

СОПОСТАВЛЕНИЕ НОВЕЙШИХ ВНУТРИГОРНЫХ ВПАДИН СЕВЕРНОЙ АРМЕНИИ И ВОСТОЧНОЙ ТУРЦИИ

© 2024 г. В. Г. Трифонов^{1, *}, А. С. Тесаков¹, А. Н. Симакова¹, Н. Çelik²,
П. Д. Фролов¹, Д. М. Бачманов¹, Я. И. Трихунков¹

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

²Firat University, Engineering Faculty, Department of Geological Engineering, 231119 Elazig, Türkiye

*e-mail: trifonov@ginras.ru

Поступила в редакцию 30.05.2024 г.

После доработки 07.06.2024 г.

Принята в печать 26.06.2024 г.

Представлены результаты сравнительного анализа строения и истории неоген-четвертичного развития 18-ти новейших внутригорных впадин Северной Армении и Восточной Турции. Основой исследования послужили экспедиционные работы, выполненные авторами в 2012–2023 гг. и дополненные опубликованными материалами других исследователей. Приведены палеонтологические, магнито-стратиграфические и радиоизотопные данные по стратиграфии впадин. Выполненное сопоставление позволило выделить четыре стадии развития впадин, выраженные характером осадконакопления: морское осадконакопление (i); преимущественно озерное накопление тонкообломочного материала, сносимого с невысоких поднятий (ii); озерно-аллювиальное осадконакопление со значительной долей грубообломочного материала, сносимого с соседних поднятий (iii); вовлечение впадин в общее поднятие региона, которое в большинстве впадин выражено усилением врезания водотоков в ранее возникшие формы рельефа, в Севанской впадине общее поднятие сочетается с продолжающимся озерно-аллювиальным осадконакоплением (iv). Выявлено последовательное омоложение (i)–(iii) стадий развития впадин в северном направлении, которое связано с ростом и расширением к северу поднятия Таврского хребта в процессе его надвигания на Аравийскую плиту. В развитии впадин проявлено воздействие тектонических событий в Среднем и Южном Каспии. Это выразилось в раннем плиоцене несогласием и появлением грубообломочных пород, отразившими возрастание контраста вертикальных движений между Кавказским и Каспийским регионами и в конце позднего плиоцена – проникновением в некоторые впадины вод акачагльської трансгрессии Каспийского моря. Особенности развития впадин не зависели от различий в их происхождении, которое определялось воздействием нескольких факторов. Среди них главными были движения по разломам в результате взаимодействия блоков литосферы и опускания, обусловленные перемещениями подлитосферных масс, выраженными вулканизмом. Влияние офиолитового субстрата и тектоно-вулканического подпруживания речных долин было второстепенным.

Ключевые слова: тектоническое развитие, активные разломы, вулканические поля, неоген–четвертичная стратиграфия, происхождение внутригорных впадин

DOI: 10.31857/S0016853X24030049, EDN: FGNEPV

ВВЕДЕНИЕ

Новейшие впадины разного типа занимают значительную часть Аравийско-Кавказского сегмента Альпийско-Гималайского орогенического пояса. Если крупные депрессии – предгорные прогибы и межгорные впадины типа Куринской и Рионской, являются предметами длительного и разностороннего исследования, то более мелкие внутригорные впадины, как правило, изучены хуже. Именно эти впадины стали целью нашего исследования, результаты которого изложены в статье и основаны на работах авторов, проводившихся в Армении и Турции в 2012–2023 гг.,

и на анализе обширного литературного материала, включая более ранние работы авторов статьи. Для сопоставления выбраны 18 новейших впадин, различающихся своими характеристиками (рис. 1).

Целью нашего исследования являются эволюция впадин, изучение которой опирается на выявление стратиграфических и литологических характеристик отложений, и тектоника впадин, определяемая их структурой, особенностями субстрата и соотношениями с проявлениями магматизма. Среди эволюционных особенностей особое внимание мы обращаем на корреляцию стадий развития впадин и определение интервалов времени, в течение которых впадины развивались

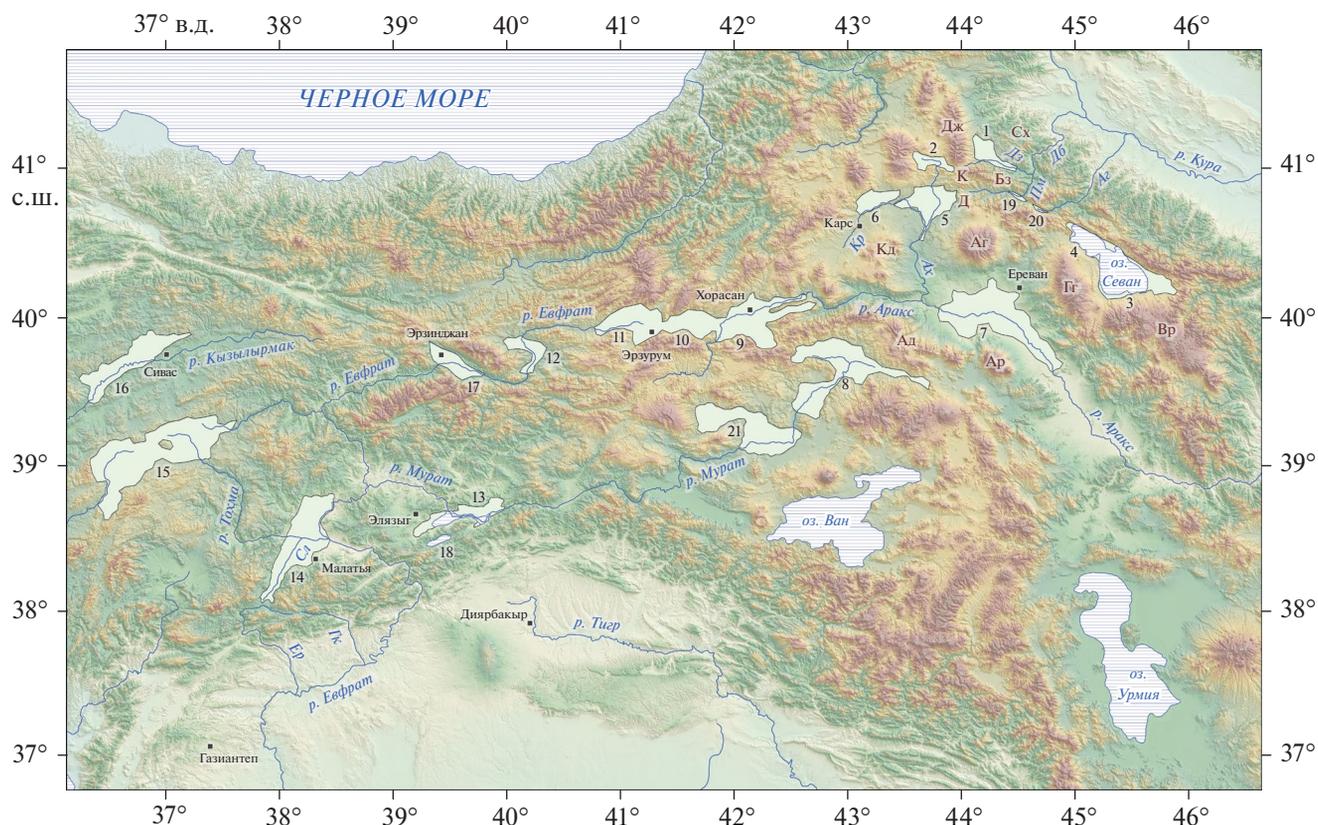


Рис. 1. Положение новейших впадин в рельефе Северной Армении и Восточной Турции (по данным [52]).

Впадины (арабские цифры): 1 – Лорийская; 2 – Верхнеахурянская; 3 – Большого Севана; 4 – Малого Севана; 5 – Ширакская; 6 – Сусузская; 7 – Араратская; 8 – Агры; 9 – Хорасанская; 10 – Пасинлерская; 11 – Эрзурумская; 12 – Чайирли–Терджан; 13 – Палу; 14 – Малатья; 15 – Кангальская; 16 – Сивасская; 17 – Эрзинджанская; 18 – оз. Хазар; 19 – Ванадзорская; 20 – Фиолетовская; 21 – Хынысская

как депрессионные структуры. Изучение тектоники впадин направлено на выявление геодинамических факторов, определивших образование впадин, и их классификацию.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Исследуемая территория охватывает внутреннюю часть орогенического пояса в пределах Северной Армении и Восточной Турции (рис. 2).

Большинство рассматриваемых внутригорных впадин расположено между мезозойской сутурой Измир–Анкара–Эрзинджан с ее восточным продолжением на севере и сутурой Южного Тавра на юге. Восточное продолжение северной сутуры следует вдоль северо-западного ограничения Эрзурумской впадины, далее скрывается под молодыми лавовыми покровами и прослеживается вновь вдоль Базумского хребта и северо-восточного борта Севанской впадины в виде Севано-Акеринской сутуры.

Северная сutura и ее продолжение отмечают следы Тетического океана, закрывшегося в верхнем мелу. Южная сutura является следом океана Неотетис, окончательно закрывшегося в эоцене. Западнее Эрзурумской впадины от северо-восточного продолжения сутуры Измир–Анкара–Эрзинджан ответвляется офиолитовая зона, которая протягивается на восток вдоль южных бортов Эрзурумской и Пасинлерской впадин. Далее она достигает юго-западного борта Араратской впадины, где отгибается на юго-восток и через западное побережье оз. Урмия смыкается с сутурой Неотетиса. Эта офиолитовая зона разделяет континентальные массивы Таврид и Иранской микроплиты.

Пять рассматриваемых впадин – Фиолетовская, Ванадзорская, Чайирли–Терджан, Эрзинджанская и Кангальская, расположены непосредственно над северной сутурой. Лорийская и Верхнеахурянская впадины (самые северные) находятся севернее этой сутуры.

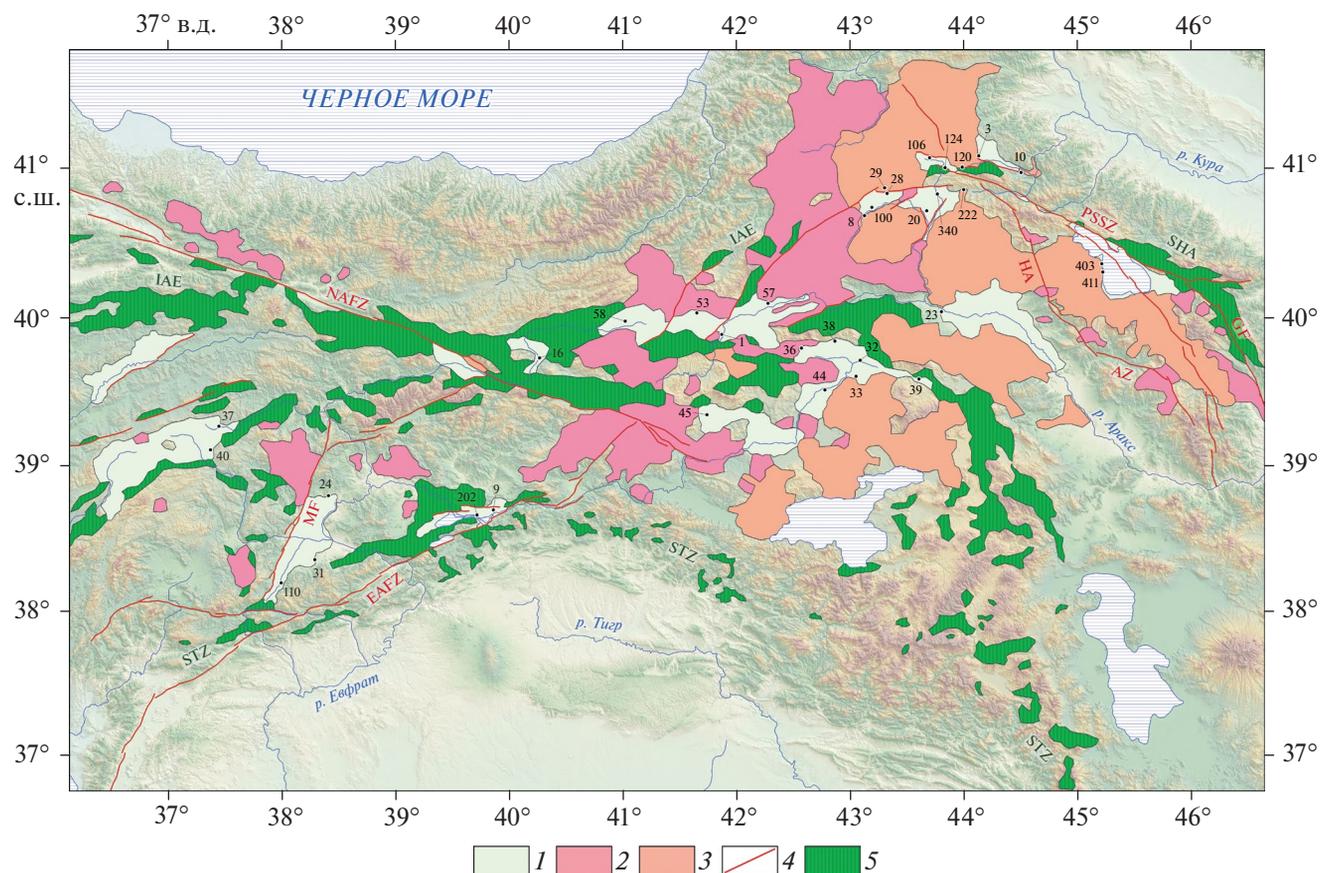


Рис. 2. Положение новейших впадин в структуре Северной Армении и Восточной Турции.

Буквенные обозначения:

Зоны активных разломов: EAFZ – Восточно-Анатолийская, NAFZ – Северо-Анатолийская, PSSZ – Памбак-Севан-Сюникская; активные разломы: AZ – Арпа-Зангезурский, GF – Гарнийский, HA – Акеринский, MF – Малатья; офиолитовые сuture: IAE – Измир-Анкара-Эрзинджан, SHA – Севано-Акеринская, STZ – Южно-Таврская.

1 – новейшие впадины; 2–3 – вулканические поля: 2 – среднемиоценовые и позднемиоцен-раннеплиоценовые, 3 – плиоцен-четвертичные; 4 – активные разломы и зоны разломов; 5 – офиолитовые сuture

В рассматриваемой части Альпийско-Гималайского подвижного пояса доминирует широтная тектоническая зональность, определяющая также кайнозойское геологическое развитие региона. Поэтому для сравнения хронологии развития впадин и факторов, влиявших на их формирование, мы сгруппировали впадины в субширотные ряды. Выделены следующие ряды впадин (с севера на юг):

- Лорийская и Верхнеахурянская;
- Севанская, Ширакская и Сусузская;
- Араратская, Агры, Хорасанская, Пасинлерская, Эрзурумская и Чайирли-Терджан;
- Палу и Малатья.

В отдельные группы выделены присдвиговые впадины, обладающие сходными чертами независимо от расположения в регионе, и Кангальская впадина, удаленная на запад от остальных рассматриваемых впадин.

СРАВНИТЕЛЬНОЕ ОПИСАНИЕ НОВЕЙШИХ ВНУТРИГОРНЫХ ВПАДИН

Лорийская и Верхнеахурянская впадины

Лорийская впадина. Эта впадина имеет форму округленного прямоугольного треугольника, по одной из коротких сторон которого впадина граничит с Джавахетским вулканическим хребтом, а по другой – с Базумским. По длинной стороне впадина граничит с Сомхетским хребтом.

Верхнеахурянская впадина. Эта впадина расположена западнее и удлинена в широтном направлении.

На севере впадина окружена вулканическими образованиями Джавахетского нагорья.

На юге впадина ограничена отрогами Базумского хребта с центрами извержений гелазийского, а на западе хребта также плиоценового возраста. Внутри впадины находится небольшое количество

вулканов, возраст которых, возможно, достигает раннего калабрия.

Впадины разделены поднятием Карахачского перевала (см. рис. 2, точка 120).

На значительном протяжении границы впадин образованы флексурно-разломными зонами, которые выявлены на южном борту Лорийской впадины, вдоль южного склона Карахачского перевала и вдоль северного борта Верхнеахурянской впадины.

Восточная часть южного борта Верхнеахурянской впадины образована Вардахбюрской флексурно-разломной зоной, представляющей собой северо-западное окончание крупного Памбак-Севан-Сюникского правого сдвига. Вардахбюрская зона через меридиональную зону небольших приразломных депрессий р. Даличай и оз. Мада сочленяется с Джавахетским правым сдвигом, протягивающимся далее на северо-запад.

С запада и востока Карахачский перевал ограничен флексурно-разломными зонами. Поднятие Карахачского перевала и продолжающая его к северу цепь вулканов Джавахетского хребта являются элементами Транс-Кавказского поперечного поднятия [9].

Плоские днища обеих впадин выстланы потоками базальтовых андезитов и трахиандезитов, распространявшихся с Джавахетского нагорья. К–Аг датировки пород охватывают интервал времени от 2.51 ± 0.12 до 2.00 ± 0.10 млн лет, мощность лавовой серии на востоке Лорийской впадины достигает 370 м [44].

Это показывает, что обе впадины возникли как депрессии не позднее плиоцена и в гелазии были углублены относительно соседних поднятий на сотни метров. Вблизи Джавахетского хребта выделяются толща трахиандезитов, а также толща и отдельные тела дацитов, риолитов и обсидианов. К–Аг датировки обеих толщ – 2.0–1.85 млн лет.

На поверхности лав залегает осадочный чехол впадин, представленный карахачской и куртанской свитами. В стратотипическом разрезе Карахачского карьера (см. рис. 2, точка 3; $N41^{\circ}04.427'$; $E44^{\circ}07.238'$; $H = 1800$ м) карахачская свита сложена агломератовыми дацитовыми туфами, а ниже флювиальной песчано-конгломератовой толщей с прослоями туфа. Общая мощность свиты составляет 11 м.

На основе данных радиоизотопного датирования SIMS U–Pb [31] и палеомагнитных измерений [44] возраст свиты определен в интервале 1.85–1.7 млн лет. В разрезах свиты найдены примитивные ашельские каменные изделия [19].

В разрезе Арденис Верхнеахурянской впадины (см. рис. 2, точка 106) отложения карахачской свиты содержат пыльцу верхов плиоцена – низов раннего плейстоцена.

В стратотипическом разрезе Куртан-1 (см. рис. 2, точка 10; $N40^{\circ}58.073'$; $E44^{\circ}31.057'$; $H = 1300$ м) куртанская свита залегает на базальтовом андезите с К–Аг датой 2.08 ± 0.10 млн лет и состоит из следующих пачек (снизу вверх):

(i) – обратно намагниченная слоистая дацитовая пемза, определение SIMS U–Pb 1.45 ± 0.021 млн лет [31], близкое к $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ дате 1.49 ± 0.01 [31, reference to S. Нунек], мощность пачки 6 м;

(ii) – обратно намагниченная перемытая пемза с прослоем пепла (0.3 м) в кровле, определение SIMS U–Pb из пепла – 1.432 ± 0.028 млн лет [31], мощность пачки 2 м;

(iii) – обратно намагниченные тонкозернистый песок и супесь с узким интервалом нормальной намагниченности в верхней части, мощность пачки 3 м;

(iv) – нормально намагниченные супесь и суглинок, мощность пачки 4 м.

В пачках (iii) и (iv) найдены среднеашельские изделия. Из тех же слоев происходит находка челюсти носорога *Stephanorhinus hunsheimensis* (Toula) [31, reference to M.S. Belmaker].

В соседнем обнажении Куртан-3 в тех же слоях мы нашли левую плечевую кость слона *Archidiskodon* ex gr. *meridionalis* (Nesti).

В Верхнеахурянской впадине из верхней нормально намагниченной части куртанской свиты разреза Красар (см. рис. 2, точка 124) определены костные остатки крупных и мелких млекопитающих [41, 44]. Из крупных млекопитающих В.В. Титов идентифицировал оленя *Praemegaceros* cf. *verticornis* (Dawkins) и быка Bovidae gen. (cf. *Bison*). Список мелких млекопитающих, идентифицированных А.С. Тесаковым, включает пищуху *Ochotona* sp., полевок *Terricola* sp. и *Microtus* sp. и слепушонку *Ellobius* (*Bramus*) ex gr. *lutescens* Thomas.

Анализ остатков млекопитающих позволяет датировать отложения разреза Красар в интервале 0.8–0.4 млн лет, что подтверждается палинологическими данными. Таким образом, куртанская свита коррелируется с калабрием и низами среднего плейстоцена.

Куртанская свита сложена тонкообломочными осадками застойных вод с линзами грубого аллювия боковых притоков р. Дзорагет. Выходы отложений этой свиты продолжаются ниже по долине р. Дебед. Современное положение отложений

куртанской свиты и поверхности подстилающих лав позволяет оценить величину тектонических поднятий после их накопления.

В настоящее время куртанская свита на востоке Лорийской впадины поднята относительно ее положения в долине Дебеда на ~350 м. Поверхность базальтовых андезитов повышается в Лорийской впадине с востока на запад от 1400 до ~1600 м. Поверхность более молодой толщи трахиандезитов достигает на западе Лорийской впадины высоты 1750–1780 м.

По восточной флексурно-разломной зоне Карахачского перевала эта поверхность поднята до 2250 м; по западной флексурно-разломной зоне Карахачского перевала понижается до ~2000 м в Верхнеахурянской впадине. Частично эти вертикальные движения произошли до накопления куртанской свиты. Так, в карахачское время долина Верхнего Ахуряна продолжалась через Карахачский перевал долиной р. Дзорагет, впадавшей в р. Дебед. Ко времени накопления куртанской свиты Верхнеахурянская и Лорийская впадины оказались разобширенными подъемом Карахачского перевала.

Послекуртанские отложения маломощны и слагают местами склоны крупных долин и долины мелких водотоков, врезанных в плоские днища обеих впадин, которые были вовлечены в общее поднятие Армянского нагорья.

Севанская, Ширакская и Сузуская впадины

Севанская впадина. Эта впадина является северо-восточной частью крупной миндалевидной структуры – увеличенного подобия структуры пулл-апарт [27]. Севанская впадина ограничена на севере правыми взбросо-сдвигами северо-западной ветви Памбак–Севан–Сюникской зоны разломов. Южной границей структуры является Арпа – Зангезурский разлом. На западе структуру ограничивает Гарнийский разлом (правый сбросо-сдвиг северо-западного простирания), а на востоке – юго-восточная ветвь Памбак–Севан–Сюникской зоны разломов и Акеринский разлом (правый сбросо-сдвиг северо-западного простирания).

Юго-западная часть миндалевидной структуры сложена вулканическими породами Гегамского и Варденисского нагорий. Севанская впадина разделена Норатусской перемычкой на впадины Малого и Большого Севана. Малый Севан глубже и представляет собой впадину пулл-апарт между северо-западной и юго-восточной ветвями Памбак–Севан–Сюникской зоны разломов.

Древнейшими породами осадочного заполнения впадины являются фаунистически охарактеризованные морские отложения среднего-верхнего сармата, обнаруженные в скважине 2 в с. Норакерт на юго-восточном обрамлении оз. Севан (рис. 3).

Они встречены также на Арцвакарской возвышенности, расположенной западнее Большого Севана на юго-западном обрамлении Малого Севана, и в бассейне р. Раздан и являются отложениями мелководного залива обширного моря [8, 30].

В юго-западном обрамлении впадины их перекрывают отложения мэотиса–понта. Они свидетельствуют о смене морского осадконакопления озерным [11]. На юго-восточном побережье Севана, в скважинах 2 и 4 (скв. 4 находится в 5 км юго-западнее скв. 2) эти отложения отсутствуют – там происходила денудация накопленных осадков.

Вышележащие отложения перекрывают их с размывом и местами несогласием и представлены грубообломочными толщами. В скважинах 2 и 4 они содержат прослойки кислого туфа с К–Аг датой ~4.8 млн лет [4]. В верхней части эти киммерийские отложения становятся более тонкообломочными и сменяются слоями с моллюсками, характерными для каспийского морского акчагыла: *Aktchagylia subcaspia* Andrusov, *Cerastoderma dombra* Andrusov, *Avicardium nikitini* Andrusov (определения Н.Н. Акрамовского [11]; здесь и ниже таксоны приведены к современной номенклатуре).

На западном побережье оз. Севан, в разрезах Норатус-1 и Норатус-2 (см. рис. 2, точки 403 и 411) описаны туфогенно-осадочные озерные отложения акчагыльского возраста [16]. Их верхняя возрастная граница определяется в разрезе Норатус-1 К–Аг датой прослоя пемзы 2.30 ± 0.15 млн лет. Нижележащие отложения намагничены нормально, кроме самых низов разреза, намагниченных обратно. Учитывая К–Аг определение, мы сопоставили нормально намагнитченную часть разреза с палеомагнитным хроном Гаусса и базальные слои – с субхроном Каена (3.032–3.116 млн лет).

В разрезе Норатус-2 найдены рог и костные остатки оленя рода *Arvernoceros*, сходные представители которого обитали в Европе в позднем плиоцене – начале плейстоцена (определение В.В. Титова) [16]. Нормальная намагнитченность разреза заставляет относить находку к концу плиоцена. Отсутствие в разрезах следов озерной биоты мы связываем с загрязнением этой части водоема токсичными водами, связанными с вулканизмом соседнего Гегамского нагорья.

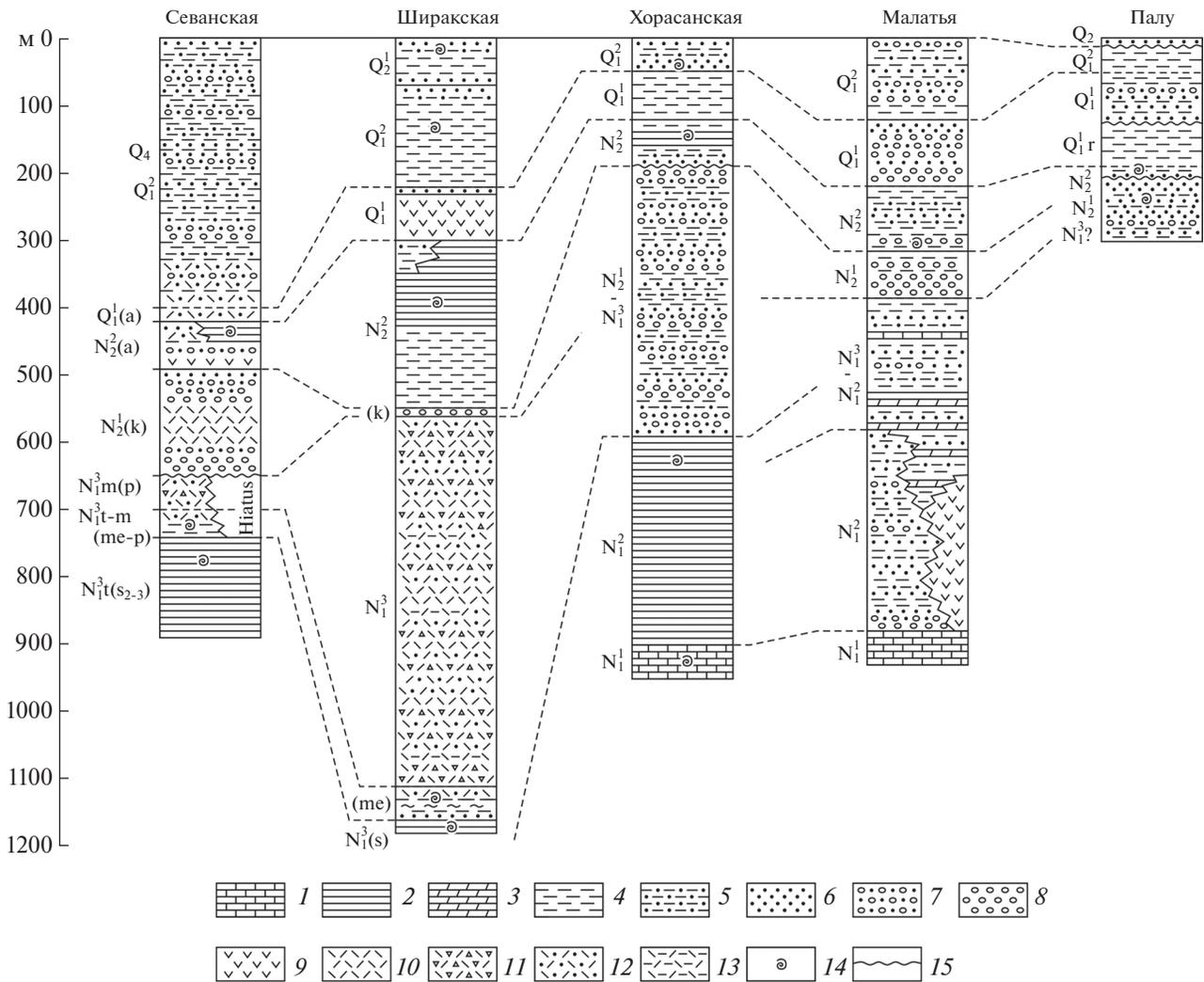


Рис. 3. Сводные разрезы неоген–четвертичных отложений новейших впадин Севанской, Ширакской, Хорасанской, Маалатъя и Палу.

Символы международной стратиграфической шкалы: Q_4 – Q_1^2 – голоцен–калабрий; Q_2 – средний плейстоцен; Q_2^1 – низы среднего плейстоцена; Q_1^2 – калабрий; Q_1^1 – гелазий; N_2^2 – пьяченций; N_2^1 – занклий; N_1^3 – верхний миоцен; N_1^3m – мессиний; N_1^3t-m – тортон– мессиний; N_1^3t – тортон; N_1^2 – средний миоцен; N_1^1 – нижний миоцен.

Символы региональной стратиграфической шкалы: (a) – акчагыл, (k) – киммерий, (p) – понт, (me) – мэотис, (s) – средний-верхний сармат.

1–2 – морские отложения: 1 – карбонаты, 2 – тонкообломочные терригенные; 3–8 – озерно-аллювиальные отложения: 3 – мергели, 4 – глины и алевроиты, 5 – тонкозернистые пески и песчаники, 6 – пески и песчаники, 7 – песчано-гравийно-галечные отложения, 8 – галечники и конгломераты; 9–13 – вулканогенные и вулканогенно-терригенные породы: 9 – андезиты, 10 – туфы среднего и кислого состава, 11 – туфобрекчии, 12 – туфопесчаники, 13 – туфоалевролиты; 14 – места важнейших палеонтологических находок; 15 – поверхности несогласий

Таким образом, заложение Севанской впадины как обособленной негативной структуры произошло после сармата. В конце плиоцена во впадину проникли воды акчагильского моря. В дальнейшем впадина развивалась как изолированный озерный бассейн. Его уровень зависел от интенсивности стока воды по реке Раздан, которая изменялась в зависимости от вулканических и тектонических процессов в верховьях реки. В ослабленной мере колебания стока продолжались в историческое время [14].

Ширакская впадина. Эта впадин представляет собой расширяющуюся к северу депрессию, на значительном протяжении окруженную выходами вулканических пород Карс-Дигорского плато (на западе) и Арагацкого центра (на юго-востоке).

С юга впадина ограничена выходами позднемиоцен–раннеплиоценовых базальтов и базальтовых андезитов (К–Аг даты 5.8–4.2 млн лет), перекрытых риолитовыми туфами (К–Аг даты ~3.0–2.8 млн лет) [39].

Впадина отделена флексурно-разломными зонами:

- на севере от Ширакского хребта Капской зоной;
- на северо-западе – от Сусузской впадины зоной Чарчиоглу;
- на юго-западе – от вулканического плато зоной Джамушлу.

Вдоль восточного края впадины протягивается продолжение Транс-Кавказского поперечного поднятия [9]. Оно выражено на северо-востоке впадины поднятием Джаджурского перевала (см. рис. 2, точка 222). Южнее на его оси расположены вулкан Мец-Шараилер и главный кратер Арагацкого вулканического центра. Ахурянский левый сбросо-сдвиг пересекает Ширакскую впадину в направлении юг–юго-запад – север–северо-восток. По нему восточная часть впадины опущена на ~150 м.

В основании осадочного чехла впадины залегают сарматские морские отложения [11] (см. рис. 3).

По аналогии с датированной К–Аг методом вохчабердской свитой окрестностей г. Еревана, Ю.В. Саядян [11] отнес к мэотису–понтуну вышележащую грубообломочную туфогенно-терригенную толщу мощностью до нескольких сотен метров, вскрытую скважинами внутри впадины и обнаженную на ее бортах на севере (в Ширакском хребте), и на юге (в ущелье Магаридзор). В нижней части толщи в Ширакском хребте найдены мэотические остракоды [11]. К нижнему плиоцену Ю.В. Саядян [11] отнес сравнительно маломощные конгломераты, залегающие на этой толще на юге Ширакской впадины.

Накопление грубообломочной туфогенно-осадочной толщи можно рассматривать как начало прогибания Ширакской впадины, хотя присутствие и мощности этих отложений под значительной частью впадины остаются неизвестными. Более определенно опускание впадины проявляется с позднего плиоцена.

На юго-западном борту впадины нами исследована нормально намагнитченная 70-метровая песчано-глинистая толща преимущественно озерного происхождения (см. рис. 2, точка 20; разрез Демиркент; N40°42.897'; E43°40.367'; H = 1570 м).

В ее нижней части обнаружен горизонт мощностью 20–25 м с верхнеплиоценовыми морскими диноцистами акчагыльского облика: *Caspidinium rugosum* Marret, 2004 type, *Spiniferites ramosus* (Ehrenberg, 1838) Mantell, 1854, cf. *Impagidinium inaequalis*

(Wall et Dale in Wall et al., 1973) Londeix et al., 2009, cf. *Pontiadinium*, *Ataxodinium* cf. *confusum* Versteegh and Zevenboom in Versteegh, 1995 [40, 45]. Кверху содержание диноцист уменьшается до полного исчезновения, и параллельно возрастает содержание пресноводных водорослей, т.е. происходит опреснение бассейна.

В центральной части впадины, по данным бурения, мощность толщи возрастает. В скважине 12 (см. рис. 2, точка 340), пробуренной возле Мармашенского монастыря, в этой толще на глубинах 198–115 м обнаружены акчагыльские моллюски *Cerastoderma dombra*, *Avicardium nikitini*, *Andrusovicardium radiiferum* Andrusov, *Potamides caspius* Andrusov, а на глубинах 80–76 м – *Cerastoderma dombra*, *Akchagylya subcaspia*, *Micromelania eldarica* Kolesnikov [11]. Слои с акчагыльской фауной перекрыты базальтовыми трахиандезитами с К–Аг определениями 2.25 ± 0.10 и 2.1 ± 0.2 млн лет [39].

Вышележащие четвертичные отложения Ширакской впадины разделены на свиты – карахачскую [44], анийскую и арапийскую [11]. На основе радиоизотопных, палеомагнитных и в верхних двух свитах биостратиграфических данных они датированы в возрастных интервалах соответственно 1.95–1.7, 1.4–0.75 и 0.75–0.6 млн лет [39, 41, 45].

Свиты представляют три озерно-аллювиальных цикла, в течение которых область осадконакопления смещалась к югу из-за поднятия северного края впадины. Ее относительное опускание завершилось ~0.6 млн лет назад, после чего впадина была полого наклонена на юг и вовлечена в общее поднятие Армянского нагорья.

Ширакская впадина окружена вулканическими образованиями, формировавшимися одновременно с развитием впадины и несущими мантийные минерально-геохимические метки. Относительно позднее опускание ее южной части совпадает по времени с наибольшей активностью соседнего Арагацкого вулканического центра.

Следовательно, образование Ширакской впадины связано с перемещениями и преобразованиями вещества верхней мантии, отразившимися в вулканизме. Вместе с тем, продукты вулканических извержений запрудили долину р. Ахурян, и, таким образом, территория впадины оформилась в озерный бассейн.

Сусузская впадина. Она является западным продолжением Ширакской впадины, отделенным от нее флексурно-разломной зоной Чарчиоглу северо-восточного простирания. Вдоль этой зоны

протягиваются выходы плиоцен-четвертичных базальтовых андезитов, и кровля анийской свиты поднята относительно ее положения в соседней части Ширакской впадины на 100–110 м.

В составе осадочного чехла впадины идентифицированы карахачская и анийская свиты, сходные по составу с теми же свитами Ширакской впадины. Карахачская свита выделена на севере Сузукской впадины, где занимает более высокое гипсометрическое положение, чем анийская свита. Здесь северный борт впадины нарушен продолжением Сарыкамышского левого взбросо-сдвига восток-северо-восточного простирания.

Судя по высотному положению карахачских отложений в пунктах 28 ($H=1814$ м) и 29 ($H=1985$ м) (см. рис. 2), северное крыло разлома поднято на ~170 м. В северном обнажении (точка 29) слоистые флювиальные карахачские отложения вложены в базальтовые андезиты с Ag/Ag датой 3.65 ± 0.08 млн лет и состоят из песка-песчаника, перемытой пемзы и галечника (до валунов). Галька хорошо окатана. Все отложения нормально намагничены.

Анийская свита выстилает поверхность большей части впадины. Ее наиболее полный разрез описан на южном борту впадины (см. рис. 2, точка 100; $N40^{\circ}44.335'$; $E43^{\circ}11.350'$. $H=1753$ м). Свита представлена чередованием тонкозернистого песка и алевролита с прослоями диатомита с многочисленными обломками раковин моллюсков, которые в средней части толщи образуют линзовидные скопления. Эти озерные отложения характеризуются обратной намагниченностью с двумя узкими интервалами нормальной полярности в верхней и нижней частях обнаженного разреза. Видимая мощность ~20 м. Озерная толща перекрыта песком и галечником мощностью до 1.5 м.

Более молодые четвертичные аллювиальные отложения присутствуют в долинах рек, вложенных в анийскую поверхность.

Сузукская впадина окружена выходами плиоцен-четвертичных базальтовых андезитов и андезитов, которые на юго-западном обрамлении впадины сочетаются с туфами. Соотношения лав и осадочного выполнения впадины различны. Наряду с налеганием или вложением осадочных отложений в поверхность лав (см. рис. 2, точка 29), выявлено налегание лав на анийскую озерную толщу. Например, на юго-западе впадины (см. рис. 2, точка 8) горизонтально залегающие андезито-базальты несогласно перекрывают озерную толщу, наклоненную под углом ~10°.

Впадины Араратская, Агры, Хорасанская, Пасинлерская, Эрзурумская и Чайирли–Терджан

Араратская впадина. Эта впадина удлинена в направлении северо-запад–юго-восток. Протяженных разломных ограничений не выявлено, но отмечена тектоническая гетерогенность внутреннего строения впадины, определившая разнообразие разрезов ее вулканогенно-осадочного заполнения. Впадина окружена вулканическими горами: на юго-западе – хребтом Агридаг с высочайшим вулканом Арарат на востоке, а на северо-востоке – склонами Арагацкого вулканического центра и Гегамского нагорья. Возраст вулканизма варьирует от конца миоцена на западном обрамлении Арагацкого центра до раннего голоцена на Гегамском нагорье и исторического времени на Арарате. Вдоль впадины проходит долина р. Аракс.

Древнейшими отложениями осадочного чехла Араратской впадины, несогласно перекрывающими более древние деформированные породы, являются пестроцветная гипсоносная нижнемиоценовая толща на западе [21] и морские отложения с верхнесарматскими моллюсками и сарматской флорой на северном обрамлении впадины [11]. Оба стратиграфических подразделения распространяются за пределы впадины.

Отложения мэотиса–понта в армянской части впадины объединяют в вохчабердскую свиту. Ее нижняя часть представлена тонкообломочными туфоогенно-осадочными породами. Верхняя часть (собственно вохчабердская свита) сложена туфобрекчиями, туфоконгломератами и агломератовыми туфами, частично субаэральными. К–Аг определение туфа – ~6.2 млн лет [4].

В западной части Араратской впадины возможным аналогом нижней части вохчабердской свиты может быть армавирская свита, наиболее полно представленная в опорной скважине в г. Армавир. Возраст свиты определен как мэотический на основе находок пресноводных моллюсков *Pseudunio flabellatus* Goldf. и др. [3, 5, 6]. Озерные отложения мэотиса можно рассматривать как свидетельство начала относительного опускания впадины.

В раннем плиоцене, в связи с резким падением уровня Каспийского моря, туфоогенно-осадочный чехол впадины эродирован, и формируются глубокие врезы речных долин. Они заполняются грубым аллювием, который кверху становится песчаным. Ю.В. Саядян [11] отнес аллювий к акачагыльскому времени. Ю.В. Саядян [11] в своем

исследовании предположил дальнейшее развитие армянской части следующим образом:

– в начале апшеронского времени, т.е. калабрия, продолжалось накопление грубого аллювия, которое затем сменилось формированием озерных глин с пресноводными моллюсками в северной части бассейна они перемежались с аллювием – продуктом выноса обломочного материала северными реками;

– в среднем плейстоцене отлагалась араратская свита, ее нижняя подсвита представлена озерными осадками с пресноводными моллюсками и диатомеями, а верхняя – озерно-аллювиальными отложениями.

Ю.В. Саядян [11] посчитал араратскую свиту фациальным и стратиграфическим аналогом анийской и арапийской свит Ширакской впадины, что подтверждается находками в верхней подсвите фауны, аналогичной ленинканскому комплексу.

Ревизия возраста этих свит показала, что анийская свита принадлежит калабрию, возможно, с самыми низами среднего плейстоцена, арапийская свита – низам среднего плейстоцена [1, 7, 39, 41, 45]. Соответственно, низы араратской свиты относятся к калабрию, а ее верхи – к низам среднего плейстоцена.

В связи с этим возникает сомнение в возрасте озерных глин, относимых Ю.В. Саядяном к апшерону, т.е. к калабрию. Их апшеронский возраст обосновывается тем, что подстилающий их аллювий содержит гальку базальтовых андезитов, сходных с породами горизонта лав с возрастом ~2.43–2.21 млн лет [11]. Однако галька может быть продуктам более ранних плиоценовых извержений, известных в соседней части Турции, а непосредственного налегания озерных глин и подстилающего грубообломочного аллювия на эти лавы не засвидетельствовано. Поэтому представляется более вероятным, что озерная толща имеет акчагыльский возраст, а заполнение раннеплиоценовых врезов грубообломочным аллювием началось в раннем плиоцене и продолжалось в начале позднего плиоцена.

Позднейшие отложения среднего и верхнего плейстоцена и голоцена – преимущественно аллювиальные. На бортах впадины они сочетаются с лавами и туфами и вложены в более древние отложения, а вблизи русла р. Аракс, менявшего свое положение, наслаиваются на них. В составе и строении аллювия обнаруживаются следы средне- и позднплейстоценовых оледенений Арагаца.

На южной, турецкой, стороне Араратской впадины, юго-западнее г. Ыгдыр, выделяются две низкие террасы, сложенные галечниками с прослоями песка и лессовидного суглинка, доминирующего в верхах разрезов. В цоколе верхней террасы и на более высоких уровнях рельефа залегают наклоненные под углами до 10°–30° зеленовато-серые песчаники, алевролиты и аргиллиты, сходные с акчагыльской (?) озерной толщей армянской части впадины. В верхней части выделяются два относительно тонких горизонта алевролита и аргиллита с обильными отпечатками листьев растений.

В точке 23 (N40°02.717'; E43°47.582. $H = 1000$ м) из толщи отобрано 16 палеомагнитных образцов. Из них 14 образцов показали прямую намагниченность, а два образца – неясную полярность. Мы коррелируем эту толщу с палеомагнитным хроном Гаусса, т.е. относим ее к нижнему акчагылу (пьяченцию). Достоверных следов проникновения вод акчагыльского моря, известных ниже по течению р. Аракс, не обнаружено ни в армянской, ни в турецкой частях Араратской впадины.

Впадина Агры. Она расположена южнее Араратской и отделена от нее вулканическим хребтом Агридаг с вулканом Арарат на восточном окончании. Северо-восточная граница впадины прямолинейна, но не выражена протяженными разрывными нарушениями.

Крупные разломы выявлены севернее восточного окончания впадины в южных предгорьях Арарата, где находится северо-западное окончание правосдвиговой зоны активных разломов Маку [27]. Южная граница впадины более извилистая. Выделяется “залив” впадины южнее г. Тутак, ограниченный с востока левым сбросо-сдвигом. Обрамление впадины западнее “залива” нарушено молодыми разломами запад-северо-западного простирания.

Древнейшие осадочные породы вскрыты на северо-западном ограничении впадины – на западном пониженном продолжении хр. Агридаг (см. рис. 2, точка 36; N39°47.865'; E42°34.244. $H = 1983$ м). Это зеленовато-серые алевролиты, обозначенные на Геологической карте Турции [21] как средний-верхний миоцен. Их несогласно перекрывает мощный галечный конус выноса с линзами песка. Ориентировка галек указывает на северное течение водного потока. Рядом с выходами нижних алевролитов обнажены вулканические породы, предположительно датированные поздним миоценом – лавы и вулканические

брекчии базальтового андезита и кислые пемзовидные туфы. Отсутствие вулканических обломков в алевролитах свидетельствует об их относительной древности. Широко распространенные севернее алевролиты и песчаники верхнего миоцена(?)—плиоцена вблизи выходов вулканических пород содержат туфогенный материал и прослой пеплового туфа (см. рис. 2, точка 38).

Отложения верхнего плиоцена и гелазия идентифицированы в разных частях впадины Агры. На востоке впадины они представлены преимущественно аллювиальными толщами. Таков, например, разрез на востоке впадины западнее с. Диядин (см. рис. 2, точка 39; N39°35.535'; E43°36.206; H = 1865 м), где из шести отобранных палеомагнитных образцов три нижних образца показали нормальную полярность, а два верхних образца — обратную полярность с нормально намагниченным образцом между ними. Западнее (см. рис. 2, точка 31) аналогичный песчано-галечный аллювий несогласно перекрывает пирокластическую брекчию и прорван внедрением мелкой пемзы. Аллювиальная толща наклонена в западных румбах под углами 10°–20°.

В центре впадины коррелятивный описанному аллювию стратиграфический интервал представлен озерными отложениями. Они вскрыты на восточной окраине г. Агры (см. рис. 2, точка 32; N39°42.980'; E43°05.264'; H = 1633 м).

Нижняя часть разреза (~5 м) сложена перемытым слоистым светлым туфом песчаной размерности. Выше чередуются глины, алевриты и песчаники, частично туфогенные. Их общая мощность ~10 м. Эти отложения охарактеризованы остатками мелких млекопитающих второй половины гелазия с *Mimomys cf. ostramosensis*, *M. ex gr. tornensis*, *Borsodia* sp. Из 12 палеомагнитных образцов, отобранных из озерной толщи, 11 образцов показали нормальную намагниченность, а один образец — неопределенную полярность. По-видимому, толща коррелируется с прямонамагниченным эпизодом внутри нижней части эпохи Матуяма. Южнее г. Агры (см. рис. 2, точки 33, 34, 41) нижняя часть озерной толщи сложена песчаниками и конгломератами с прослоями туфа и местами становится аллювиальной.

Южнее г. Тутак на юге впадины выделяется обширный конус выноса мощностью до 40 м, вероятно, раскрывающийся с юга на поверхность озерно-аллювиальной толщи или частично замещающий ее (см. рис. 2, точка 44; N39°30.971'; E42°46.675. H = 1688 м). Конус сложен окатанны-

ми галечниками с линзами и прослоями песчаника. Отдельные части разреза характеризуются тонкой ритмичной слоистостью, в которой участвуют песчаники и галечники. Вместе с тем, пачки до 10 м залегают друг относительно друга как косые серии. В верхней части разреза конуса преобладают косослоистые нормально намагниченные песчаники и гравелиты с большим количеством раковин пресноводных моллюсков, нередко хорошо сохранившихся и местами слагающих линзы рыхлого ракушняка, целиком состоящие из раковин двустворчатых моллюсков рода *Dreissena*, а выше — унионид.

Описанная озерно-аллювиальная толща образует цоколь террасы, занимающей значительную часть впадины. Чехол террасы (средний плейстоцен?) сложен песчано-галечным аллювием мощностью до 12 м. Ориентировка галек указывает на течение водного потока в направлении современного русла р. Мурат. В разрезах чехла террасы местами выделяются тонкообломочные отложения пойменного или старичного типа. В эту террасу вложены низкие террасы р. Мурат, его пойма и русло.

Хорасанская, Пасинлерская и Эрзурумская впадины. Эти впадины группируются в широтный ряд депрессий, разделенных перемычками северо-восточного простирания. Перемычки представляют собой слабые относительные поднятия, нарушенные продольными левыми сбросо-сдвигами и осложенными проявлениями субаэрального вулканизма. В дочетвертичное время впадины были частями единого прогиба, сужавшегося в местах будущих перемычек.

Крупные новейшие разломы северо-восточного простирания протягиваются вдоль юго-восточной границы восточной Хорасанской впадины и северо-западной границы западной Эрзурумской впадины. С других сторон впадины ограничены выходами новейших вулканических пород или более древних пород, среди которых значительное место занимают офиолиты. Офиолитовая сутура протягивается вдоль южных бортов впадин. На северо-западном обрамлении Эрзурумской впадины вскрыты офиолиты северо-восточного продолжения сутуры Измир—Анкара—Эрзинджан.

Хорасанская впадина. Она расположена северо-западнее впадины Агры. Нижние горизонты осадочного заполнения впадины обнажены на ее северном борту восточнее г. Хорасан (см. рис. 2, точка 57; N40°05.913'; E42°16.526; H = 1590 м). Здесь снизу вверх обнажаются (см. рис. 3):

(I) – зеленовато-серые алевроиты и глины с прослоями мергелистого алевроита, содержащего в средней части пачки раковины моллюсков, среди которых преобладают дрейссены, мощность пачки 15 м;

(II) – красновато-серые косослоистые песчаники с линзами гравелита и мелкогалечного конгломерата, галька хорошо окатана, прослой песчаника с многочисленными отпечатками раковин моллюсков семейства *Dreissenidae*, мощность пачки 9 м;

(III) – красновато-бурые тонко горизонтально слоистые мелко- и среднезернистые песчаники с базальным пластом мелкогалечного конгломерата, мощность пачки 6 м;

(IV) – чередование грубого песчаника, гравелита и мелкогалечного конгломерата с косою слоистостью, более пологой, чем в пачке (II), мощность пачки 5 м;

(V) – тонкослоистая озерная или старичная пачка, состоящая из чередования алевроита и мелкозернистого песчаника, сверху содержание песчаника возрастает, мощность пачки 6 м;

(VI) – слоистые песчаники, гравелиты и мелкогалечные конгломераты, сверху количество грубообломочных пород возрастает, мощность пачки 3 м;

(VII) – алевроиты и мелкозернистые песчаники с линзами галечника, мощность пачки ~11 м;

(VIII) – среднегалечный конгломерат, галька хорошо окатана и содержит обломки основных магматических пород и яшмы, мощность пачки 4 м.

Суммарная мощность разреза составляет ~60 м.

Из разреза отобраны 33 палеомагнитных образца, показавших нормальную полярность. Из пачки (I) Л.А. Головина определила бедный комплекс известкового наннопланктона, включающий *Reticulofenestra pseudoumbilicus*, фрагменты цист *Thoracosphaera heimi* и мелкие спикулы асцидий. Временной интервал *R. pseudoumbilicus* – от зоны NN4 (14.91–17.95 млн лет; бурдигал) до зоны NN15 (3.7 млн лет, занклий) [51]. В пачке (I) нами обнаружены также морские диноцисты – *Cribroperidinium tenuitabulatum* (Cte), *Apteodinium spiridoides* (Benedek), *Spiniferites ramosus*, *Batiacasphaera* spp., которые определяют возраст отложений как средний миоцен (лангий – начало сарраваля) [18, 26, 33].

Исследуемая часть разреза формировалась в мелководных эстуарных условиях морского залива. На это указывает присутствие спор прес-

новодных водорослей *Botryococcus*, скудный наннопланктон, слабое разнообразие диноцист и наличие спикул асцидий. В морской залив происходил снос грубого терригенного материала, с чем связано присутствие в спектрах палиноморф палеогенового возраста – *Pinaceae*, *Slowakipollis* spp. *Clavifera* spp.

Таким образом, пачка (I) имеет морское происхождение и принадлежит среднему миоцену (вероятно, его части ниже сарматского региояруса). Вышележащая часть разреза является преимущественно аллювиальной и может соответствовать верхам среднего миоцена, верхнему миоцену и нижнему плиоцену.

Аналоги разреза точки 57 обнаружены на юго-западном борту Хорасанской впадины. Возле с. Пекеджик (см. рис. 2, точка 1; N39°53.443'; E41°51.672'; H = 1753 м) нами изучены вышележащие горизонты разреза впадины, которые залегают с угловым несогласием в 10° на конгломератах, соответствующих верхам разреза точки 57 [40] (табл. 1).

В разрезе Пекеджик наиболее надежно определен возраст толщи 2. В пачках 2.2 и 2.5 обнаружены диноцисты *Caspidinium rugosum* Marret, 2004 type I, *Polysphaeridium* cf. *zoharyi* (R. Rossignol) Davey et Williams, 1966, *Polysphaeridium* sp., *Algidasphaeridium* cf. *capillatum* Matsuoka et Bujak, 1988, *Spiniferites* cf. *ramosus*, *Spiniferites cruciformis* Wall et Dale in Wall et al., 1973, morphotype B sensu Marret et al. (2004), *Spiniferites* sp., *Lingulodinium* sp., *Cleistosphaeridium* sp., aff. *Apteodinium* sp., *Pyxidinosia* cf. *reticulata* Jiabo, 1978, *Pontiadinium* sp., *Ataxiodinium* sp., *Achomosphaera* sp., обитавшие в солоновато-водной среде и свидетельствующие о проникновении акчагыльской трансгрессии в Хорасанскую впадину [40].

Моллюски из толщи 2 имеют черты сходства с плио-плейстоценовыми моллюсками Сирии и других районов Турции. Отсутствие *Dreissena diluvii*, характерной для конца раннего – начала среднего плейстоцена и присутствие ее эволюционных предшественников *D. praediluvii* Frolov свидетельствуют о более раннем возрасте моллюсков толщи 2. Более определенны данные о мелких млекопитающих.

В пачке 2.8 найдены моляры хомяка *Allocricetus* sp. и полевок *Mimomys praepliocaenicus* Rabeder, 1981, *Borsodia* ex gr. *praehungarica* (Schevtschenko, 1965), *Pitymimomys* sp. Ревизия коллекции [47] показала присутствие *Mimomys praepliocaenicus*, *Mimomys reidi* Hinton, 1910, *Borsodia* sp., *Pitymimomys*

Таблица 1. Верхнеплиоцен–плейстоценовый разрез Пекеджик (см. рис. 2, точка 1) на юге Хорасанской впадины, Восточная Турция (снизу вверх)

Толщи	Слои	Литология	Мощность (м)	
			слоя	толщи
1	1.1	Чередование гравелитов, песков и ожелезненных песчаников, с нормальной магнитной полярностью	5.5	29–30
		Необнаженный интервал	~10	
	1.2	Серые обратно намагниченные алевроиты и песчаники с прослоем (0.5 м) нормально намагниченного бурого лигнита в основании. Раковины моллюсков в основании лигнита	2.8	
		Необнаженный интервал	~4	
	1.3	Переслаивание суглинков, алевроитов, песчаников и гравелитов. Два нижних палеомагнитных образца показали нормальную полярность, а верхний образец – обратную полярность	2	
		Необнаженный интервал	~5	
2	2.1	Серые плотные глины. В кровле прослой (0.2 м) ожелезненного песчанистого алевроита с галькой вулканических пород и раковинами пресноводных моллюсков	2.6	36–37
	2.2	Серые алевроиты и суглинки с диноцистами. В нижней части прослой с толстостенными дрейссенами	4	
		Необнаженный интервал с выходом алевроита (0.7 м) в верхней части	~9	
	2.3	Серый песчаник с линзой гравелита (0.6 м) в основании	2.4	
	2.4	Серый алевроит с линзами ракушняка	3	
	2.5	Серый алевроит с пластом лигнита (0.3 м), содержащий диноцисты, раковины моллюсков и рыбные кости. Найден фрагмент бивня слона из рода <i>Archidiskodon</i> = <i>Mammuthus</i> (<i>Archidiskodon meridionalis</i> ?)	4.3	
	2.6	Серый алевроит с прослоями глин в верхней части	6	
	2.7	Песок, сменяющийся сверху гравием	1	
	2.8	Серые алевроиты и глины с прослоем песчаника в верхней части. Найденны зубы мелких млекопитающих	4.2	
3		Плохо обнаженные серые алевроиты. В 12–14 м от основания чередование алевроитов и глин показало обратную намагниченность. Два маломощных выхода алевроита непосредственно над обратно намагниченным слоем и посередине вышележащей части толщи показали нормальную полярность		68
4	4.1	Серые пески с раковинами моллюсков и прослоем (0.5 м) гравия в основании	3.5	11
	4.2	Алевроит с прослоем (0.1 м) лигнита. Над лигнитом найдены зубы мелких млекопитающих	1.3	
	4.3	Пески и алевроиты с прослоем гравия (0.6 м) в основании и выше двумя прослоями (по 0.3 м) лигнита. Обломки раковин моллюсков	6	
5		Пески, песчаники и алевроиты, залегающие на высоких отметках рельефа субгоризонтально, покрывая плащом дислоцированные отложения основной пекеджикской последовательности, а также древние террасовые галечники левого борта современной долины Аракса, дислоцированные согласно с нижележащими озерно-аллювиальными толщами раннего плейстоцена		30–40

Примечание. В толщах 1 и 2 мощности необнаженных интервалов определялись с учетом залегания пород и учитывались при оценке общей мощности толщ; все палеомагнитные образцы толщ 2 и 4 показали нормальную полярность.

stranzendorfensis Rabeder, 1981, *Clethrionomys primitivus* Popov, 2000 в аналоге пачки 2.5.

Представленные данные позволяют отнести мелких млекопитающих слоев 2.5 и 2.8 к самым верхам позднего плиоцена, концу раннего виллания, MN16b, или, как предполагалось в [47], к раннему гелазию, позднему вилланию и началу

MN17. Учитывая нормальную намагниченность толщи 2, мы относим ее к верхней части верхнего плиоцена (~3–2.58 млн лет) вблизи перехода к раннему плейстоцену.

В толще 1 преобладают нормально намагниченные породы, но выделяются два интервала обратной намагниченности. Поэтому мы сопоставляем

Таблица 2. Нижнеплейстоценовый разрез Пасинлерской впадины (см. рис. 2, точка 53), в котором были найдены остатки слона *Mammuthus trogonterii* (снизу вверх)

Слои	Литология	Мощность (м)
1	Глины и глинистые алевриты с прослоями (до 15 см) сапропеля. Остатки слона были найдены, вероятно, на уровне этого слоя	~2
2	Алевриты с еще одним тонким прослоем сапропеля	7
3	Пески с прослоями диатомитового алеврита	1
4	Озерные отложения с тонким чередованием слоев разного гранулометрического состава	2
5	Мелкозернистый песчаник и алеврит с криволинейной слоистостью. Присутствуют тонкостенные раковины моллюсков хорошей сохранности	1
6	Хорошо окатанный галечник и песок, залегающие непосредственно под поверхностью террасы	~1

толщу 1 с нижней частью хрона Гаусса, т.е. низами верхнего плиоцена. С этим согласуется более древний облик моллюсков из толщи 1 по сравнению с вышележащими толщами [40].

Находка в низах толщи 4 остатков полевки *Mimomys cf. praepliocaenicus*, существенно более прогрессивного облика указывает на принадлежность толщи 4 к гелазию. Об этом также свидетельствуют находки в верхах этой толщи ассоциации гипсодонтных мимомисных полевков *Mimomys cf. pliocaenicus*, *Mimomys ex gr. tornensis*, *Borsodia* sp.

В самом верхе этой толщи зафиксировано появление архаичных *Allophaiomys deucalion*. Этот биохронологический уровень фиксируется в Северной Евразии на рубеже гелазия и калабрия, в интервале ~2.0–1.7 млн лет [12]. Учитывая нормальную намагниченность низов толщи 4, ее можно коррелировать с субхроном Олдувей. В таком случае толща 3 может соответствовать нижележащей части хрона Матуяма, т.е. нижнего плейстоцена.

Толща 5, судя по ее распространению, несогласно перекрывает нижележащие толщи. В отложениях толщи 5 содержатся остатки специфической пресноводной малакофауны с *Dreissena cf. diluvii*, сильно уплощенными *Planorbidae*, ребристыми *Hydrobyidae* и *Caspicyclotus akramowskii*, описанным из нижнеплейстоценовых отложений соседней Пасинлерской впадины. Эта фауна близка к фауне анийской свиты Ширакской впадины, которая позволяет датировать вмещающие отложения интервалом конца раннего и самого начала среднего плейстоцена. По составу малакофауны толща 5 отнесена к калабрию и, возможно, низам среднего плейстоцена.

Пасинлерская впадина. Она расположена западнее Хорасанской. Наиболее стратиграфически низкие отложения чехла впадины, среднемиоце-

новые, обнажены на юге впадины, на склоне перемычки, отделяющей Пасинлерскую впадину от Хорасанской, и сходны по составу с аналогичными отложениями Хорасанской впадины. Согласно [36], среди них присутствуют слои морского происхождения. Выше несогласно залегают пресноводная флювиальная толща верхнего миоцена, сложенная песчаниками и конгломератами с прослоями мергеля [36]. Она может включать и нижний плиоцен.

Несогласно перекрывающие ее отложения верхнего (?) плиоцена и гелазия выделяются как хорасанская формация [25]. Она сложена чередованием глинистых алевритов, песчаников и конгломератов с прослоями мергеля и может коррелироваться с толщами 1–4 разреза Пекеджик Хорасанской впадины. Ее фациальным аналогом на бортах впадины, частично надстраивающим хорасанскую формацию сверху, является формация Джелинкая, сложенная агломератовыми туфами, туффитами, базальтовыми андезитами с пластами карбонатно-глинистых пород.

Верхним членом разреза Пасинлерской впадины является озерная пасинлерская формация [25]. В ней обнаружены пресноводные и наземные моллюски, кости рыб и сделаны единичные находки амфибии, рептилии и зубов мелкого млекопитающего, что позволило коррелировать формацию с калабрием [49]. Вместе с тем, в озерных отложениях найдены также остатки степного слона *Mammuthus trogonterii* [20].

Изученный нами разрез с находками остатков слона (табл. 2; см. рис. 2, точка 53; N40°02.035'; E41°38.982'. H = 1769 м) имеет мощность ~14 м. Все 35 отобранных палеомагнитных образцов показали нормальную намагниченность. Раковины пресноводных моллюсков образуют скопления в отдельных прослоях.

Х. Шют [37] обнаружил здесь все шесть видов, описанных из песчаного карьера возле Гюллибулага (ныне Бюракн, Армения) [2]), а также он описал шесть новых видов, что позволяет коррелировать эти отложения с анийской свитой Шираксокой впадины и толщиной 5 разреза Пекеджик.

В тех же слоях найдены остатки полевки *Allophaiomys* cf. *pliocaenicus*, что не исключает отнесение этой части разреза к верхам нижнего плейстоцена, например, к интервалу палеомагнитного эпизода Харамилло. Этому не противоречит обнаружение в том же разрезе слона *Mammuthus trogonterii*, древнейшие находки которого относятся к концу раннего плейстоцена. Отложения разреза прислонены к пепловым туфам, слагающим борт впадины.

Терраса с изученным разрезом занимает значительную часть Пасинлерской впадины. Более поздние аллювиальные отложения заполняют долины, врезанные в эту поверхность.

Эрзурумская впадина. Эта впадина является западным членом описываемого ряда впадин. На ее юго-западном обрамлении юго-западнее г. Ашкале вскрыты морские нижнемиоценовые известняки. Они продолжают за пределы впадины, но неизвестно их распространение внутри нее. В западной части впадины обнажена мощная толща тонкообломочных отложений с прослоями мергелей, датированная поздним миоценом — плиоценом [21].

Присутствие в низах толщи среднемиоценовых морских отложений документально не подтверждено, но допустимо [36]. Вблизи северо-западной взбросо-сдвиговой границы впадины в составе толщи присутствуют обломки и глыбы верхнемиоцен—плиоценовых вулканических пород, снесенных с обрамления впадины. Это указывает на относительное погружение впадины в эпоху накопления указанной толщи.

В позднем плиоцене границы впадины сократились из-за поднятия ее западной части. На западе впадины (т. 58; N39°58.75', E41°01.3'; H = 1793 м) сформировалась дельта гильбертового типа впадавшей с запада реки (вероятно, верхний Пра-Аракса), раскрывавшаяся в Эрзурумскую впадину [15].

Определение возраста дельты основано на находках фауны мелких млекопитающих *Miomys* cf. *polonicus* Kowalski, 1960, и *Borsodia* sp. относимой к зоне MN16 европейской биохронологической шкалы и определяющей возраст вмещающих от-

ложений как пьенций, а также нормальной намагниченности отложений дельты, анализе палинологических данных и фауны моллюсков, среди которых присутствуют формы наземные, пресноводные и выдерживающие осолонение.

Присутствие среди моллюсков представителей рода *Pseudamnicola* со своеобразными следами биоэрозии, более характерной для солоноватых вод, делает вероятным солоновато-водный характер Эрзурумского водоема вдали от дельты, возможно, связанный с проникновением в него вод акчагыльского моря.

На соленость до 5‰ указывает и ассоциация остракод [10].

В раннем плейстоцене над дельтой накапливаются грубообломочные аллювиальные отложения с прежним восточным стоком. В аллювии найдены каменные изделия примитивного раннего ашеля [15]. Озерный бассейн сохраняется лишь на востоке впадины, которая к этому времени оказывается изолированной от речного бассейна Аракса окончательным оформлением перемычки на границе с Пасинлерской впадиной.

В конце раннего плейстоцена в результате протекания эрозии р. Евфрата его верховья проникают в Эрзурумскую впадину и перехватывают ее речной сток. Оформляется современная дренажная система впадины.

Впадина Чайирли—Терджан. Вытянутая в широтном направлении впадина находится в широкой долине р. Евфрат и его притоков севернее впадения р. Тузла. В основании разреза лежат офиолиты, представляющие собой восточное продолжение сутуры Измир—Анкара—Эрзинджан и обдущированные из нее к югу.

Их перекрывает обширное поле нижнего миоцена, в котором различаются фации тонкообломочных карбонатно-терригенных пород и неритовых известняков. Слагающие впадину плиоцен—четвертичные осадки вложены в этот субстрат. Верхняя часть разреза плиоценовых тонкообломочных озерных отложений мощностью 6 м вскрыта на юге впадины севернее слияния рек Евфрат и Тузла.

Эти породы слагают цоколь террасы, в чехле которой с размывом залегают нижнеплиоценовые галечники. Севернее нижний плейстоцен слагает террасу р. Евфрат и представлен более полным чередованием мощных пластов аллювиального галечника, местами косослоистого, и слоистых глинисто-алеврито-песчаных озерных отложений с раковинами моллюсков (см. рис. 2, точка 16).

Таблица 3. Разрез Каранджибаши синклинали Кованджилар (см. рис. 2, точка 202), Восточная Турция (снизу вверх)

Пачки	Литология	Мощность (м)
1	Алевриты и тонкозернистые песчаники с линзами гравелита в средней части и обломками раковин моллюсков	29
2	Плохо окатанный мелкий галечник	4
3	Алеврит с фрагментами раковин моллюсков	5
4	Плохо окатанный гравий, сменяющийся кверху песками разной зернистости	19
5	Алевриты, чередующиеся с глинами в нижней части и тонкозернистыми песками в верхней. Раковины моллюсков. Посередине прослой, обогащенный растительными остатками. Выше него найдены зубы мелких млекопитающих	8.5
6	Пески с линзовидными скоплениями раковин моллюсков, выше чередующиеся с алевритами	13
7	Пески с линзовидными скоплениями раковин моллюсков, выше алевриты и глины	6
8	Пески с фрагментами раковин моллюсков и линзами гравия в нижней части. В основании прослой гравия (1.5 м) с хорошо сохранившимися раковинами унионид	26
9	Глины, алевриты и тонкозернистые пески с прослоем (1–1.5 м) мелкой гальки в основании	6–6.5

Видимая мощность разрезов до 15 м. Более молодые четвертичные осадки вложены в описанные толщи и слагают низкие террасы и поймы Евфрата и его притоков.

Впадины Палу и Малатья

Впадина Палу. Эта впадина охватывает долину и побережья р. Мурат юго-западнее г. Палу и является частью обширной депрессии Палу–Улуова, которая протягивается вдоль нижнего течения р. Мурат до Кебанского водохранилища, расположенного вблизи впадения р. Мурат в р. Евфрат [22].

Наряду со средне-позднечетвертичными отложениями современной долины р. Мурат, значительную часть впадины Палу занимают выходы преимущественно аллювиальной нижнеплейстоценовой формации Палу. Она несогласно залегает на отложениях разного возраста, а в осевой части впадины и на ее северном борту перекрывает формацию Чайбахи.

Возрастные рамки и соотношения между этими формациями исследованы на северном склоне долины р. Мурат в разрезах 9 – Кованджилар (N38°41.952'; E39°51.695'; H=981 м) и 202 – Каранджибаши (N38°39.863'; E39°43.12'; H=837 м).

Они расположены в южном крыле синклинали Кованджилар, ограниченной с севера разломом взбросо-надвигового типа, оперяющим Восточно-Анатолийскую левосдвиговую зону (ЕАФЗ). Обнаженные слои наклонены на север под углами 30°–40°, реже 50°.

Формация Чайбахи в разрезе Каранджибаши имеет мощность 117 м (табл. 3, см. рис. 3).

В разрезе Кованджилар вскрыта меньшая по мощности часть формации с несколькими поверхностями размыва.

Для определения возраста формации Чайбахи решающее значение имеет средняя часть разреза Каранджибаши, где найдены униониды *Psilunio* aff. *sibirensis* (Penecke, 1883), *P.* aff. *stolitzkai* (Neumayr, 1875), *Potomida* aff. *berbestiensis* (Fontannes, 1887), *Cuneopsidea* aff. *beyrichi* (Neumayr, 1875) и зубы мелких млекопитающих *Amblycoptus* sp., *Desmaninae* gen., *Ochotona* sp., *Leporidae* gen., *Arvicolidae* gen. cf. *Propliomys*, *Rodentia* gen. Они позволяют отнести соответствующие слои к верхам нижнего плиоцена (MN15).

Верхние части формации Чайбахи обоих разрезов нормально намагничены. Определения остатков мелких млекопитающих и палинологические данные указывают на возможную принадлежность верхов формации Чайбахи разреза Кованджилар верхнему плиоцену. В разрезе Кованджилар на этих слоях согласно залегает обратно намагниченная толща алевритов с линзой (до 0.3 м) щебня в основании. Мощность толщи 60–63 м. Вероятно, она также принадлежит формации Чайбахи, которая, таким образом, может охватывать и часть гелазия. Низы обнаженной части формации Чайбахи могут принадлежать верхнему миоцену. Отложения формации Чайбахи накапливались в пресноводных озерах и рассеянных руслах мелких водотоков со слабым течением.

Формация Палу наиболее полно представлена в разрезе Кованджилар, где она залегает на обратно намагниченных верхах формации Чайбахи (табл. 4, см. рис. 2, точка 9).

Таблица 4. Разрез Кованджилар синклинали Кованджилар (см. рис. 2, точка 9), Восточная Турция (снизу вверх)

Пачки	Литология	Мощность (м)
1	Обратно намагнитченные песчаники и алевриты с линзами конгломерата в основании. В конгломерате найдены каменные изделия олдованского типа	9
2	Обратно намагнитченный алеврит с линзами песчаника, гравия и конгломерата с хорошо окатанной плоской галькой. Горизонт палеопочвы посередине	10.5
3	Нормально намагнитченные алевриты с линзами песчаника, гравелита и конгломерата в основании (до 1 м) и верхней части пачки. Галька плохо окатана. Два горизонта красной палеопочвы посередине и в кровле пачки	16.5
4	Нормально намагнитченные алевриты, пески и глины с горизонтом красной палеопочвы в кровле	6
5	Нормально намагнитченные алевриты с линзами песка, гравия и конгломерата в основании и верхней части пачки. Прослой мергелистого алевролита в нижней и верхней частях пачки; в нижнем прослое обнаружены мелкие тонкостенные раковины пресноводных моллюсков. Горизонт красной палеопочвы под верхним прослоем мергелистого алевролита	19
6	Нормально намагнитченные алевриты и тонкозернистые песчаники с пластом (3 м) конгломерата, гравелита и песчаника в основании. Галька хорошо окатана	13
7	Обратно намагнитченный алеврит	15
8	Нормально намагнитченный алеврит	2
9	Обратно намагнитченный алеврит с тонкими прослоями мергеля	5.5
10	Нормально намагнитченный алеврит, выше песчаник и конгломерат с хорошо окатанной галькой	3.5
11	Алеврит, карбонатизированный близ кровли	14–15

Общая мощность формации Палу в разрезе Кованджилар – 115 м. Пыльцевые спектры ограничивают возраст формации самым концом плиоцена – ранним плейстоценом. Учитывая характер остаточной намагнитченности, мы полагаем, что толща накапливалась с конца гелазия до конца калабрия.

Отложения формаций Чайбахи и Палу слагают цоколь высокой террасы правобережья р. Мурат. Чехол террасы, маломощный в разрезе Кованджилар (1 м), перекрывает формацию Палу с резким несогласием и сложен гравийно-галечным материалом. Восточнее мощность чехла возрастает до нескольких метров, и в его составе появляются суглинки. Пыльцевой спектр отложений чехла моложе спектров формации Палу и определенно имеет плейстоценовый облик. Вероятно, осадки чехла накапливались в среднем плейстоцене.

В дальнейшем впадина Палу была вовлечена в общее поднятие региона. Ее развитие состояло в эрозии бортов впадины и врезании русла р. Мурат с формированием низких террас в связи с перемещениями по EAFZ.

Впадина Малатья. Она имеет форму одностороннего грабена, удлиненного в север-северо-восточном направлении и протягивающегося от долины р. Султан-Суя до широты Кебанского водохранилища на слиянии рек Евфрат и Му-

рат. Западный борт впадины образован разломом Малатья, который определен как левый сдвиг с поднятием западного крыла. Средняя скорость сдвига оценивается в 1.0–1.1 мм/год за последние 1.4 ± 0.1 млн лет при скорости вертикальной составляющей движений ~ 0.1 мм/год [32].

Наши исследования показали, что вертикальная компонента является сбросовой. Восточный борт впадины положе. Он нарушен мелкими сбросами разных направлений.

В основании разреза впадины залегают мало-мощные (до ~50 м) нижнемиоценовые известняки, фациально замещающиеся дельтовыми отложениями и несогласно перекрывающимися более древние толщи вплоть до кристаллического фундамента Таврид [38] (см. рис. 3).

Эти отложения известны за пределами впадины и, судя по данным сейсмопрофилирования, выстилают днище впадины, не изменяя своей мощности [28]. Поэтому нижнемиоценовые отложения не могут считаться свидетельством зарождения впадины. Ее развитие как депрессионной структуры фиксируется на сейсмических профилях систематическим увеличением мощности озерно-аллювиальных отложений со среднего миоцена до плиоцена от восточного борта к западному – разлому Малатья [28].

По данным [38], в составе этих отложений выделяются пять формаций (табл. 5). Было от-

Таблица 5. Среднемиоцен-плиоценовые отложения впадины Малатья, Юго-Восточная Турция (по [38])

Формации	Возраст, млн лет	Литология	Мощность (м)
Küseyin	от 18 до 11	Красноцветные конгломераты, песчаники, алевролиты с прослоями гипса и в верхней части известняка	300
Paçıkan	от 11 до 6–7	Песчаники и глины с прослоями алевролита, глинистого известняка, гипса и лигнита. Внизу толщи найдены зубы мыши <i>Progonomys</i> sp., древнейшие следы которой относятся к MN10 (9.7–8.7 млн лет), что и послужило основанием для датирования формации	185
Boyaca (Şeyhler)	от 6–7 до 4	Глины, алевролиты, косослоистые песчаники и конгломераты с прослоями гипса	53
Sultan-Suyu	от 4 до 3	Глинистые известняки, глины, алевролиты, косослоистые песчаники и конгломераты	95
Beyler Deresi	от 3 до 2	Грубые, плохо сортированные конгломераты с прослоями песчаников и алевролитов	160

Таблица 6. Разрез плиоценовых отложений восточного борта долины р. Султан-Сую (см. рис. 2, точка 110), Восточная Турция (снизу вверх)

Пачки	Литология	Мощность (м)
1	Нормально намагнитченные глины и алевролиты с прослоями тонкозернистого песчаника и линзой мелкогалечного конгломерата в верхней части пачки	8–8.5
2	Плохо сортированные конгломераты с прослоями обратно намагнитченных алевролитов и тонкозернистых песчаников в верхней части пачки	25–27
3	Хорошо окатанный, плохо сортированный конгломерат с пачкой (2 м) алевролита в кровле. Алевролит обратно намагнитчен с узкими интервалами нормальной полярности в подошве и кровле	4–6
4	Хорошо окатанный среднегалечный конгломерат с обратно намагнитченной пачкой (3–3.5 м) алевролита и тонкозернистого песчаника в кровле	13–13.5
5	Хорошо окатанный мелко- и среднегалечный конгломерат с линзовидным (0.5–3.5 м) пластом обратно намагнитченного алевролита посередине пачки	8–10
6	Обратно намагнитченный алевролит	3
7	Обратно намагнитченный алевролит с базальным слоем конгломерата с неровной нижней поверхностью	~11
8	Нормально намагнитченный алевролит с базальным слоем (1.0–1.3 м) хорошо окатанного конгломерата с неровной нижней поверхностью. Костеносная линза (до 0.15 м) в 0.3–0.4 м выше конгломерата	4–4.3
9	Нормально намагнитченный алевролит и тонкозернистый песчаник с базальным слоем (5 м) хорошо окатанного конгломерата с неровной нижней поверхностью	15

мечено противоречие в датировании формация Paçıkan [38]. При отнесении этой формации к верхнему миоцену по палеонтологическим данным, она фациально замещается на периферии впадины андезитами с K–Ag определениями от 18.7 ± 0.5 до 14.1 ± 0.4 млн лет [38] и от 15.9 ± 0.4 до 15.2 ± 0.5 млн лет [17].

На северном окончании впадины Малатья восточнее г. Аргуван к западу от Кебанского водохранилища (т. 24; N38°49.63'; E38°24.325'; H = 1366 м) мы получили K–Ag даты из двух покровов базальтового андезита в мергельно-глинистой толще: 18.5 ± 0.9 и 15.0 ± 0.9 млн лет [43].

Приведенные определения указывают на среднемиоценовый возраст формации Paçıkan. Очевидно, датирование этой формации требует

дальнейших исследований, а пока ее возраст не может быть оценен точнее, чем средний-поздний миоцен.

В разрезе вдоль восточного борта долины р. Султан-Сую (см. рис. 2, точка 110; N38.20025°; E37.99458°; H = 1099 м) мы получили новые данные о плиоценовых отложениях впадины Малатья [43].

Здесь в доколе высокой IV террасы обнажается осадочная толща, нарушенная мелкими сбросами и в целом полого наклоненная в северных румбах. Она состоит из чередования пачек конгломератов и тонкообломочных слоистых пород (табл. 6).

Толща несогласно перекрыта галечником переменной мощности (до 5 м), образующим поверхность IV террасы.

Из костеносной линзы, обнаруженной в нижней части пачки 8, В.В. Титов определил остатки копытных млекопитающих: крупного *Hipparion* cf. *crassum*, оленя *Arvernoceros* sp. и газели *Gazella* cf. *deperdita*. Эта ассоциация типична для плиоцена и может быть датирована руссинием — ранним виллафранком (MN 15–16). Скорее всего, найденная фауна относится к раннему виллафранку (MN 16b), т.е. раннему пьяченцию [43].

Это согласуется с определением остаточной намагниченности пород разреза, согласно которому костеносный горизонт находится в нижней части нормально намагниченного верхнего плиоцена видимой мощности ~19 м), а ниже залегает обратно намагниченный нижний плиоцен мощностью 65–70 м. Нормально намагниченная нижняя пачка 1 может коррелироваться с одним из палеомагнитных субхронов нижнего плиоцена или принадлежать самым верхам миоцена.

Нижнеплейстоценовые отложения обнажаются на правом берегу р. Евфрат вблизи разлома Малатья и более полно представлены в западной части долины р. Султан-Сую в разрезе ее III аккумулятивной террасы. Высота III террасы немногим уступает высоте IV террасы, уменьшаясь вдоль долины с удалением от хребта Тавра от 1040 до 960 м.

Разрезы сложены чередованием пачек окатанных галечников с линзами песка, представляющих русловой аллювий большой реки, и пачек алеврита и тонкозернистого песка с линзами грубообломочного материала, формировавшихся в условиях застойных вод. Мощность пачек варьирует от нескольких метров до 35 м, причем сверху содержание тонкообломочного материала возрастает. Максимальная мощность разреза III террасы достигает 130–135 м (см. рис. 2, точка 30).

Возраст отложений оценивается по магнито-стратиграфическим данным в интервале от палеомагнитного субхрона Олдувай почти до конца хрона Матуяма. Такая оценка подтверждается находкой примитивных раннепалеолитических каменных изделий в разрезе Эскималатья (см. рис. 2, точка 31). Литологическая контрастность отдельных пачек в разрезах III террасы связана с тем, что в плиоцене и раннем плейстоцене сток р. Евфрат через Таврский хребет осуществлялся по современной долине р. Султан-Сую и далее на юг по долинам Ерикдере и Гёксу-Чайы [43]. Из-за тектонической активности хребта сток время от времени прерывался или затруднялся, отчего накопление аллювия сменялось осадконакоплением в условиях застойных вод.

В конце раннего плейстоцена сформировалось современное пересечение Евфратом Таврского хребта. Севернее хребта произошли спуск запрудного водоема и резкое падение базиса эрозии, отчего прежнее днище долины стало III террасой.

Кангальская впадина

Кангальская впадина имеет извилистые очертания и в целом удлинена в направлении запад–юго-запад–восток–северо-восток. Слои, как правило, погружаются полого на границах впадины, а в ее центральных частях их залегание близко к горизонтальному. К востоку от впадины находится обширное поле плиоценовых лав основного и среднего состава. Небольшие поля основных лав выделяются также южнее впадины.

Впадина выстлана отложениями озерно-аллювиальной толщи, состоящей преимущественно из рыхлых песчаников и алевритов с линзами косослоистых грубых песчаников и конгломератов. В работе [48] сообщается о находках в этой толще остатков мелких млекопитающих, отнесенных к зонам MN-13 (Kangal-1) и MN-14 (Kangal-2). Севернее г. Кангал, в пачке песчаников разной зернистости, частично косослоистых и содержащих тонкие линзы гравия и мелкогалечного конгломерата, мы обнаружили прослой алеврита с обломками костей (см. рис. 2, точка 37; N39°16.234'; E37°26.698'; H=1471 м). Найденные в алевролите остатки мелких млекопитающих *Csakvaromys bredai*, *Megacricetodon* sp., *Bizanthynia* sp. принадлежат зоне MN7-8. Таким образом, терригенная озерно-аллювиальная толща впадины накапливалась в среднем-верхнем миоцене и раннем плиоцене.

Выше залегает озерная мергелистая толща общей мощностью ~65 м (см. рис. 2, точка 40), состоящая из трех пачек (снизу вверх):

- светло-серые мергели (мощность 20–25 м);
- рыжеватые-серые алевриты и песчаники с прослоями алевритистых мергелей (мощность 10–15 м);
- светло-серые мергели с пластом (до 5 м) белого крепкого известняка в кровле (общая мощность пачки составляет 30 м).

В верхах мергелистой толщи пресноводные моллюски образуют скопления в отдельных прослоях и представлены ядрами гастропод, в том числе крупных (?) *Viviparus* sp. На верхних известняках и на более низких слоях разреза со слабым несогласием залегает покров базальтового андезита. Верхний известняк и перекрывающие его лавы отнесены к плиоцену [21].

Сходные известняки с моллюсками присутствуют в верхах разреза озерных отложений расположенной северо-западнее Сивасской впадины. Более молодые четвертичные отложения распространены в Кангальской впадине локально и слагают низкие террасы рек.

Присдвиговые впадины

Исследованные нами приразломные впадины расположены в зонах активных сдвигов:

– Эрзинджанская впадина – в Северо-Анатолийской правосдвиговой зоне,

– впадина оз. Хазар – в левосдвиговой EAFZ,

– Ванадзорская и Фиолетовская впадины – в Памбак-Севан-Сюникской правосдвиговой зоне.

Все они активны до сих пор, но время заложения впадин определить трудно, поскольку они покрыты четвертичными наносами, а Эрзинджанская и Ванадзорская впадины – также четвертичными вулканическими образованиями. Нижним пределом времени заложения этих впадин является возраст начала развития разломных зон, которым принадлежат впадины. Он определен как плиоценовый для Северо-Анатолийской зоны [34]. Оценки времени зарождения EAFZ разнятся от позднего плиоцена [24] или плиоцена [35] до мессиния [50]. Памбак-Севан-Сюникская зона разломов, судя по ее выражению в структуре Севанской впадины, возникла не позже начала позднего плиоцена.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Закономерности развития впадин

В Кангальской впадине, расположенной западнее других, на всем протяжении ее развития с раннего миоцена до плиоцена происходило континентальное осадконакопление, завершившееся эпизодом вулканизма. Впадина осталась плоской депрессией с минимальными проявлениями контрастных тектонических движений и деформаций. С плиоцена ее территория избирательно денудировалась в зависимости от прочности пород.

Полученные данные о строении более восточных впадин показали определенную тенденцию их развития, выраженную последовательностью накопления осадков разного типа (стадии – снизу вверх):

– стадия 1 – морские отложения, распространяющиеся за пределы впадин и потому не во всех впадинах указывающие на начало их относительного опускания;

– стадия 2 – озерные отложения, отражающие относительное опускание впадин, которые могут сопровождаться линзами аллювия, свидетельствующими о речном сносе обломочного материала с соседних невысоких возвышенностей;

– стадия 3 – преимущественно аллювиальный материал разной размерности, свидетельствующий об образовании и эрозии соседних поднятий, связанных с взаимодействием литосферных блоков (среди аллювия присутствуют в подчиненном количестве отложения озерного типа, накапливавшиеся в остаточных бассейнах и временных водоемах, возникших из-за неравномерности роста деформационных поднятий);

– стадия 4 – преимущественно аллювиальные грубообломочные отложения, накапливающиеся за счет эрозии и сноса обломочного материала с соседних горных поднятий, большинство впадин вовлекается в общее поднятие региона, фиксируемое формированием и заполнением речных врезов в ранее возникшие формы рельефа, но исключением являются впадины озер Севан и Хазар, где бассейновое осадконакопление продолжается в наши дни (их относительное опускание происходит на фоне общего поднятия региона).

Возрастные интервалы, которыми датируются стадии 1–3 осадконакопления и, соответственно, развития впадин, последовательно омолаживаются с юга на север.

Во впадине Малатья южного IV ряда первая стадия приходится на ранний миоцен, вторая – на средний-поздний миоцен, третья – на плиоцен и начало плейстоцена. С калабрия развиваются интенсивные врезы в днище впадины, отмечающие ее вовлечение в поднятие региона (рис. 4).

В синклинали Кованджилар впадины Палу граница формаций Чайбахи и Палу, соответствующая границе второй и третьей стадий развития, приходится на гелазий. Переход к четвертой стадии в начале среднего плейстоцена отмечен резким несогласием в кровле формации Палу и началом интенсивного врезания долин р. Мурат и ее притоков.

Область, где переход от первой ко второй стадии развития произошел в конце раннего миоцена, продолжается на восток-северо-восток, где к ней относится Хынысская впадина (см. рис. 1, впадина 21).

В основании ее разреза залегают неритовые известняки с фауной гастропод *Mesohalina margaritacea* (Brocchi, 1814) (определения А.В. Гужова), обитавших в позднем олигоцене – раннем

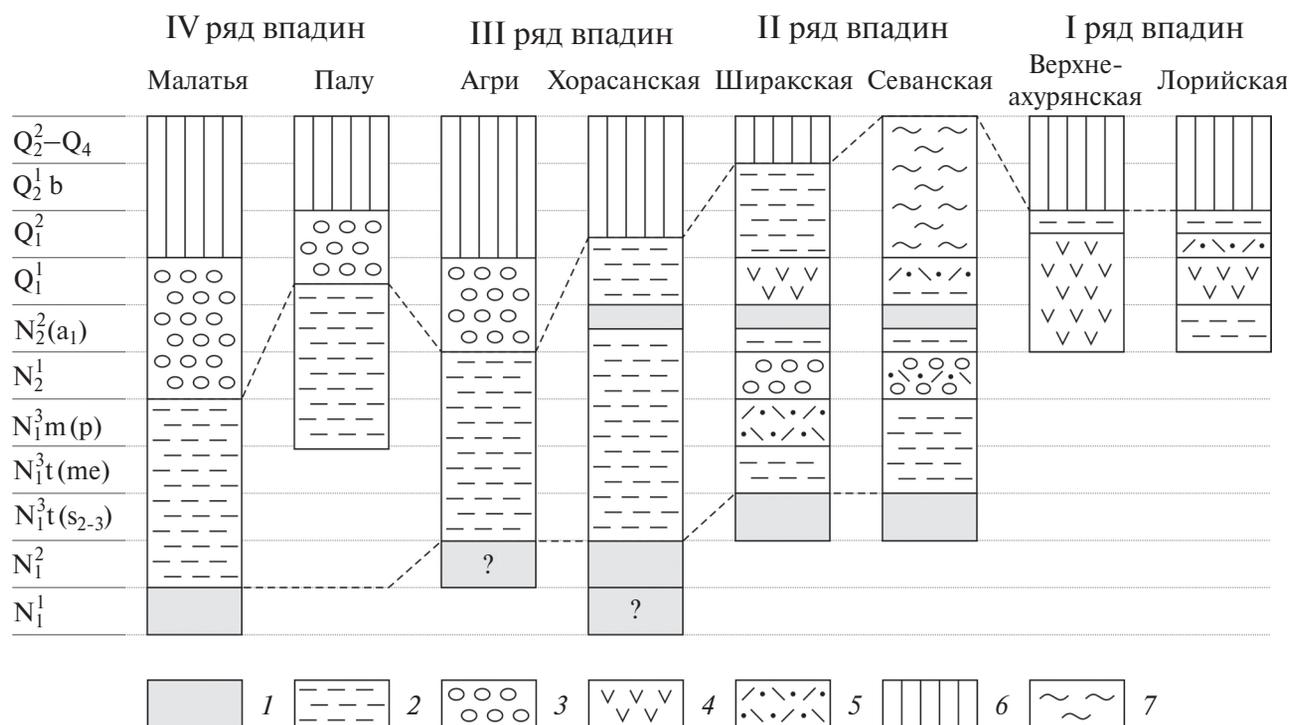


Рис. 4. Изменение с юга на север режима развития новейших впадин.

1 – морское осадконакопление; 2 – озерно-аллювиальное осадконакопление с преобладанием тонкообломочного материала (равнинная и низкогорная суша на окружении впадин); 3 – преимущественно аллювиальное осадконакопление с большой долей грубообломочного материала (низко-среднегорные деформационные поднятия на окружении впадин); 4–5 – свидетельства вулканической деятельности на обрамлениях впадин: 4 – лавы, 5 – туфогенные породы; 6 – вовлечение впадины в общее поднятие региона; 7 – относительное опускание впадины на фоне общего поднятия региона

миоцене [23]. Они сменяются озерными терригенными отложениями и туфами среднего-верхнего миоцена.

Сходство отложений Хорасанской, Пасинлерской и Эрзурумской впадин III ряда позволяет рассматривать их как части единого прогиба, разобщенные только в начале плейстоцена. Наиболее полные сведения о развитии этого прогиба получены в Хорасанской впадине (см. рис. 4).

Здесь первая стадия развития продолжается до среднего миоцена (раннего сарраваля включительно). Среднемиоценовому терригенному морскому осадконакоплению могло предшествовать карбонатное морское осадконакопление, следы которого представлены выходами нижнемиоценового органогенного известняка на юго-западном борту Эрзурумской впадины.

Преимущественно озерное осадконакопление продолжалось во всех трех впадин до конца плиоцена. Проявлением перехода к третьей стадии усиления поднятия можно считать окончательное оформление деформационно-вулканических перемычек, разобшивших впадины в начале плейстоцена. В Хорасанской впадине третьей стадии

развития соответствует толща 5 разреза Пекеджик, несогласно перекрывающая нижележащие отложения. Четвертая стадия обозначена усилением врезания речных долин с конца калабрия или начала среднего плейстоцена. В Эрзурумской впадине оно привело к перехвату дренажной сети верховьями р. Евфрат.

Нижние члены разреза впадины Агры сходны с соответствующими отложениями соседней Хорасанской впадины. Поэтому можно предположительно отнести к первой стадии среднемиоценовые низы разреза впадины Агры, хотя прямые палеонтологические доказательства их морского происхождения отсутствуют. На юге впадины широко распространены позднеплиоценовые и раннеплейстоценовые конуса выноса и русловые фации аллювия с высоким содержанием галечного материала. Они могут представлять третью стадию развития впадины.

В Севанской и Ширакской впадинах II ряда первая стадия морского осадконакопления представлена отложениями среднего и верхнего подъярусов сарматского регионаруса (конец сарраваля–начало тортона) (см. рис. 4).

Вторая стадия озерно-аллювиального осадконакопления началась в конце тортона (мэотический регионрус). В Ширакской впадине она продолжалась до начала среднего плейстоцена и ~0.6 млн лет назад сменилась усилением врезания речных долин, отражающим вовлечение впадины в общее поднятие, однако на западе впадины этому предшествовало деформационное поднятие, имевшее место в гелазии и начале калабрия. В Севанской впадине озерно-аллювиальное осадконакопление продолжается до сих пор на фоне вовлечения впадины в общее поднятие региона.

Для Лорийской и Верхнеахурянской впадин I ряда данные о ранних стадиях развития отсутствуют. Можно лишь констатировать, что разделение этих впадин в результате деформационно-вулканического образования поднятия Карахачского перевала (третья стадия) произошло в начале калабрия, а интенсивное врезание в заполняющие впадины вулканические породы и вышележащие отложения куртанской свиты (четвертая стадия) началось ~0.6 млн лет назад.

Арагатская впадина занимает особое положение в ряду выявленных возрастных изменений. Морские отложения первой стадии в самой впадине не обнаружены, но они присутствуют в долине р. Раздан между Арагатской и Севанской впадинами, где отнесены к среднему и верхнему сармату. Вторая стадия представлена озерными осадками мэотиса. Выше выявлены следы глубокого врезания и грубообломочные отложения нижнего плиоцена, отражающие фазу интенсивных деформаций, следы которых обнаружены и в Севанской впадине. В верхнем плиоцене озерно-аллювиальное осадконакопление возобновляется и сменяется на бортах впадины формированием врезанных долин только на границе раннего и среднего плейстоцена.

Итак, сравнительный анализ осадочного выполнения впадин выявил тенденцию к последовательному омоложению стадий осадконакопления с юга на север по мере удаления от Таврского хребта. Эта тенденция связана с ростом хребта и вовлечением в поднятие его северного обрамления в процессе надвигания хребта на юг по сутуре Неотетиса.

В Верхнеахурянской, Севанской, Ширакской и Арагатской впадинах смена режимов осадконакопления, связанная с указанным тектоническим воздействием, осложняется проявлениями синхронного вулканизма в виде лавовых покровов и туфогенно-осадочного материала. Это ярко проявилось в Ширакской и Арагатской впадинах

накоплением туфов и туфовых брекчий в конце миоцена [11].

На проявления направленных изменений режима осадконакопления накладываются синхронные воздействия. Они были обусловлены возрастанием высотной контрастности между Кавказским регионом и впадинами Южного и Среднего Каспия в раннем плиоцене [46]. Эти воздействия наиболее заметно проявились в ближайших к Каспию Севанской и Арагатской впадинах. В конце позднего плиоцена в Севанскую, Ширакскую, Хорасанскую и, возможно, Пасинлерскую и Эрзурумскую впадины синхронно проникли солоноватые воды максимальной раннеакчагыльской трансгрессии Каспийского моря.

К синхронным геологическим событиям мы относим также вовлечение впадин в общее поднятие региона. Поднятие началось не позднее начала плейстоцена, а вовлечение впадин в этот процесс произошло в конце калабрия—начале среднего плейстоцена. Синхронность общего поднятия свидетельствует об ином его источнике, нежели источник изменений возрастов стадий 1–3. Эти изменения обусловлены взаимодействием литосферных плит и блоков, а общее поднятие связано с глобальными геодинамическими процессами, затрагивающими подлитосферную мантию [13].

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ СИСТЕМАТИЗАЦИЯ ВПАДИН

Факторы, воздействие которых могло привести к образованию впадин:

- Перемещение по разломам в результате взаимодействия плит и блоков литосферы.
- Перемещение горных масс на уровне литосферной и подлитосферной мантии, выраженное проявлениями вулканизма вокруг впадины и иногда в ее пределах.
- Наличие древних депрессий, наследуемых новейшими долинами. Наиболее типичный случай — изостатическое опускание земной поверхности над уплотненными (по сравнению с континентальной корой) реликтами океанской коры, обусловившее депрессионную форму земной поверхности к моменту зарождения новейшей впадины.
- Наличие офиолитовых зон по краям впадины, обеспечивающее, из-за повышенной способности к деформациям, подвижность горных масс под впадиной.
- Обособление остаточных, относительно пониженных участков между активно поднимающимися

мися структурами. Типичной причиной обособления является вулканическое или тектоническое подпруживание древних долин.

Роль разломов в формировании впадин

Определяющая роль разломов в образовании впадины наиболее очевидна для присдвиговых впадин типа пулл-апарт, возникающих при кулисно расположенных соседних сегментах зоны разломов, при котором между сегментами сдвиг сочетается с растяжением. К этому типу впадин относятся депрессия озера Хазар между левосдвиговыми сегментами EAFZ и депрессия Малого Севана между сегментами Памбак-Севан-Сюникской правосдвиговой зоны.

Иначе устроены Ванадзорская и Фиолетовская впадины в Памбак-Севан-Сюникской зоне разломов. Здесь сегменты зоны кулисно расположены друг относительно друга противоположным образом по сравнению с Малым Севаном, отчего между сегментами происходит не растяжение, а сжатие, и пограничные разломы имеют не сбросовую, а взбросо-надвиговую компоненту смещений [14].

В таких условиях обычно возникают положительные структурные формы типа push up, например “цветковые” структуры. Но здесь возникли впадины (назовем их впадинами push down), поскольку они к началу сдвиговых перемещений уже были депрессионными структурами из-за утяжеляющего эффекта реликтов океанской коры в Севано-Акеринской сuture.

Сложнее устроена Эрзинджанская впадина в Северо-Анатолийской правосдвиговой зоне. Главные разломы протягиваются вдоль северо-восточного борта впадины и в ее пределах, кроме сдвиговой, имеют растягивающую компоненту движений, выраженную цепью позднекайнозойских андезитовых экструзий.

Вдоль юго-западного борта впадины протягивается второстепенная зона разломов, которая удаляется от главной зоны к юго-востоку.

На юго-востоке впадины обе зоны соединяются левыми сдвигами северо-восточного простирания [42]. Вероятно, в образовании Эрзинджанской впадины, кроме пространственных соотношений разломов, сыграла роль приуроченность впадины к Измир-Анкара-Эрзинджанской офиолитовой сuture.

Разломы сыграли определяющую роль также в образовании грабенообразной впадины Малатья, протягивающейся вдоль одноименного левого сбросо-сдвига, который оперяет EAFZ как структура относительного растяжения, и синкли-

нали Кованджилар во впадине Палу. Синклиналь является структурой сжатия, оперяющей EAFZ. Крупные разломы осложнили и отчасти определили строение впадин Большого Севана, Араратской, Сусузской и Эрзурумской. При участии разломов северо-восточного простирания образовались диагональные перемычки, разделившие Эрзурумскую, Пасинлерскую и Хорасанскую впадины.

Распространение вулканических образований на обрамлениях и внутри впадин, синхронных их осадочному чехлу

Воздействие этого фактора предполагает опускание верхней части земной коры в результате компенсационного перемещения горных масс на глубинных уровнях литосферы. Перемещение вызвано истощением магматических очагов вследствие вулканических извержений. Показателем интенсивности этого процесса является соседство впадины с крупным вулканом или скоплением центров ареального вулканизма, синхронного развитию впадины или непосредственно предшествовавшего ее погружению.

Наибольшее погружение могло происходить во впадинах, окруженных с разных сторон вулканическими образованиями, близкими по возрасту осадочному чехлу впадины. Такова Ширакская впадина, окруженная плиоцен–четвертичными, редко также позднемиоценовыми вулканическими полями с севера, юго-запада и юго-востока. Наряду с лавами андезито-базальтового состава присутствуют пемзовидные и агломератовые туфы, реже игнимбриты кислого состава.

На значительном протяжении впадина ограничена локальными флексурно-разломными зонами, возникшими из-за контрастного погружения на краях впадины. Показательны последовательное смещение области плейстоценового осадконакопления в Ширакской впадине к югу по мере затухания вулканической активности на северном обрамлении впадины и нарастания активности Арагацкого вулканического центра на юге, а также прекращение относительного погружения впадины с уменьшением активности Арагаца ~0.6 млн лет назад.

Столь же значительную роль глубинных перемещений горных масс можно предполагать в опускании других впадин, окруженных вулканическими полями – Верхнеахурянской, Сусузской и Араратской. Существенное воздействие обсуждаемого фактора могло иметь место в Севанской впадине, обрамленной Гегамским и Варденисским вулкани-

ческими нагорьями с юго-запада, впадине Агры, граничащей на севере с вулканическим хребтом Агридаг, и Эрзурумской впадине с обширными полями верхнемиоценовых вулканических пород на юге и плиоценовых на севере.

Воздействие подобного глубинного фактора можно допустить для Хорасанской и Пасинлерской впадин с обширными полями верхнемиоценовых (?) и плиоцен–нижнеплейстоценовых андезитовых лав на северном обрамлении, а также для Кангальской впадины, где поля плиоценовых вулканических пород распространены восточнее впадины, а небольшие поля андезитовых лав с локальными центрами извержений находятся внутри нее.

Роль реликтов океанской коры под впадинами и на их обрамлении

Изостатический эффект присутствия реликтов океанской коры под впадинами не был, как правило, определяющим фактором их прогибания, но предопределил депрессионную форму земной поверхности к началу развития впадин.

Наличие офиолитовых зон выявлено под изометричными впадинами Чайирли–Терджан и Кангальской и присдвиговыми впадинами Ванадзорской, Фиолетовской, Эрзинджанской. Обусловленные присутствием океанской коры депрессии земной поверхности под Ванадзорской и Фиолетовской впадинами предопределили образование в условиях дополнительного сжатия, вызванного кулисным сочетанием сегментов сдвиговой зоны, не присдвиговых поднятий типа push up, а вдавненных рампов типа push down. В случае Эрзинджанской впадины присутствие офиолитов под впадиной могло повлиять на своеобразие ее присдвиговой разломной деформации.

Офиолитовые зоны, протягивающиеся вдоль границ впадин, характеризуются повышенной способностью к деформации и скольжению фрагментов горных пород благодаря высокой пластичности серпентина и других продуктов преобразования гипербазитов. Это способствует обособлению субстрата впадин и усиливает воздействие других факторов прогибания. Офиолитовые зоны выявлены вдоль одной из границ Севанской, Хорасанской, Пасинлерской и Эрзинджанской впадин, а Эрзурумская впадина окаймлена офиолитовыми зонами с юга и северо-запада.

Факторы обособления новейших впадин

В случаях, когда мы не располагаем данными о начальных этапах опускания впадин, сведения

о них могут быть получены по распространению более молодых продуктов заполнения впадин. Гелазийские андезиты и базальтовые андезиты покрывают днища Верхнеахурянской и Лорийской впадин. На востоке Лорийской впадины мощность этого лавового покрова достигает 370 м. Он свидетельствует о депрессионном рельефе, существовавшем на месте этих впадин к началу плейстоцена.

В ходе развития впадин возникали деформационные и вулканические поднятия, разделившие прежде единые депрессии. Так, обособлению Ширакской впадины на ранней стадии развития способствовал запруживающий эффект плиоценового вулканизма на юге впадины.

Активизация Транскавказского поперечного поднятия в начале калабрия прервала сток из Ширакской впадины на восток в долину р. Памбак поднятием Джаджурского перевала и разделила Верхнеахурянскую и Лорийскую впадины поднятием Карахачского перевала. Эрзурумская, Пасинлерская и Хорасанская впадины приобрели современные очертания из-за разделения единого дочетвертичного прогиба перемычками.

Интегральное воздействие факторов развития впадин

Далеко не все впадины обусловлены одним отчетливо доминирующим фактором их образования и развития. Такая доминирующая связь с глубинными процессами, выраженными вулканизмом, выявлена для Ширакской, Сусузской и Араратской впадин.

Определяющая связь с разломной тектоникой очевидна для присдвиговых впадин и впадин, возникших как структуры растяжения (впадина Малатья) или сжатия (синклиналь Кованджилар во впадине Палу), опережающие сдвиговые зоны. Но даже в этих очевидных случаях связи с разломами опускание Ванадзорской и Фиолетовской впадин предопределено их приуроченностью к зонам распространения реликтов океанской коры.

Все остальные впадины возникли и развивались в результате интегрального воздействия нескольких геодинамических факторов (табл. 7).

Это воздействие различалось интенсивностью и изменялось в ходе развития впадин. Обширная Кангальская впадина подверглась слабым изменениям и сохранила форму полого прогнутой депрессии. У других впадин структура более контрастна.

Таблица 7. Геодинамические факторы, предопределившие образование и/или структуру впадин

№	Название впадины	Разломы		Глубинные перемещения*	Офиолиты под впадинами	Офиолиты на обрамлении впадин	Изначальные депрессии**	Запруживающие поднятия***
		Сдвиги	Другие разломы					
1	Лорийская	—	□	□	—	—	●	—
2	Верхнеахурянская	—	□	■	—	—	●	□
3	Большой Севан	●	—	●	—	□	—	—
4	Малый Севан	■	—	●	—	□	—	—
5	Ширакская	—	□	■	—	—	—	□
6	Сузуская	—	□	■	—	—	—	—
7	Арагатская	—	□	■	—	—	—	□
8	Агри	—	□	●	—	—	—	—
9	Хорасанская	□	□	□	—	□	—	—
10	Пасинлерская	□	□	□	—	□	—	—
11	Эрзурумская	□	□	●	—	●	—	—
12	Чайирли–Терджан	—	—	—	●	—	—	—
13	Синклиналь Кованджилар	—	■	—	—	—	—	—
14	Малатья	—	■	—	—	—	—	—
15	Кангальская	—	—	□	●	—	—	—
16	оз. Хазар	■	—	—	—	—	—	—
17	Фиолетовская	■	—	—	●	—	—	—
18	Ванадзорская	■	—	—	●	—	—	—
19	Эрзинджанская	■	—	—	●	□	—	—

Примечание. * — глубинные перемещения горных пород, отраженные проявлениями вулканизма, происходившего вокруг или внутри впадины одновременно с ее погружением и/или непосредственно перед ним; ** — наличие депрессии к началу зафиксированного погружения впадины; *** — образование деформационных (или вулканических) поднятий вокруг впадины (или на участке стока из нее); интенсивность проявления геодинамического фактора: ■ — определяющая, ● — существенная, □ — слабая

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Сравнительный анализ строения и развития внутригорных впадин Северной Армении и Восточной Анатолии показал, что важнейшими факторами, обусловившими их формирование, были движения по разломам в результате взаимодействия литосферных блоков и явления проседания в результате подлитосферных перемещений горных масс, связанных с магматизмом и выраженными вулканическими проявлениями.

Определенную роль сыграло распределение офиолитовых зон, предопределивших изостатическое опускание реликтов древней океанской коры относительно соседних объемов континентальной коры и подвижность блоков, ограниченных офиолитовыми зонами, из-за повышенной способности последних к деформации.

Подчиненное значение для образования впадин имело подпруживание древних долин тектоническими поднятиями или вулканическими постройками.

Сравнительно немногие впадины возникли как результат воздействия какого-либо одного фактора — движения по разломам или проседания, свя-

занного с магматизмом. Большинство впадин образовалось при воздействии нескольких факторов.

Выявлена стадийность развития впадин, выраженная режимом осадконакопления. Снизу вверх выделяются стадии развития, характеризующиеся следующими режимами:

- морское осадконакопление;
- озерное осадконакопление с отложением тонкообломочного материала за счет сноса с высоких поднятий;
- озерно-аллювиальное осадконакопление с возрастанием содержания грубообломочного материала за счет сноса с растущих соседних поднятий;
- вовлечение впадин в общее поднятие региона.

Стадии 1–3 разновозрастны в четырех широтных рядах впадин, последовательно омолаживаясь к северу. Важнейшими факторами этого изменения явились рост и расширение к северу Таврского хребта в ходе его надвигания на Аравийскую плиту по сuture Неотетиса.

Первая стадия завершается во впадине Малатья четвертого южного ряда впадин в раннем

миоцене, во впадинах более северного третьего ряда, Хорасанской и Эрзурумской – в среднем миоцене, во впадинах второго ряда, Севанской и Ширакской – в конце среднего–начале позднего миоцена.

Переход от стадии 2 к стадии 3 во впадине Матля приходится на границу миоцена и плиоцена, в упомянутых впадинах третьего ряда – на границу плиоцена и плейстоцена, в Ширакской впадине второго ряда – на гелазий. Во впадинах первого ряда, Лорийской и Верхнеахурянской, стадия 3, вероятно, начинается в раннем калабрии. В Севанской впадине стадия 2 непосредственно продолжается относительным погружением на фоне общего поднятия региона.

Эти эволюционные различия сменяются синхронным вовлечением впадин в общее поднятие региона в конце калабрия–начале среднего плейстоцена. Синхронно проявляются и геодинамические воздействия, связанные с тектоническими изменениями на границе Кавказского региона со Средним и Южным Каспием.

Усиление контрастности вертикальных движений между ними в раннем плиоцене выразилось появлением несогласия и грубообломочных отложений в восточных впадинах, Севанской и Араратской. В конце позднего плиоцена в Севанскую, Ширакскую, Хорасанскую и, возможно, Пасинлерскую и Эрзурумскую впадины проникла ачкагыльская трансгрессия Каспийского моря.

Благодарности. Авторы благодарны рецензентам М.Г. Леонову (Геологический институт РАН (ГИН РАН), г. Москва, Россия) и В.И. Попкову (КубГУ, г. Краснодар, Россия) за полезные комментарии и признательны редактору М.Н. Шуплецовой (Геологический институт РАН (ГИН РАН), г. Москва, Россия) за тщательное редактирование.

Финансирование. Новейшая структура впадин изучалась в рамках бюджетной темы FMMG-2023-0006 Геологического института РАН. Остальные исследования и написание статьи выполнены на средства Российского научного фонда, проект № 22-17-00249, <https://rscf.ru/project/22-17-00249/> в Геологическом институте РАН, г. Москва.

Соблюдение норм научной этики. Авторы заявляют, что не имеют конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Агаджанян А.К., Мелик-Адамян Г.Ю. Мелкие млекопитающие раннего плейстоцена Ширакской котловины Армении // Бюлл. Комис. по изучению четвертичн. периода. 1985. Вып. 54. С. 91–100.
2. Акрамовский Н.Н. Плейстоценовые пресноводные моллюски одного песчаного карьера в окрестностях Ленинакана // Изв. АН ССР. Биол. и сельхоз. науки. 1956. Т. 9. № 1. С. 81–90.
3. Асланян А.Т. Региональная геология Армении. – Под ред. А. Кочаряна. – Ереван: Айпетрат, 1958. 430 с.
4. Багдасарян Г.П., Гукасян Р.Х. Геохронология магматических, метаморфических и рудных формаций Армянской ССР. – Под ред. А.Т. Асланяна. – Ереван: АН АрмССР, 1985. 291 с.
5. Богачев В.В. Материалы к истории пресноводной фауны Евразии. – Под ред. С.А. Ковалевского. – Киев: АН УССР, 1961. 403 с.
6. Габриелян А.А., Буриштар М.С., Толмачевский А.А., Аракелян Р.А., Арзуманян С.К., Мелик-Бархударов К.Б., Тацян А.А. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Араратской котл. овины и смежных районов // Изв. АН ССР. Науки о Земле. № 3. 1967. С. 21–34.
7. Мелик-Адамян Г.Ю. К вопросу о верхней биоэстраграфической границе игнимбритов Касах-Памбакского типа Армении // Изв. НАН АрмССР. Сер. Науки о Земле. 1994. Т. 47. № 3. С. 9–12.
8. Милановский Е.Е. Новые данные о строении неогеновых и четвертичных отложений бассейна оз. Севан // Изв. АН СССР. Сер. Геол. № 4. 1952. С. 110–119.
9. Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. – Под ред. К.А. Гороховой. – М.: Недра, 1968. 484 с.
10. Николаева А.Д., Тесакова Е.М., Фролов П.Д., Тесаков А.С. Остракоды позднего плиоцена Эрзурумского бассейна (Восточная Турция). – Мат-лы LXX сессии Палеонтол. общества РАН. – СПб.: Ин-т Карпинского, Палеонтол. общ-во РАН, 2024. С. 116–117.
11. Саядян Ю.В. Новейшая геологическая история Армении. – Под ред. С.А. Лаухина. – Ереван: Гитутюн, 2009. 357 с.
12. Тесаков А.С., Гайдаленок О.В., Соколов С.А., Фролов П.Д., Трифонов В.Г., Симакова А.Н., Латышев А.В., Титов В.В., Щелинский В.Е. Тектоника плейстоценовых отложений северо-восточной части Таманского полуострова, Южное Приазовье // Геотектоника. 2019. № 5. С. 12–35. <https://doi.org/10.31857/S0016-853X2019512-35>
13. Трифонов В.Г. Коллизия и горообразование // Геотектоника. 2016. № 1. С. 3–24.
14. Трифонов В.Г., Караханян А.С. Геодинамика и история цивилизаций. – Под ред. Ю.Г. Леонова – М.: Наука, 2004. 668 с. (Тр. ГИН. Вып. 585).
15. Челик Х., Трифонов В.Г., Тесаков А.С., Соколов С.А., Фролов П.Д., Симакова А.Н., Шалаева Е.А., Беляева Е.В., Якимова А.А., Зеленин Е.А., Бачманов Д.М. Позднеплиоценовая дельта Гильбертового типа и раннеплейстоценовая перестройка системы речного стока в Эрзурумской впадине, Северо-Восточная Турция // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2023. Т. 31. № 6. С. 161–182.
16. 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., Бачма-

- нов Д.М., Овакимян Г.М. Неотектоника и геологическое строение Севанской межгорной впадины (Армения): новые структурные и палеонтологические данные // Геотектоника. 2023. № 4. С. 103–117.
17. Arger J., Mitchell J., Westaway R. Neogene and Quaternary volcanism of southeastern Turkey. – In: *Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area*. – Ed. by E. Bozkurt, J.A. Winchester, J.D.A. Piper, (Geol. Soc. London Spec. Publ. 2000. V. 173). P. 459–487.
 18. Bakrač K., Koch G., Sremac J. Middle and Late Miocene palynological biozonation of the south-western part of Central Paratethys (Croatia) // *Geologia Croatica*. 2012. V. 65. P. 207–222.
 19. Belyaeva E.V., Lyubin V.P., Trifonov V.G. Decouverte des sites Paleolithique inferieur au Nord de l'Armenie // *L'Anthropologie*. 2019. V. 123. P. 257–275.
 20. Dayan E. Über pleistozane Elefant-Funde im Umland von Erzurum in Ostanatolien. Ein Beitrag zur Fundgeschichte des *Elephas trogontherii* im Becken von Pasinler // *Stutt. Beitr. Natkd. Ser.B: Geol., Paleontol.* 1989. B 147. P. 1–21 (in German).
 21. *Geological Map of Turkey*. – Scale 1 : 500 000. – Sheets: Erzurum (compiled by N. Tarhan), Kars (compiled by N. Akdeniz), Sivas (compiled by T. Bilgiç), Van (compiled by M. Şenel, T. Ercan, (General Direct. Mineral Res. Explor., Ankara, Turkey. 2002).
 22. Çolaki S., Aksoy E., Koçyiğit A., Inceöz M. The Palu-Uluova strike-slip basin in the East Anatolian fault system, Turkey: Its transition from the Palaeotectonic to Neotectonic stage // *Turkish J. Earth Sci.* 2012. V. 21. P. 547–570.
 23. Harzhauser M., Guzhov A., Landau B.M., Kern A.K., Neubauer Th. A. Oligocene to Pleistocene mudwhelks (Gastropoda: Potamididae, Batillariidae) of the Eurasian Paratethys Sea – diversity, origins and mangroves // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 2023. V. 30. Art.111811.
<https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2023.111811>
 24. Herece E. Atlas of the East Anatolian Fault, (General Direct. Mineral Res. Explor. (MTA), Ankara, Turkey. Spec. Publ. Ser. 2008), 359 p.
 25. Irrlitz W. Lithostratigraphie und tektonische Entwicklung des Neogens in Nordostanatolien. (Känozoikum und Braunkohlen der Türkei. 6.) // *Beihefte zum Geologischen Jahrbuch* 1972. T. 120. P. 74–77 (in German).
 26. Işık N.Ya, Saraç G., Ünay E., de Bruijn H. Palynological analysis of Neogene mammal sites of Turkey – vegetational and climatic implications // *Bull. Earth Sci. Appl. Res. Cent. Hacettepe Univ.* 2011. V. 32. №2. P. 105–120.
 27. Karakhanian A., Djarbashian R., Trifonov V., Philip 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. V. 113. №1–2. P. 319–344.
 28. Kaymakci N., Ünceöz M., Ertepinar P. 3D-Architecture and Neogene evolution of the Malatya basin: Inferences for the kinematics of the Malatya and Ovacık fault zones // *Turkish J. Earth Sci.* 2006. V. 15. P. 123–154.
 29. Leo G.W., Marvin R.F. Mehnert H.H. Geologic framework of the Kuluncak–Sofular area, East-Central Turkey and K–Ar ages of igneous rocks // *GSA Bull.* 1974. V. 85. P. 1785–1788.
 30. Lithological-paleogeographic maps of Paratethys. – Ed. by S.V. Popov, F. Rogl, A.Y. Rozanov, F.F. Steininger, I.G. Shcherba, M. Kovac. (CFS Cour. Forschungsinstitut Senckenberg, Bd. 250). Stuttgart: E.Schweizerbat'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele u. Obermiller), 2004. 46 p.
 31. 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.
 32. Sançar T., Zabcı C., Akçar N., Karabaçak V., Yeşilyurt S., Yazıcı M., Serdar Akyüz H., Öztüfekçi Önal A., Iy-Ochs S., Christl M., Vockenhuber C. Geodynamic importance of the strike-slip faults at the eastern part of the Anatolian Scholle: Inferences from the uplift and slip rate of the Malatya fault (Malatya-Ovacık fault zone, Eastern Turkey) // *J. Asian Earth Sci.* 2020. V. 188. 104091.
<https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2019.104091>
 33. Sancay, R.H. Bati, Z., Isik, U., Kirici, S., Akca, N. Palynomorph, foraminifera and clacareous nannoplankton biostratigraphy of Oligo–Miocene sediments in Mus basin, Eastern Anatolia, Turkey // *Turkish J. Earth Sci.* 2006. Vol.15. No. 3. P. 259–320.
 34. Şaroğlu F. Age and offset of the North Anatolian fault // *METU J. Pure Appl. Sci.* 1988. V. 21. No.1–3. P. 65–79.
 35. Şaroğlu F., Emre O., Kuşçu İ. The East Anatolian fault zone of Turkey // *Ann. Tecton. Spec. Iss.* 1992. V. 6. P. 99–125.
 36. Şaroğlu F., Yılmaz Yu. Geological evolution and basin models during neotectonic episode in the Eastern Anatolia // *Bull. Mineral Res. Explor. (Turkey)*. 1986. V. 107. №107. P. 70–93.
 37. Schutt H. Altpleistozane Mollusken im Becken von Pasinler bei Erzurum, Turkei // *Geol. Palaeont.* 1997. V. 31. P. 275–284 (in German).
 38. Seyrek A., Westaway R., Pringle M., Yurtmen S., Demir T., Rowbotham G. Timing of the Quaternary Elaz volcanism, Eastern Turkey, and its significance for constraining landscape evolution and surface uplift // *Turkish J. Earth Sci.* 2008. V. 17. P. 497–541.
 39. 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 Int.* 2019. V. 509. P. 41–61.
 40. Simakova A.N., Tesakov A.S., Celik 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 Akchaglyian brackish-water

- basin during the terminal Late Pliocene // *Quaternary Int.* 2021. V. 605–606. P. 329–348.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2021.01.020>
41. 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 NW Armenia, Southern Caucasus // *Palaeontol. Electron.* 2019. V. 22. № 2. P. 1–39.
<https://doi.org/10.26879/916,25A>
 42. Trifonov V.G., Bayraktutan M.S., Karakhanian A.S., Ivanova T.P. The Erzincan earthquake of March 13, 1992 in Eastern Turkey: tectonic aspects // *Terra Nova.* 1993. V. 5. P. 184–189.
 43. Trifonov V.G., Çelik H., Simakova A.N., Bachmanov D.M., Frolov P.D., Trikhunkov Ya.I., Tesakov A.S., Titov V.V., Lebedev V.A., Ozherelyev D.V., Latyshev A.V., Sychevskaya E.K. Pliocene – early Pleistocene history of the Euphrates valley applied to late Cenozoic environment of the northern Arabian Plate and its surrounding, eastern Turkey // *Quat. Int.* 2018. V. 493. P. 137–165.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2018.06.009>
 44. Trifonov V.G., Lyubin V.P., Belyaeva E.V., Lebedev V.A., Trikhunkov Ya I., Tesakov A.S., Simakova A.N., Veselovskiy 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 Int.* 2016. V. 420. P. 178–198.
 45. 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 Int.* 2020. V. 546. P. 229–244.
 46. 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 Kh. Geological and biotic context of the Plio–Pleistocene evolution of the Caucasus–Caspian Region (Akchagylian transgression) // *Quaternary Int.* 2024. Vol. 686–687. P. 120–141.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2023.03.011>
 47. Unay E., de Bruijn H. Plio–Pleistocene rodents and lagomorphs from Anatolia // *Mededelingen Nederlands Instituut Voor Toegepaste Geowetenschappen TNO.* 1998. V. 60. P. 431–466.
 48. Ünay E., De Bruijn H. Saraç G. A preliminary zonation of the continental Neogene of Anatolia based on rodents. – In: *Distribution and Migration of Tertiary Mammals in Eurasia.* – Ed. by J.W.F. Reumer, W. Wessels, Rotterdam: DEINSEA (Annual of the Natural History Museum). 2003. V. 10. P. 539–547.
 49. Vasilyan D., Schneider S., Bayraktutan M.S., Şen Ş. Early Pleistocene freshwater communities and rodents from the Pasinler Basin (Erzurum Province, northeastern Turkey) // *Turkish J. Earth Sci.* 2014. Vol. 23. P. 293–307.
 50. Westaway R. Kinematic consistency between the Dead Sea fault zone and the Neogene and quaternary left-lateral faulting in SE Turkey // *Tectonophysics.* 2004. V. 391. № 1–4. P. 203–237.
 51. Young J.R. Neogene. – In: *Calcareous Nannofossil Biostratigraphy.* – Ed. by P.R. Brown, (Chapman & Hall, Berlin, Germany, British Micropalaeontol. Soc. Publ. Ser. 1998), P. 225–265.
 52. Consortium for Spatial Information (CGIAR-CSI), SRTM 90m Digital Elevation Database v4.1, 2017. Available from: <http://srtm.csi.cgiar.org/> (Accessed March 10, 2010).

Comparison of Neotectonic Intermontane Basins of Northern Armenia and Eastern Türkiye

V. G. Trifonov^{a, *}, A. S. Tesakov^a, A. N. Simakova^a, H. Çelik^b, P. D. Frolov^a,
 D. M. Bachmanov^a, Ya. I. Trikhunkov^a

^aGeological Institute, Russian Academy of Sciences, bld. 7, Pyzhevsky per., 119017 Moscow, Russia

^bFirat University, Engineering Faculty, Department of Geological Engineering, 231119 Elazığ, Türkiye

*e-mail: trifonov@ginras.ru

The results of comparative analysis of the structure and history of the Neogene-Quaternary development of 18 intermontane basins in Northern Armenia and Eastern Türkiye are presented. The research is based on expeditionary work carried out by the authors in 2012–2023, and supplemented by published materials from other researchers. Palaeontological, magnetostratigraphic and radioisotope data on the stratigraphy of the basins are analyzed. The comparison made it possible to identify four stages of basin development, expressed by the nature of sedimentation: (i) marine sedimentation; (ii) predominantly lacustrine accumulation of fine-grained clastic material transported from low uplifts; (iii) lacustrine-alluvial sedimentation with a significant proportion of coarse material carried down from neighboring uplifts; (iv) involvement of the basins in the total rise of the region, which in most depressions is expressed by increased incision of watercourses into previously emerged landforms, and in the Sevan depression is combined with ongoing lacustrine-alluvial sedimentation.

A consistent rejuvenation of stages (i)–(iii) of the basin development in the northern direction is revealed. It is caused with the growth and expansion to the north of the uplift of the Taurus Ridge in the process of

its thrusting onto the Arabian Plate. At the same time, the development of the basins revealed the impact of tectonic events in the Middle and South Caspian. It was expressed in the Early Pliocene by the unconformity and the appearance of coarse clastic rocks, reflecting the increasing contrast of vertical movements between the Caucasian and Caspian regions, and at the end of the Late Pliocene by the penetration of waters of the Akchagylian transgression of the Caspian Sea into some basins. These features of the development of the basins did not depend on differences in their origin, which was determined by the influence of several factors. Among them, the main ones were movements on faults as a result of the interaction of lithospheric blocks and subsidence, caused by movements of sublithospheric masses, expressed by volcanism. Secondary roles were played by the behavior of the ophiolitic substrate and the tectono-volcanic damming of river valleys.

Keywords: tectonic development, zones of active faults, volcanic fields, origin of intermountain basin, the Neogene–Quaternary stratigraphy