах, впервые обратил внимание Э.Х. Харазян [28]. Две такие эшелонированно расположенные зоны протягиваются вдоль южного борта Лорийской впадины (см. рис. 2). Наклон на север базальтов и андезитов гелазия превышает 20° у северной зоны и достигает 50° – 70° у южной (рис. 8). Наклоны в 20° – 30° характерны для флексур на южном склоне Карахачского перевала и на северном борту Амасийской котловины, находя-

щейся между Верхнеахурянской и Ширакской впадинами. Флексуры на северном борту Верхнеахурянской впадины расположены эшелонированно друг относительно друга.

Флексура обнаружена и на северном борту Ширакской впадины. Наиболее высокое гипсометрическое положение здесь занимает карахачская свита, поверхность которой имеет высоту ~1760 м (рис. 9). В нее вложен разрез Капс куртанской (анийской) свиты (см. 209 на рис. 1), кровля которого находится на высоте ~1700 м. Поверхность свиты резко понижается к югу до 1665 м возле Ленинанканской ГЭС (см. 208 на рис. 2). На том же участке мощность свиты возрастает до 15–20 м, а русло р. Ахурян понижается более, чем на 100 м. Далее к югу поверхность анийской свиты наклонена более полого до 1634 м над Мармашенским монастырем (разрез 339), 1640–1620 м в с. Мармашен, 1610 м в с. Вохджи (разрез 326) и ~1600 м над с. Айкаван (разрез 336). Мощность свиты возрастает до 137–138 м в Мармашенской скважине. Если подстилающий анийскую свиту грубый аллювий относится к карахачской свите, амплитуда ее вертикального смещения между селами Джрадор и Мармашен достигает 260 м. Градиент продольного уклона русла р. Ахурян на отрезке 9 км между Джрадзором и районом Мармашенского монастыря (см. рис. 1, пункты наблюдений 227, 340) достигает 20.3 м/км, причем он наиболее высок возле Ленинанканской ГЭС, где и проходит флексура. Ей, вероятно, отвечает разлом в дочетвертичных отложениях, названный Капским. Развитие флексурно-разломной зоны происходило длительно, как минимум, с начала накопления анийской свиты. Флексура простирается на восток по южному склону Ширакского хребта и определяет высокое гипсометрическое положение разреза 219 ($H = 1706$ м), расположенного в ее северном крыле.

Важнейшее структурное значение имеет меридиональная флексурно-разломная зона, которую Е.Е. Милановский [20] назвал Транскавказским поперечным поднятием. В пределах Лорийской впадины высота кровли базальтов гелазия увеличивается от 1400 м на востоке до 1600–1650 м на западе. На западе впадины, возле Джавахетского хребта, базальты гелазия перекрыты комплексом III, поверхность которого поднимается в том же направлении от 1600 м до 1750–1800 м. Далее к западу она резко поднята по упомянутым двум ветвям флексурно-разломной зоны, достигая на Карахачском перевале 2250 м. Западнее перевала под четвертичными лавами вскрыты меловые отложения Базумского хребта. Основные лавы обнажены на крыльях флексурно-разломных зон северного и южного бортов Верхнеахурянской впадины, поднятых на десятки метров над поверхностью ее днища (~2000 м), где лавы гелазия покрыты маломощными рыхлыми наносами.

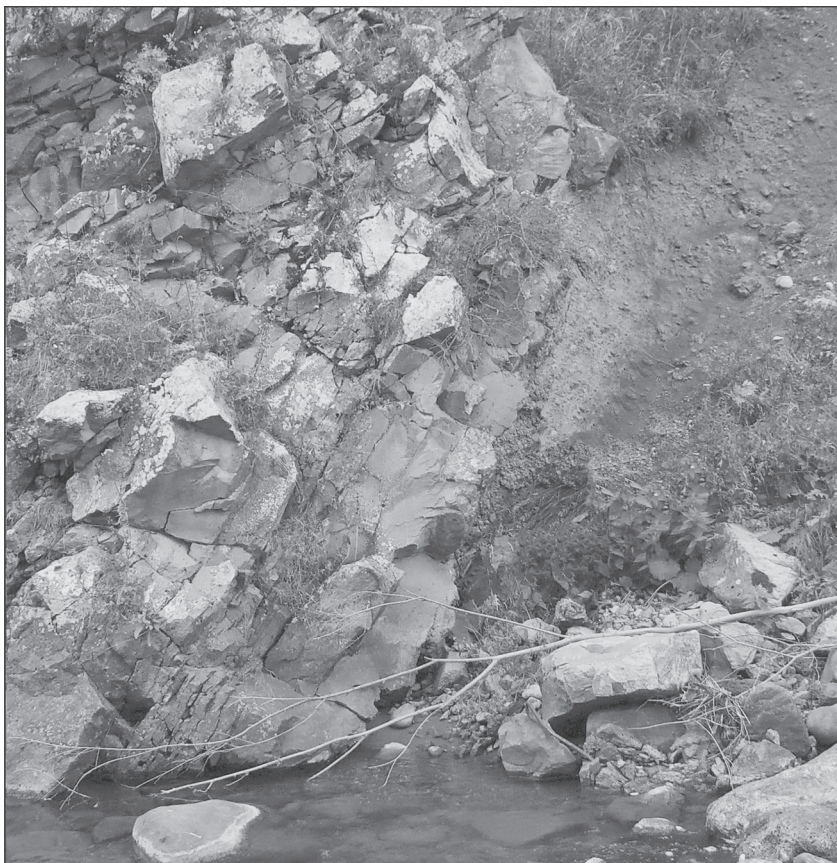


Рис. 8. Флексурный изгиб базальтового андезита в основании лавового комплекса гелазия южной части Лорийской впадины

Таким образом, выявляется резкий 500-метровый флексурно-разломный подъем Джавахетского хребта и Карахачского перевала относительно Лорийской впадины. Поверхность Верхнеахурянской впадины выше западной части Лорийской впадины на 250–350 м, а седловина Карахачского перевала поднята над Верхнеахурянской впадиной еще на 250 м и, вероятно, отделена от нее разломом.

Аналогичные деформации обнаружены вдоль северного борта Ширакской впадины от долины р. Ахурян на восток и далее через Джаджурский перевал к долине Памбака. На северо-западе впадины, возле с. Меграшат (см. рис. 1, пункт наблюдений 306, правобережье р. Ахурян), поверхность карахачской свиты раннего калабрия, перекрывающей основные лавы гелазия, находится на высоте ~1750 м, а на левобережье Ахуряна, в разрезах Джрадзор — 1760–1770 м. Восточнее, на северном склоне Ширакской впадины, она сохраняет примерно такую же высоту, а затем резко повышается к Джаджурскому перевалу, где достигает высоты 1955 м, и далее резко понижается в Верхнепамбакской впадине. Там высота поверхности аллювия, перекрывающего более древние толщи, не

превышает 1730 м и постепенно снижается вдоль долины к востоку.

Между поднятиями Джаджурского и Карахачского перевалов та же зона нарушений выражена резким понижением с запада на восток вершинной поверхности Базумского хребта. Северное продолжение зоны представлено поднятием Джавахетского хребта, вдоль оси которого вытянута цепь раннеплейстоценовых вулканов. На южном продолжении зоны расположены вулкан Мец-Шараилер и вулканический центр Арагаца.

На основе анализа рельефа и распределения вулканизма предполагается также существование прерывистой меридиональной зоны деформаций с центрами плиоценовых извержений западнее развалин Ани и в хребте Егнахаг на границе Ширакской и Верхнеахурянской впадин с Карс-Дигорским нагорьем.

Вне флексурно-разломных зон четвертичные толщи впадин залегают полого. Так, в области распространения арапийской свиты Ширакской впадины уклон продольного профиля р. Ахурян уменьшается (см. рис. 9). На 10-километровом отрезке между районом Мармашена и мостом возле с. Арапи (см. рис. 1, пункт наблюдений 338)

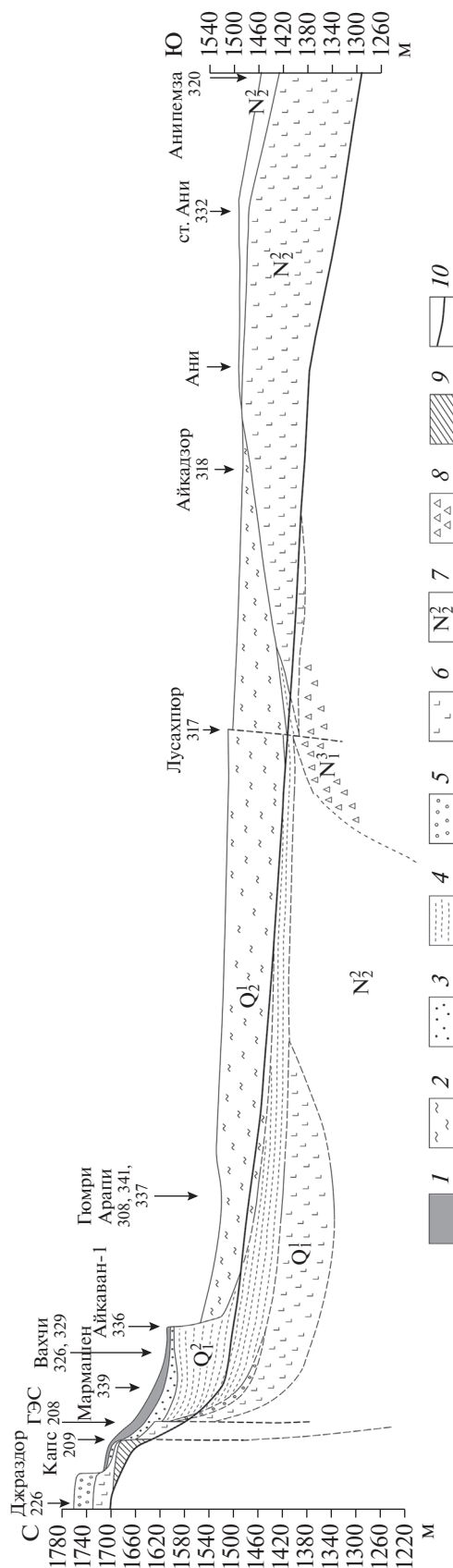
градиент составляет 3.9 м/км. Южнее, на протяжении 3 км, он сокращается до 3.7 м/км, а в центральной части впадины на протяжении 45 км достигает 1.8 м/км. На южном обрамлении впадины, южнее западных отрогов сложенного вохчабердской свитой Барцрашенского плато в подножьях Арагаца, на протяжении 9 км градиент возрастает до 5.3 м/км, обозначая южный борт впадины, а далее к югу, на 17-километровом отрезке, вновь снижается до 3.9 м/км.

Структура впадины подчеркивается высотным положением поверхности основных лав. В разрезе Джраздор (см. рис. 1, пункт наблюдений 226) поверхность лав гелазия находится на высоте 1735–1740 м, а в разрезе Капс подстилает куртанскую свиту на высоте ~1690 м. Далее к югу, возле Ленинанканской ГЭС, кровля лав понижается до 1620 м, а в районе Мармашенского монастыря (см. рис. 1, пункт наблюдений 240) находится на высоте 1515 м. Южнее базальтовые андезиты не обнажены, и арапийская свита слагает берега Ахурына до русла или поверхности низкой аллювиальной террасы. Восточнее с. Лусахпюр, у подножий Барцрашенского плато, арапийская свита залегает на выветрелой поверхности вохчабердской свиты (верхний миоцен?) на высоте ~1500 м. Основные лавы появляются вновь в 4 км севернее с. Айкадзор, и в разрезе 318 их кровля находится в 5 м ниже подошвы обнажения на высоте ~1470 м. Далее к югу, возле развалин Ани, вскрытая мощность лавовых потоков достигает десятков метров. По данным В.А. Лебедева, эти базальтовые андезиты древнее тех, что обнажены на севере Ширакской впадины. К-Аг дата лавы верхнего из потоков в 6 км северо-западнее с. Анипемза (4 км южнее развалин Ани) – 2.64 ± 0.10 млн лет (поздний плиоцен). Эта дата уточняет данные статьи [31] и получена усреднением трех независимых К-Аг определений по упомянутой в этой статье пробе 1/А.

Поверхность арапийской свиты находится на высоте ~1550 м в районе селений Айкаван и Арапи. В г. Гюмри и его окрестностях ее высота со-

Рис. 9. Продольный геолого-геоморфологический профиль долины р. Ахурыан.

1 – ленинанканский туф (Q_2^1); 2 – арапийская свита (Q_2^1); 3 – анийская свита, верхняя часть ($Q_2^1 - Q_2^1$); 4 – анийская свита, нижняя часть (Q_2^1); 5 – карахачская свита; 6 – базальтовые трахиандезиты, гелазий (Q_1^1) на севере и плиоцен (N_2) на юге; 7 – верхний плиоцен (N_2^2): озерный, датированный акчагылом в самой впадине [22] и туфовый на ее южном обрамлении; 8 – вохчабердская свита (N_1^3); 9 – эоцен; 10 – русло р. Ахурыан



ставляет 1500–1520 м и остается почти такой же до района с. Лусахпюр (1500–1510 м), а к с. Айкадзор снижается до ~1490 м. Таким образом, южный борт Ширакской впадины не имеет единого структурного ограничения. Возле западных предгорий Арагаца ограничением может быть Барцрашенское плато, где арапийская свита залегает на вохчабердской. Однако западнее, в долине Ахурына, под отложениями арапийской свиты присутствуют позднемиоцен-плиоценовые лавы, выходящие на поверхность вблизи с. Айкадзор (см. рис. 1, рис. 9, пункт наблюдений 318). Граница впадины находится южнее, в районе развалин Ани, где основные лавы и риолитовые туфы позднего плиоцена слагают долину Ахурына, и отмечена резким возрастанием градиента продольного профиля современного русла реки.

В обнажении Лусахпюр (см. рис. 1, рис. 6, пункт наблюдений 317) арапийская свита нарушена надвигом, наклоненным на север под углом ~50°. Описанный разрез 317 расположен в поднятом крыле разлома. В южном крыле обнажены аналоги того же разреза, перекрытые ленинканским туфом. Вдоль разлома внедрился глиняный микродиабаз, в котором обнаружены моллюски анийской свиты, слагающей невоскретую часть разреза.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ ВПАДИН И ИХ ОБРАМЛЕНИЯ

На севере рассматриваемой территории тектонический рельеф существовал до извержений гелазия. Это были поднятия Базумского и Сомхетского хребтов и депрессии Верхнеахурынской и Лорийской впадин, продолжавшиеся долинами Ахурына и Дзорагета-Дебеда. Форму депрессий отражает современное распространение вулканического комплекса гелазия, а на их глубину указывает тот факт, что в верховьях Дебеда мощность основных лав достигает 370 м. Направления течения лавовых потоков свидетельствуют, что они извергались на Джавахетском нагорье, где позднее были скрыты продуктами извержений комплексов III–V. Вулканы и экструзивные купола комплексов III–V обнаружены в разных частях нагорья, но крупнейшие вулканы концентрируются в осевой части Джавахетского хребта (см. рис. 2). Эта меридиональная зона растяжения предопределила положение флексуно-разломной зоны между Лорийской впадиной на востоке и впадинами Верхнего Ахурына, р. Даличай и оз. Мада на западе.

Около 2 млн лет назад произошло небольшое поднятие западных отрогов Базумского хребта [57]. Это, а также заполнение долины пра-Ахурына лавами гелазия, запрудило верховья Ахурына. Они нашли сток через седловину Карахачского перевала в бассейн Дзорагета-Дебеда (рис. 10),

что удостоверяется находкой галечников, сходных с карахачской свитой, на Карахачском перевале [62]. Галечники отсутствуют на поверхности лав комплекса V, извергшихся ~1.7 млн лет назад, будучи перекрыты ими, т.е. отложились раньше. Судя по распространению галечников, река Ахуран-Дзорагет не имела в то время четкого русла и блуждала в широкой долине. Вероятно, обломочный материал карахачской свиты разрезов 3 и 1 (Карахач и Мурадово) отложен этой блуждающей рекой. Позднее поднятие Карахачского перевала разобщило впадины. В позднем калабрии и начале среднего плейстоцена тонкообломочные отложения куртанской свиты отлагались застойными водами, частью в озерных условиях, и покрыли обширные площади обеих впадин и долин нижнего Дзорагета и верхнего Дебеда.

Ширакская впадина возникла на гетерогенном основании, сложенном деформированными вулканогенно-обломочными породами эоцена с отдельными выходами более древних пород и проявлениями ранне-среднемиоценового вулканизма. Существовала ли впадина во время накопления вохчабердской свиты (верхний миоцен?), неясно. Ю.В. Саядян [22] приводит данные бурения в г. Гюмри и с. Ахурик (8 км юго-западнее Гюмри), согласно которым мощность свиты во впадине достигает 840–920 м. Однако те же мощные вулканогенно-обломочные образования вскрыты на ее южном борту (см. рис. 1, пункт наблюдений 310). В раннем акчагыле (3.6–2.5 млн лет назад) и, возможно, позднее впадина опускалась, и ее заполнили озерные отложения мощностью до 550 м [22], а на юго-западе излияния основных лав с Карс-Дигорского нагорья и риолитовые туфы местного происхождения. Если северная часть впадины после этого оставалась понижением в рельефе, его заполнили лавы гелазия (2.3–2.0 млн лет).

Среди отложений карахачской свиты (~1.9–1.7 млн лет назад) признаки аллювиально-пролювиального и местами озерного осадконакопления обнаружены на северном обрамлении Ширакской впадины (см. рис. 1, рис. 3, пункты наблюдений 226, 227, 306). Возможно, они присутствуют также в основании разреза скважины Мармашен. Однако в разрезах 339 и 340 возле Мармашенского монастыря и в более южных частях впадины (разрезы 314 и 318) аналогичные отложения отсутствуют, и более молодые свиты залегают на лавах позднего миоцена – плиоцена или вохчабердской свите. Поскольку верховья Ахурына имели в это время сток в долину Дзорагета-Дебеда, осадконакопление на севере Ширакской впадины обеспечивалось местными источниками сноса и представляло собой речную долину с притоками, которая сообщалась через Джаджурский перевал с долиной Памбака. На поверхности базальтов Джаджурского перевала обнаружена окатанная галька аллювиального типа, а чуть восточнее га-

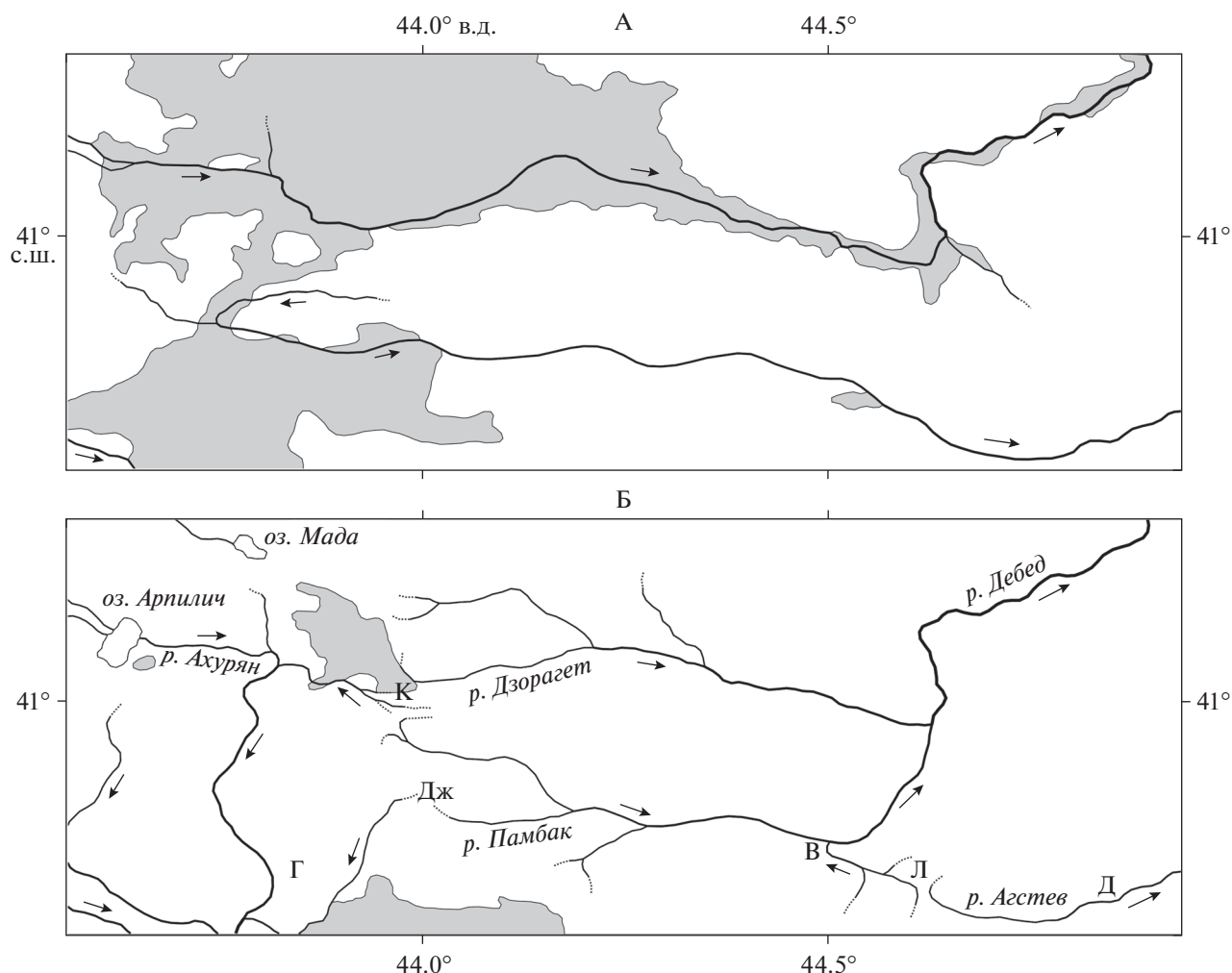


Рис. 10. Преобразование речной сети в течение плейстоцена.

А — главная речная сеть времени отложения карахачской свиты (~1.8 млн лет назад); Б — современная речная сеть. Серым цветом показаны вулканические образования: плиоцена и раннего плейстоцена (А), калабрия и среднего плейстоцена (Б). В — г. Ванадзор, Г — г. Гюмри, Д — г. Дилижан, Дж — Джаджурский перевал, К — Каракачский перевал, Л — Лермонтовская перемычка

лечники залегают на меловых отложениях и приклонены к окончанию миоценового базальтового потока (К-Аг дата — 22.5 ± 0.6 млн лет), слагающего перевал. Эти галечники впервые описал Е.Е. Милановский и интерпретировал их как отложение широтной палеодолины [19]. Она связывала область аллювиального осадконакопления севера Ширакской впадины с долиной Памбака (см. рис. 10).

Позднее, в калабрии, произошло относительное опускание Ширакской впадины по Капской флексурно-разломной зоне, и долина карахачского времени оказалась в поднятом крыле флексуры. Одновременно активизировалось Транскавказское поперечное поднятие, изолировавшее Ширакскую впадину от бассейна р. Памбак. В Ширакской впадине не позднее 1.25 млн лет на-

зад началось накопление анийской и арапийской свит. Каждая из них образует цикл седиментации, начинавшийся озерными отложениями и завершавшийся аллювиальными. Озерное осадконакопление дополнялось отложениями водотоков, впадавших в озерный бассейн. Речные отложения анийского времени слагают разрезы 208 и 209 окрестностей с. Капс и чередуются с озерными в разрезе 336 (Айкаван). Аллювиальные отложения верхов анийской свиты, возможно, указывают на активизацию водной эрозии, приведшей к спуску анийского озера по долине Ахуряна на юге Ширакской впадины в начале среднего плейстоцена. Это обуславливалось относительным поднятием северной части впадины. В итоге, озерный бассейн, возобновившийся в арапийское время (начало среднего плейстоцена), оказался на севере впадины врезанным в анийские отложения на

глубину 50–100 м. На юге впадины (см. рис. 1, пункт наблюдений 317) арапийская озерная свита залегает на анийской и распространяется за пределы области анийского осадконакопления на восток (разрез 314) и на юг (разрез 318). Таким образом, выявляется общая тенденция миграции области осадконакопления в Ширакской впадине с севера на юг. Та же тенденция намечается в Верхнеахурянской впадине, где карахачская свита обнажена на северном борту и отсутствует на южном, а верхи куртанской свиты, одновозрастные арапийской свите, залегают в остаточном озерном бассейне возле южного борта впадины.

В конце арапийского цикла (0.7–0.6 млн лет назад) озерное осадконакопление в центре Ширакской впадины сменяется аллювиальным. Усиление водной эрозии и вулканической активности, выразившейся извержением ленинканского туфа, приводит к прорыву долины Ахурына и спуску остаточного озера на юге впадины.

Долина р. Памбак в конце калабрия и начале среднего плейстоцена была областью аллювиального осадконакопления и, судя по распространению III террасы, сложенной куртанской свитой, продолжалась на восток в Фиолетовскую впадину и, вероятно, дальше по современной долине р. Агстев, древность которой удостоверяется присутствием III и, возможно, IV террас ниже по течению г. Дилижана (см. рис. 10). Внутригорный участок Памбака между Ванадзорской впадиной и истоками Дебеда является позднейшей долиной прорыва, лишенной III террасы. Прорыв произошел после отложения куртанской свиты из-за подъема Лермонтовкой перемычки между Ванадзорской и Фиолетовской впадинами и, возможно, тектонических нарушений в Базумском хребте, использованных рекой.

Спорово-пыльцевой анализ отложений карахачской и куртанской (анийской и арапийской) свит на северном борту Ширакской впадины (разрезы 209, 219 и 226) и в Памбакских впадинах (разрезы 249 и 252) выявил присутствие переотложенных девонских спор, а также пыльцы и спор юрского, мелового и палеогенового возраста. Девонские споры многочисленны в разрезе 226 и верхней части разреза 249 и отмечены в разрезах 209 (верхняя часть) и 252, свидетельствуя о существовании соответствующего источника сноса. Споры и пыльца юрско-палеогенового возраста обильны в разрезах 209 и 249, особенно их нижних частях, и обнаружены также в верхней части разреза 226. Выявлена смена состава переотложенных спор и пыльцы в разрезах 209 и 249 от юрско-палеогеновых в нижних слоях к преимущественно девонским в верхних. Это указывает на углубление эрозии источников сноса, т.е. на прогрессирующее поднятие.

0.6–0.5 млн лет назад вертикальные движения активизируются. Ширакская впадина вовлекается в общее тектоническое поднятие Малого Кавказа. Происходит интенсивное врезание долины р. Ахурына, по которой возобновляется водный транзит из Верхнеахурянской впадины через Ширакскую впадину в долину Аракса. Площадное распространение тонкообломочных отложений куртанской свиты в Верхнеахурянской и Лорийской впадинах свидетельствует о том, что врезание современных русел в поверхность основных лав гелазия началось после накопления свиты, т.е. 0.6–0.5 млн лет назад. Врез достиг ~250 м в низовьях Дзорагета (возле устья притока Гергер) и ~370 м в верховьях Дебеда (возле устья притока Марц). Врезание могло быть результатом как тектонического поднятия, так и падения уровня Каспия как базиса эрозии для речной системы Дебед–Храми–Кура. Начало врезания совпало по времени с падением уровня Каспия после бакинской трансгрессии, но это падение не превысило 20–30 м [32]. Следовательно, ~350 м врезания обусловлены тектоническим поднятием Лорийской впадины. Если в начале калабрия Верхний Ахурына продолжался рекой Дзорагет, то сейчас поверхность Верхнеахурянской впадины находится на 250–350 м выше поверхности западной части Лорийской впадины. Таким образом, поднятие Верхнеахурянской впадины составило, как минимум, 500 м. На восточном отроге Базумского хребта между Верхнеахурянской и Амасийской впадинами поверхность лав комплекса II находится на высотах до 2120 м, т.е. на ~130 м выше, чем в Верхнеахурянской впадине. Флексурный изгиб базальтового андезита на юге Лорийской впадины отражает минимальное относительное поднятие Базумского хребта на несколько сотен метров. Поднятие Карахачского перевала над западной частью Лорийской впадины (~500 м) соответствует минимальному относительному поднятию Джавахетского хребта. Таким образом, Джавахетский и Базумский хребты были подняты, как минимум, на 600–800 м. Эти величины дают средние скорости поднятия 0.7–1 мм/год для впадин и 1.2–1.6 мм/год для хребтов в течение последних ~0.5 млн лет.

Опираясь на оценки современных врезов в поверхность лав гелазия, перекрытых маломощными карахачской и куртанской свитами, и флексурно-разломных деформаций, нарушивших поверхность лав, мы восстановили рельеф Лорийской и Верхнеахурянской впадин и их обрамления до начала этих деформаций. Поверхность Верхнеахурянской впадины располагалась на высоте ~1500 м, а Лорийская впадина понижалась с запада на восток от 1400 до 1100 м. Высота Базумского хребта достигала 1500–1800 м (редко 2000 м). Некоторые вулканы Джавахетского нагорья возвышались до 2500 м. В карахачское время Верхний Ахурына,

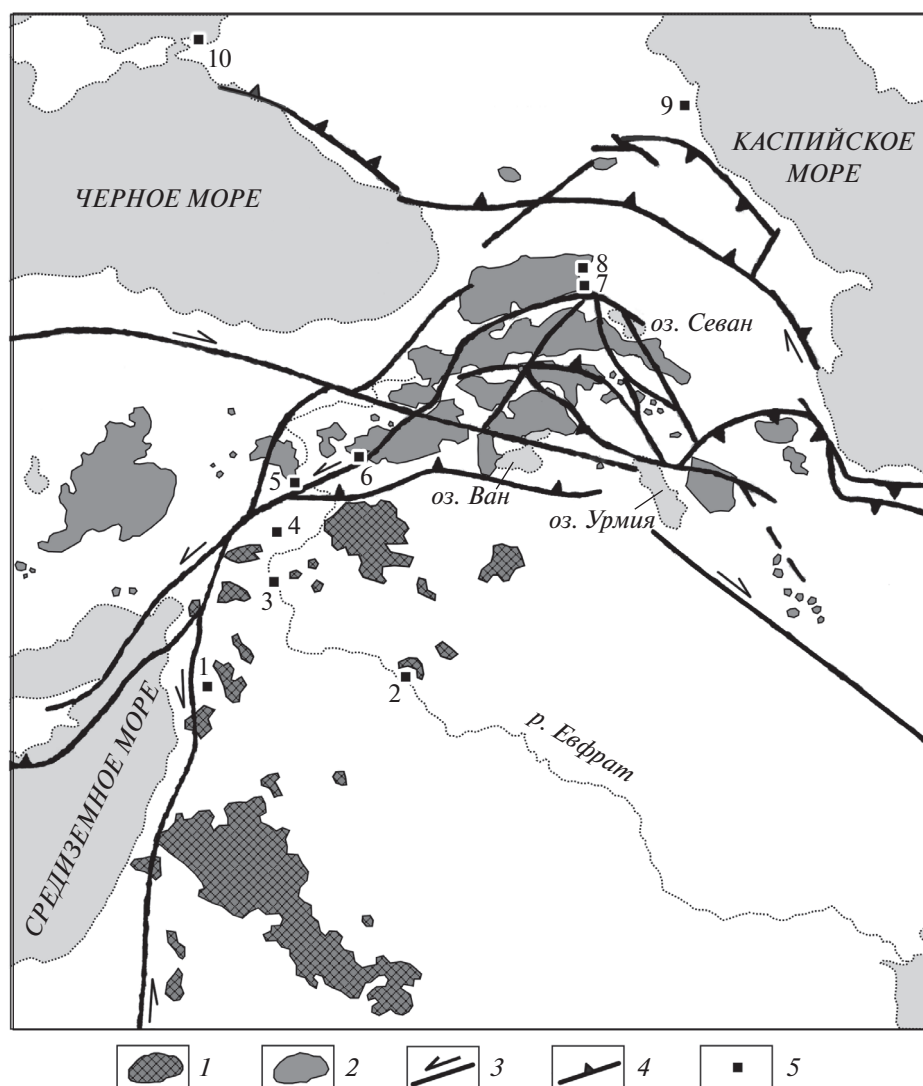


Рис. 11. Сопоставление местонахождений раннеашельского типа на территории Армении с другими древнейшими памятниками раннего палеолита Аравийско-Кавказского региона.

1, 2 – неоген-четвертичные вулканиты: 1 – Аравийской плиты, 2 – Альпийско-Гималайского пояса; 3, 4 – четвертичные разломы: 3 – сдвиги, 4 – надвиги и взбросы; 5 – археологические объекты (1 – р. Оронт, Сирия, хаттабий и средний ашель; 2 – Халабие–Залабие, р. Евфрат, Сирия, хаттабий и ранний ашель; 3 – Биресик, р. Евфрат, Турция, олдован и ашель; 4 – долина р. Гёксу-чай, приток р. Евфрат, Турция, ранний палеолит; 5 – район г. Малатья, р. Евфрат, Турция, ранний палеолит; 6 – р. Мурат, Турция, ранний палеолит; 7 – Карахач, Армения, ранний ашель; 8 – Дманиси, Грузия, олдован; 9 – Дагестан, Россия, олдован и ашель; 10 – Тамань, Россия, олдован)

подпруженный на продолжении Базумского хребта, стекал через седловину Карахачского перевала в долину Дзорагета-Дебеда, а речная система на севере Ширакской впадины продолжалась через седловину Джаджурского перевала в долину р. Памбак, который следовал на восток в долину р. Агстев (см. рис. 10). В это время здесь появились древнейшие гоминины.

Древнейшие стратифицированные палеолитические находки сделаны в карьерах Карахач, Мурадово, Агворик и Джрадзор. Наиболее представительная коллекция (около 3000 каменных артефактов) собрана в нижней терригенной пач-

ке разреза Карахач (см. рис. 1, рис. 3, пункт наблюдений 3). Эти находки представляют единую индустрию с чертами наиболее раннего ашеля. В 35 км севернее Карахачского карьера, в Южной Грузии, находится местонахождение Дманиси того же возраста, что и карахачская свита (рис. 11). В нем, наряду с костными остатками примитивных гоминин и млекопитающих позднего виллафранка, обнаружены каменные изделия олдованского типа, т.е. более примитивные, чем найденные в разрезе Карахач [43, 44, 48–50, 56].

Чтобы понять, почему в двух соседних районах Малого Кавказа в одно и то же время (~1.85–

1.75 млн лет назад) развивались разные каменные индустрии, надо иметь в виду, что среди крупных изделий раннего ашеля Армении нет кливеров — специальных сколов с рубящим лезвием, столь характерных для раннего ашеля Африки [39, 47]. Это отражает разную технологическую основу: в Армении крупные отщепы-заготовки для макроорудий отсутствуют, поскольку орудия изготавливались путем обработки подходящих по размерам и форме природных плиток вулканических пород, которые имелись в изобилии рядом с местонахождениями благодаря растрескиванию пород во флексурно-разломных зонах. Иначе говоря, созданию армянских раннеашельских индустрий способствовали особенности используемого природного материала, обусловленные его тектонической делимостью. Таких условий в Дманиси не было.

Местонахождения раннего палеолита на северо-западе Армении и юге Грузии — вехи на пути миграции древнейших гоминин из Африки через Аравию на Кавказ (см. рис. 11). Примерно одно-возрастные им каменные индустрии олдованского палеолита, местами обладающие также ашельскими чертами, обнаружены в северных частях Аравийской плиты — в долинах рек Оронт [38, 41] и Евфрат [40] в Сирии, возле с. Биресик [42] и в долине р. Гёксу-чай [60] на юге Турции. В пределах Альпийско-Гималайского пояса аналогичные изделия найдены в Турции, вблизи г. Малатья и низовьях р. Мурат [60], и на юге России, на Таманском полуострове [33] и в Дагестане [30, 35, 36].

Две ландшафтные особенности характерны как для африканской прародины древнейших гоминин, так и для указанных районов Сирии, Турции, Армении и Грузии. Это, во-первых, тектонические долинообразные понижения с озерами, реками и другими источниками воды и, во-вторых, проявления молодого вулканизма, синхронного или предшествовавшего расселению гоминин. Присутствие воды и почв, обогащенных вулканическими продуктами, обусловило обилие растительности, привлекательной для травоядных животных. Хищники и в их числе гоминины мигрировали за травоядными.

В результате быстрого поднятия Северо-Западной Армении, начавшегося ~0.6 млн лет назад, климат стал более континентальным с холодными зимами. Примечательно в связи с этим, что поздний ашель здесь распространён широко, редкий средний палеолит обнаружен лишь в гротах, а находки позднего палеолита единичны.

ГЕНЕЗИС НОВЕЙШИХ ВПАДИН

Впадины Ванадзор, Фиолетово и Цовагюх, расположенные в долине р. Памбак и на ее юго-восточном продолжении, являются образования-

ми Памбак-Севан-Сюникской зоны разломов. С ней же отчасти связана структура впадины оз. Севан и обрамляющей его с юга вулканической области Гегам-Варденисского нагорья. Той же зоной и кулисно подставляющим ее Джавахетским разломом обусловлено юго-западное ограничение Верхнеахурянской впадины и образование депрессии оз. Мада и р. Даличай. Все эти впадины возникли в результате коллизионного взаимодействия плит и блоков литосферы.

В отличие от упомянутых структурных образований, в общей конфигурации и четвертичной структуре Верхнеахурянской, Лорийской и Ширакской впадин отсутствуют признаки решающего влияния крупных позднекайнозойских разломов, возникших на поздней стадии коллизии в Аравийско-Кавказском регионе. Вместе с тем, длительное развитие впадин сопровождалось вулканизмом на их обрамлениях. На юге Ширакской впадины в позднем миоцене (?) происходили извержения пород вохчабердской свиты. В конце миоцена и плиоцене извержения продолжались на юге Ширакской впадины и, по данным В.А. Лебедева, охватывали сопредельную с Ширакской и Верхнеахурянской впадинами часть Карс-Дигорского нагорья. В гелазии изливались базальты и базальтовые андезиты, возможные центры извержений которых находились на юге Джавахетского нагорья. В конце калабрии извергались базальтовые андезиты Мец-Шарайлера на востоке Ширакской впадины. В конце гелазии происходили извержения среднего и кислого состава в Джавахетском нагорье, когда возникла цепь вулканов Джавахетского хребта. На его западном склоне извержения андезитов возобновились в калабрии (~1.7 млн лет назад), а на северо-западе нагорья вулканическая деятельность продолжалась и в среднем плейстоцене [14]. В калабрии и среднем плейстоцене вулканическая активность охватила также южное обрамление Ширакской впадины. 1.35 млн лет назад здесь начали функционировать вулканы Артени и Арайлер, а в интервале 1—0.4 млн лет назад извергался главный вулканический центр Арагаца [15, 31].

Обсуждаемые впадины не были только остаточными образованиями между соседними вулканическими постройками. Происходило их активное опускание, выраженное длительным развитием флексурно-разломных зон на бортах впадин и обособлением Транскавказского поперечного поднятия. Е.Е. Милановский [20] предположил его генетическую связь с глубинными магматическими процессами. Приведенные данные подтверждают это предположение. Синхронность опускания впадин и вулканизма на их обрамлениях могут указывать на генетическую связь впадин с мантийными перемещениями и преобразованиями, отразившимися в вулканизме. Проявлениями сходных, хотя и не идентич-

ных, процессов могут быть впадины оз. Ван и отчасти Арагатская и Большесеванская впадины, хотя две последних, вместе с тем, связаны с крупными разломными зонами позднекайнозойского каркаса Армянского нагорья. Позднекайнозойский магматизм, как и последующее быстрое тектоническое поднятие региона могут быть обусловлены воздействием на литосферу верхнемантийных течений и преобразований вещества [63]. Таким образом, четвертичная тектоника и вулканизм региона представляются комбинацией структурных эффектов коллизионного взаимодействия плит и геодинамических процессов в верхней мантии.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

К началу плейстоцена на территории Северо-Западной Армении существовал низкогорный рельеф, созданный тектоническими движениями и распределением продуктов позднемиоцен-плиоценового вулканизма разного состава. Доминировала продольная тектоническая зональность, унаследованная от предшествовавших деформаций, на фоне которой оформились Лорийская, Верхнеахурянская и Ширакская впадины. Последняя начала прогибаться в позднем миоцене, а в позднем плиоцене ее большая северная часть была озерным бассейном, тогда как в юго-западную часть распространились базальтовые андезиты с соседнего Карс-Дигорского нагорья. Начало раннего плейстоцена (гелазий) характеризовалось интенсивным вулканизмом, на первой стадии (~2.5–2.0 млн лет назад) базальтового и трахиандезитового состава, на второй стадии (~2.0–1.85 млн лет) трахиандезитового, андезитового и дацитового. Вулканы первой стадии располагались на юге Джавахетского нагорья. Большинство вулканов второй стадии группировалось вдоль меридионального Джавахетского хребта.

С конца гелазия и до середины среднего плейстоцена Лорийская и Верхнеахурянская впадины заполнялись обломочным материалом, который составляет карахачскую (~1.85–1.75 млн лет) и куртанскую (~1.2–0.6 млн лет) свиты. Эпохи их накопления разделяются фазой вулканизма – андезитовыми извержениями в Джавахетском хребте и на западе Верхнеахурянской впадины (~1.7 млн лет). В Ширакской впадине карахачская свита представлена лишь на севере, а куртанская свита замещается анийской (калабрий и самые низы среднего плейстоцена) и арапийской (низы среднего плейстоцена) свитами общей мощностью не менее 150 м. Каждая из них представляет седиментационный цикл, начинавшийся формированием глинисто-диатомитовых озерных отложений и завершавшийся накоплением грубообломочного аллювия.

На юге Ширакской впадины среднеплейстоценовый озерный бассейн сохранялся до конца эпохи накопления арапийской свиты. Проявилась общая тенденция последовательного подъема северной части впадины и смещения области осадконакопления к югу.

На востоке Ширакской впадины в калабрии извергался вулкан Мец-Шараилер, а ~1.35 млн лет назад на южном обрамлении впадины начали функционировать центры кислого вулканизма Артени и Араилер, которые ~1–0.4 млн лет назад сменились извержениями Арагацкого вулканического центра. В эпоху накопления карахачской свиты существовала продольная зональность, выразившаяся стоком верховий Ахуряна на восток в долину современного Дзорагета и стоком из Ширакской впадины на восток в долину Памбака и далее Агстева. В эпоху накопления куртанской свиты (анийской и арапийской свит) западные и восточные впадины были изолированы ростом Транскавказского поперечного поднятия.

В ходе накопления куртанской свиты происходили, а позднее усилились тектонические деформации двух типов. Первый тип выражен, прежде всего, правосдвиговыми перемещениями по разломам северо-западного простирания – крупнейшей в Армении Памбак-Севан-Сюникской зоне разломов (ПС) и кулисно подставляющему ее на северо-западе Джавахетскому сдвигу. С ПС связаны присдвиговые впадины (Ванадзорская, Филолетовская и более юго-восточные). ПС и Джавахетский разлом соединялись в области их кулисного подставления депрессионными структурами растяжения, а последний, кроме того, оперяли меридиональные раздвиги, выраженные цепочками вулканов. Этот парагенез структур обусловлен коллизионным взаимодействием плит и блоков литосферы в условиях субмеридионального сжатия.

Наряду с развитием указанного парагенеза, в четвертичное время происходило опускание Ширакской, Верхнеахурянской и Лорийской впадин, сопряженное с развитием на их границах флексурно-разломных зон, не связанных с разломами первого парагенеза. Крупнейшая такая зона – меридиональное Транскавказское поднятие, к которому приурочены вулканические центры Арагаца, Мец-Шараилера и Джавахетского хребта. Меньшие флексурно-разломные зоны развивались с калабрии на южной и западной границах Лорийской впадины, на северном борту Верхнеахурянской впадины, в западных отрогах Базумского хребта, вдоль северного края Ширакской впадины и, возможно, вдоль границы Ширакской и Верхнеахурянской впадин с Карс-Дигорским нагорьем. Развитие впадин сопровождалось

вулканизмом на тех или иных их обрамлениях. Это приводит к предположению о связи опускания впадин с глубинными перемещениями и преобразованиями вещества. Они происходили на фоне общего тектонического подъема территории, обусловленного более масштабными мантийными преобразованиями. В последние 0.5–0.6 млн лет регион испытал поднятие на 350–500 м в Лорийской и Верхнеахурянской впадинах и на 600–800 м в соседних хребтах, что дает средние скорости поднятия от 0.7 до 1.5 мм/год.

Благодарности. Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ 14-05-00122, 15-55-05009 и 13-06-12016 ОФИ_м, 15RF-031 Государственного комитета по науке Министерства образования и науки Республики Армения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авакян Л.А. Четвертичные ископаемые млекопитающие Армении. Ереван. Изд. АН АрмССР, 1959. 71 с.
2. Агаджанян А.К., Мелик-Адамян Г.У. Мелкие млекопитающие раннего плейстоцена Ширакской котловины Армении // Бюлл. Комис. по изучению четвертичного периода. 1985. № 54. С. 91–100.
3. Алексеева Л.И. Териофауна раннего антропогена Восточной Европы. М.: Наука, 1977. 214 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 300).
4. Аслanian А.Т. Региональная геология Армении. Ереван: Айпетрат, 1958. 430 с.
5. Аслanian А.Т., Бегуни А.Т., Птухян А.Е. Геологическая карта Армении, 1 : 200000. Лист К-38-XXVI. М.: Министерство геологии СССР, 1975.
6. Беляева Е.В. Исследование ранне-среднеашельского памятника Куртан на севере Армении // Записки Ин-та истории материальной культуры РАН. 2011. № 6. С. 35–45.
7. Беляева Е.В., Любин В.П. Ашельские местонахождения Северной Армении // Фундаментальные проблемы археологии, антропологии и этнографии Евразии. К 70-летию акад. А.П. Деревянко. Новосибирск, 2013. С. 37–52.
8. Вангенгейм Э.А. Значение фауны млекопитающих для стратиграфии четвертичного периода // Стратиграфия в исследованиях Геологического института АН СССР. М.: Наука, 1980. С. 241–243.
9. Габриелян А.А. Палеоген и неоген Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1964. 299 с.
10. Геологическая карта Кавказа, масштаб 1 : 500000 / Под ред. Наливкина Д.В. Л.: ВСЕГЕИ, 1976.
11. Заикина Н.Г., Саядян Ю.В., Соколова Н.С. К истории растительности Ширакской равнины // Биологический журнал Армении, АН АрмССР. 1969. Т. 22. № 4. С. 67–74.
12. Лебедев В.А., Бубнов С.Н., Дудаури О.З., Вашикидзе Г.Т. Геохронология плиоценового вулканизма Джавахетского нагорья (Малый Кавказ). Ст. 2. Восточная часть Джавахетского нагорья. Региональная геологическая корреляция // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008. Т. 16. № 5. С. 101–123.
13. Лебедев В.А., Чернышев И.В., Вашикидзе Г.Т., Гудина М.Б., Якушев А.И. Геохронология миоценового вулканизма северной части Малого Кавказа (Эрушетское нагорье, Грузия) // ДАН. 2012. Т. 444. № 1. С. 67–72.
14. Лебедев В.А., Чернышев И.В., Дудаури О.З., Аракелянц М.М., Баирова Е.Д., Гольцман Ю.В., Чугаев А.В., Вашикидзе Г.Т. Самсарский вулканический центр как очаг новейшего вулканизма на Малом Кавказе: К-Ar геохронологические и Sr-Nd изотопные данные // ДАН. 2003. Т. 393. № 6. С. 802–808.
15. Лебедев В.А., Чернышев И.В., Якушев А.И. Время начала и продолжительность четвертичного магматизма Арагацкой неовулканической области (Малый Кавказ, Армения) // ДАН. 2011. Т. 437. № 4. С. 808–812.
16. Любин В.П., Беляева Е.В. Раннеашельский памятник Карахач в Северной Армении // Археологические вести (СПб). 2011. № 17. С. 13–19.
17. Мелик-Адамян Г.У. К вопросу о верхней биостратиграфической границе игнимбритов касп-памбакского типа Армении // Изв. НАН Республики Армения. Науки о Земле. 1994. Т. 47. № 3. С. 9–12.
18. Мелик-Адамян Г.У. Стратиграфическое значение неоплейстоценовой териофауны Ширакской котловины // Изв. НАН Республики Армения. Науки о Земле. 2004. Т. 57. № 3. С. 27–31.
19. Милановский Е.Е. Памбакская долина // Геология Армянской ССР. Т. 1. Геоморфология. Ереван. Изд. АН АрмССР, 1962. С. 104–115.
20. Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. 483 с.
21. Милановский Е.Е., Короновский Н.В. Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М.: Недра, 1973. 280 с.
22. Саядян Ю.В. Новейшая геологическая история Армении. Ереван: Гитутюн, 2009. 357 с.
23. Состав, физические свойства и проблемы петрогенезиса новейших вулканических формаций Армении. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1980. 324 с.
24. Трифонов В.Г., Караханян А.С., Кожурин А.И. Спонтанное землетрясение как проявление современной тектонической активности // Геотектоника. 1990. № 6. С. 46–60.
25. Филиппова Н.Ю. Палинология верхнего плиоцена–среднего плейстоцена юга Каспийской области. М.: ГЕОС, 1997. 191 с.
26. Харазян Э.Х. Новейшие вулканические образования верховьев бассейна р. Ахурян (Арм. ССР) // Изв. АН АрмССР. Науки о Земле. 1968. № 5. С. 3–17.
27. Харазян Э.Х. Центры извержений в районе хребта Кечут (Армянская ССР) // Изв. АН АрмССР. Науки о Земле. 1970. Т. 23. № 1. С. 15–24.

28. *Харазян Э.Х.* О неотектонике северо-западной части Армении // Изв. АН АрмССР. Науки о Земле. 1971. Т. 24. № 5. С. 9–17.
29. *Харазян Э.Х.* Геологическая карта Армении, 1 : 200000. Лист К-38-XXVII. Ереван: Министерство охраны природы Республики Армения, 2005.
30. *Чепалыга А.Л., Амирханов Х.А., Садчикова Т.А., Трубихин В.М., Пирогов А.Н.* Геоархеология олдувайских стоянок Горного Дагестана в отложениях акушинской свиты эоплейстоцена // Бюлл. Комис. по изучению четвертичного периода. 2012. № 72. С. 73–94.
31. *Чернышёв И.В., Лебедев В.А., Аракелянц М.М., Джрбабян Р.Т., Гукасян Ю.Г.* Четвертичная геохронология Арагацкого вулканического центра (Армения) по данным К-Аг-датирования // ДАН. 2002. Т.384. № 1. С. 95–102.
32. *Чистяков А.А., Макарова Н.В., Макаров В.И.* Четвертичная геология. М.: ГЕОС, 2000. 303 с.
33. *Щелинский В.Е., Додонов А.Е., Байгушева В.С., Кулаков С.А., Симакова А.Н., Тесаков А.С., Тумов В.В.* Раннепалеолитические памятники Таманского полуострова (Южное Приазовье) // Древнейшие обитатели Кавказа и расселение предков человека в Евразии. Тр. Ин-та истории материальной культуры РАН. 2010. № 35. С. 11–46.
34. *Adamia S.A., Zakariadze G., Chkhotua T., Sadradze N., Tsereteli N., Chabukiani A., Gventsadze S.* Geology of the Caucasus: a review // Turkish J. Earth Sci. 2011. Vol. 20. P. 489–544.
35. *Amirkhanov H.A., Ozherel'ev D.V., Gribchenko Yu.N., Sablin M.V., Semenov V.V., Trubikhin V.* Early Humans at the eastern gate of Europe: The discovery and investigation of Oldowan sites in northern Caucasus // C. R. Palevol. 2014. Vol. 13. P. 717–725.
36. *Amirkhanov H.A., Ozherelyev D.V., Sablin M.V., Agadzhanian A.K.* Faunal remains from the Oldowan site of Muhkai II in the North Caucasus: Potential for dating and palaeolandscape reconstruction // Quaternary International. 2015. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2014.12.061>
37. *Avagyan A.V.* Active faulting and related seismic hazard in the Vanadzor Depression area // Proc. of the NAS of Republica Armenia. Earth Sci. 2009. Vol. 62. № 2. P. 48–57.
38. *Besançon J., Copeland L., Hours F., Sanlaville P.* The Palaeolithic sequence in Quaternary formations of the Orontes river valley, Northern Syria: a preliminary report // Bulletin, Institute of Archaeology, University of London. 1978. Vol. 15. P. 149–170.
39. *Beyene Y., Katoh Sh., Wolde Gabriel G., Harte W.K., Utofi K., Sudo M., Kondo M., Hyodo M., Renne P.R., Suwa G., Asfaw B.* The characteristics and chronology of the earliest Acheulean at Konso, Ethiopia // PNAS. 2013. Vol. 110. N 5. P. 1584–1591.
40. *Copeland L.* The paleolithic of the Euphrates Valley in Syria // Br. Archaeol. Rep. 2004. Int. Ser. 1263. P. 19–114.
41. *Copeland L., Hours F.* The Middle Orontes Paleolithic flint industries // British Archaeological Reports International Series. 1993. Vol. 587. P. 63–144.
42. *Demir T., Seyrek A., Westaway R., Bridgland D., Beck A.* Late Cenozoic surface uplift revealed by incision by the River Euphrates at Birecik, southeast Turkey // Quaternary International. 2008. Vol. 186. P. 132–163.
43. *Ferring R., Oms O., Agusti J., Berna F., Nioradze M., Shelia T., Tappen M., Vekua A., Zhvania D., Lordkipanidze D.* Earliest human occupations at Dmanisi (Georgian Caucasus) dated to 1.85–1.78 Ma // Proc. Natl. Acad. Sci. 2011. Vol. 108(20). P. 10432–10436.
44. *Gabunia L., Vekua A., Lordkipanidze D., Swisher III C.C., Ferring R., Justus A., Nioradze M., Tvalchrelidze M., Anton S.C., Bosinski G., Jöris O., de Lumney M.A., Majsuradze G., Mouskhelishvili A.* Earliest Pleistocene hominid cranial remains from Dmanisi, Republic of Georgia: taxonomy, geological setting, and age // Science. 2000. Vol. 288. P. 1019–1025.
45. *Karakhanian A., Avagyan A., Avanesyan M., Elashvili M., Gogoradze T., Javakhishvili Z., Korzhnikov A., Philip S., Vergino E.* Armenia-to-Georgia Trans-boundary Fault: an Example of International Cooperation in the Caucasus // AGU Fall Meeting Abstracts, San Francisco, USA. 2012.
46. *Karakhanian A.S., Trifonov V.G., 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. 2004. Vol. 380. № 3–4. P.189–219.
47. *Lepre Ch.J., Roche H., Kent D.V., Harmand S., Quinn Rh.L., Brugal J.-Ph., Texier P.-J., Lenoble A., Feibel C.S.* An earlier origin for the Acheulian // Nature. 2000. Vol. 477. P. 82–85.
48. *Lordkipanidze D., Jashashvili T., Vekua A., Ponce de Lion M.S., Zollikofer Ch.P.E., Rightmire G.Ph., Pontzer H., Ferring R., Oms O., Tappen M., Bukhsianidze M., Agusti J., Kahlke R., Kiladze G., Martinez-Navarro B., Mouskhelishvili A., Nioradze M., Rook L.* Postcranial evidence from early Homo from Dmanisi, Georgia // Nature. 2007. Vol. 449. P. 305–310. doi 10.1038/nature06134
49. *de Lumley H., Lordkipanidze D., Feraud G., Garcia T., Perrenoud Ch., Falgueres Ch., Gagnepain J., Saos T., Voinchet P.* Datation par la methode Ar/Ar de la couche de cendres volcaniques (couche VI) de Dmanissi (Georgie) qui a livré des restes d'hominides fossiles de 1.81 Ma // C.R. Palevol. 2002. № 1. P. 181–189.
50. *de Lumney M.-A., Bardintzeff J.-M., Bienvenu Ph., Bilcon J.-B., Flamenbaum G., Guy Ch., Jullien M., de Lumney H., Nabot J.-Ph., Perrenoud Ch., Provitina O., Tourasse M.* Impact probable du volcanisme sur le décès des Hominidés de Dmanisi // C.R. Palevol. 2008. № 7. P. 61–79.
51. *Neill I., Meliksetian Kh., Allen M.B., Navarsardyan G., Karapetyan S.* Pliocene-Quaternary volcanic rocks of NW Armenia: magmatism and lithospheric dynamics

- within an active orogenic plateau // *Lithos*. 2013. Vol. 2988. doi 10.1016/j.lithos.2013.05.005
52. Pasquare F.A., Tormey D., Vezzoli L., Okrostsvardize A., Tutberidze B. Mitigating the consequences of extreme events on strategic facilities: Evaluation of volcanic and seismic risk affecting the Caspian oil and gas pipelines in the Republic of Georgia // *J. Environmental Management*. 2011. P. 1–9. doi 10.1016/j.jenvman.2011.02.003
 53. Philip H., Avagyan A., Karakhanian A., Ritz J.-F., Rebai S. Slip-rates and recurrence intervals of strong earthquakes along the Pambak-Sevan-Sunik Fault (Armenia) // *Tectonophysics*. 2001. Vol. 343. P. 205–232.
 54. Presnyakov S.L., Belyaeva E.V., Lyubin V.P., Radionov N.V., Antonov A.V., Saltykova A.K., Berezhnaya N.G., Sergeev S.A. 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.
 55. Rebai S. Sismotectonique et champ de contrainte dans le chaine alpines et dans les plate-formes de l'Europe, d'Afrique du Nord, et du Moyen-Orient. Doctorate Thesis. Montpellier (France): University of Montpellier-2, Academy of Montpellier, 1992. 183 p.
 56. Rightmire G.Ph., Lordkipanidze D., Vekua A. Anatomical descriptions, comparative studies and evolutionary significance of the hominin skulls from Dmanisi, Republic of Georgia // *J. Human Evolution*. 2006. Vol. 50. P. 115–141.
 57. 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. Vol. 395. P. 61–78.
 58. Rolland Y., Billo S., Corsini M., Sosson M., Galoyan G. Blueschists of the Amassia–Stepanavan suture zone (Armenia): linking Tethys subduction history from E-Turkey to W-Iran // *Intern. J. Earth Sciences*. 2009. Vol. 98. P. 533–550.
 59. Shatilova I., Mchedlishvili N., Rukhadze L., Kvavadze E. The history of the flora and vegetation of Georgia (South Caucasus). Tbilisi: Georgian National Museum, Institute of Paleobiology, 2011. 200 p.
 60. Trifonov V.G., Çelik H., Ozherelyev D.V., Simakova A.N., Bachmanov D.M., Trikhunkov Ya.I., Frolov P.D., Tesakov A.S. The Pliocene–Quaternary evolution of the Euphrates valley in the northern surrounding of the Arabian Plate // *INQUA–SEQS Section on European Quaternary Stratigraphy Workshop 03–11 September, 2016. Bridging Europe and Asia: Quaternary stratigraphy and Paleolithic human occupation in Armenia and Southern Georgia. Program & Abstracts*. Yerevan, 2016. P. 16.
 61. Trifonov V.G., Karakhanian A.S., Kozhurin A.I. Major active faults of the collision area between the Arabian and the Eurasian plates // *Continental collision zone earthquakes and seismic hazard reduction. Proc. of Intern. Conf. Yerevan: IASPEI/IDNDR Publ.*, 1994. P. 56–78.
 62. 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.
 63. Trifonov V.G., Sokolov S.Yu. Late Cenozoic tectonic uplift producing mountain building in comparison with mantle structure in the Alpine-Himalayan Belt // *Intern. J. Geosciences*. 2014. Vol. 5. P. 497–518.
 64. www.stratigraphy.org/index.php/ics-chart-timescale. International chronostratigraphic chart

Quaternary Tectonics of Recent Basins in Northwestern Armenia

V. G. Trifonov^{a,*}, E. A. Shalaeva^a, L. Kh. Saakyan^b, D. M. Bachmanov^a, V. A. Lebedev^d,
Ya. I. Trikhunkov^a, A. N. Simakova^a, A. V. Avagyan^b, A. S. Tesakov^a, P. D. Frolov^a, V. P. Lyubin^c,
E. V. Belyaeva^c, A. V. Latyshev^e, D. V. Ozherel'ev^f, and A. A. Kolesnichenko^a

^aGeological Institute, Russian Academy of Sciences, Pyzhevskii per. 7, Moscow, 119097 Russia

^bInstitute of Geological Sciences, National Academy of Sciences, Republic of Armenia, Yerevan, 375019 Armenia

^cInstitute of the History of Material Culture, Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, 191186 Russia

^dInstitute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry,
Russian Academy of Sciences, Moscow, 119017 Russia

^eInstitute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, 123242 Russia

^fInstitute of Archeology, Russian Academy of Sciences, Moscow, 117036 Russia

* e-mail: Trifonov@ginras.com

Received May 22, 2015

After correction December 26, 2016

Abstract—New data on the stratigraphy, faults, and formation history of lower to middle Pleistocene rocks in Late Cenozoic basins of northwestern Armenia are presented. It has been established that the low-mountain

topography created by tectonic movements and volcanic activity existed in the region by the onset of the Pleistocene. The manifestations of two geodynamic structure-forming factors became clear in Pleistocene: (i) collisional interaction of plates due to near-meridional compression and (ii) deep tectogenesis and magma formation expressed in the distribution of vertical movements and volcanism. The general uplifting of the territory, which was also related to deep processes, reached 350–500 m in basins and 600–800 m in mountain ranges over the last 0.5 Ma. The early Pleistocene (~1.8 Ma) low- and medium-mountain topography has been reconstructed by subtraction of the latest deformations and uplift of the territory. Ancient human ancestry appeared at that time.

Keywords: lower and medium Pleistocene, flexure, basin, uplift, volcanism, early Paleolithic