

ТЕРРИТОРИЯ АРМЕНИИ В НЕОГЕНЕ И НАЧАЛЕ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

© 1998 г. Ю. В. Саядян

Институт геологических наук НАН РА

375019 Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения

Поступила в редакцию 12.02.97.

В статье изложена история геологического развития территории Армении в неогене и начале четвертичного периода, которая подразделяется на три основных геолого-тектонических этапа: миоплиоценовый, позднеплиоценовый и эоплейстоценовый, границы между которыми являются важнейшими стратиграфическими рубежами.

Для изучения неогена территории Армении ключевыми являются разрезы, расположенные в межгорных впадинах – Араратской, Севанской, Ширакской. Эти впадины развивались как остаточные от отмирающих геосинклинальных прогибов и были заполнены мощными молассами, в том числе глинисто-песчанистыми, известняковыми, пестроцветными гипсоносно-соленосными толщами верхнего олигоцена, миоцена, плиоцена и антропогена, суммарной мощностью свыше 5500 м (в пределах Араратской впадины). Под этим комплексом кайнозойских пород вскрыт эопалеозойский метаморфический фундамент [3,10,17].

Так, складчатость впадин в миоцене привела к образованию ряда антиклинальных и синклинальных структур антикавказского простирания. Они образовались в позднеорогенную стадию развития Малого Кавказа под влиянием тектонических усилий, действовавших в общекавказском направлении.

В разрезе одной из таких структур – Разданской антиклинали развиты морские отложения разданской свиты, представленные глинами и песчаниками, включающими прослой мактровых и гастроподовых ракушечников, оолитовых известняков, горючих сланцев. Свита содержит типичные представители верхнесарматской фауны (*Mastra caspia*, *M. palivkini* и др. [3,10]).

Верхнесарматские отложения обнажаются и в Севанской впадине, в ядре Норадузской антиклинали (арцвакарская свита) [10,15] и вскрыты буровыми скважинами как в Севанской, так и Ширакской впадинах. В прибрежной части оз.Севан в скважине глубиной до 1200 м встречено большое количество *Cyprideis sarmatica*, а в одной из них зубы *Hipparion mediterraneum*, относимые к верхнему сармату [4].

По данным палеомагнитных исследований [18], верхи сармата Армении характеризуются прямой полярностью. В геохронологической шкале миоцена, предложенной В.А.Зубаковым [11], конец сармата совпадает с последним температурным оптимумом, датируемым по совпадению с кровлей магнитной аномалии в 9,65-9,5 млн.лет.

Стратиграфически выше отложений верхнего сармата, на его эродированной поверхности и поверхности более древних отложений налегают отложения вохчабердской свиты мэотис-понтического возраста [2]. Свита представлена вулканогенной молассой, сложенной грубообломочными вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами, в основном андезитовыми туфобрекчиями, агломератовыми туфами, туфоконгломератами,

реже туфопесчаниками, пемзово-пепловыми лахаровыми образованиями. Стратотипический разрез свиты расположен в пределах Вохчабердского хребта. В удалении от этого хребта, на юго-западном побережье оз. Севан вулканогенно-осадочные отложения в нижней части сменяются морскими, представленными мшанковыми биогермами из колоний *Metabairroga*, которые идентифицируются [5] с таковыми, известными из капканского горизонта мэотиса Черноморского бассейна. В разрезе нижней части свиты имеются туфогенные глины и песчаники, туффиты, являющиеся (по А.А.Габриеляну [10]) продуктами размыва подстилающих верхнесарматских отложений. Они образуют моноклиналную складку, где андезитовые туфобрекчии собственно вохчабердской свиты залегают на туфогенные отложения без стратиграфического перерыва и тектонического несогласия.

Таким образом, вохчабердская свита, максимальная мощность которой более 500 м, по литофациальным признакам подразделяется на нижнюю – вулканогенно-осадочную и осадочную, формировавшуюся, вероятно, в лагунно-морских условиях Понто-Каспийского бассейна, и верхнюю – вулканогенно-обломочную (собственно вохчабердскую), образовавшуюся в наземных и наземно-озерных условиях. Мшанковые биогермы дают возможность нижнюю часть свиты отнести к мэотису.

На основании изотопно-хронологических исследований и с учетом биостратиграфических данных абсолютный возраст вохчабердской свиты устанавливается в 5,15 млн. лет [5], что соответствует понту. Следует отметить, что определению абсолютного возраста подвергались породы верхней – собственно вохчабердской свиты, которую и следует отнести к понту. Породы собственно вохчабердской свиты имеют обратную палеомагнитную полярность, которая расположена в начале палеомагнитной эпохи Гильберт [18].

Вохчабердская свита имеет довольно широкое распространение, она прослеживается по Малому Кавказу, Анатолии и Ирану и входит в неовулканический пояс Малой Азии [7].

К понтическому ярусу относится и цахкуняцкая свита субщелочных андезитов и андезито-дацитов, развитая в пределах Памбакского и Цахкуняцкого хребтов, Абул-Самсарского вулканического комплекса и других районов Армении. По данным группы исследователей, радиометрический возраст этих вулканитов составляет 5,0 млн. лет.

К мэотису-понту относится мегринская угленосная свита, развитая в юго-восточной части Армении. Эта свита сопоставляется [3,10] с лигнитовой свитой, подчиненной вулканогенной толще Северного Ирана, из которой известны остатки *Hipparion*, относимые [26] к мэотису-понту. В этой свите А.Л.Тахтаджян [24] обнаружил вечнозеленую и листопадную флору, которая относится к переходному периоду от верхнего миоцена к плиоцену. С мегринской свитой сопоставляется также и джаджурская угленосная свита, развитая на севере Ширакской впадины.

Предмэотические тектонические движения альпийской геосинклинальной области привели к полной изоляции морского Понто-Каспийского бассейна от Мирового океана [14]. Обширное сарматское озеро-море, занимавшее всю территорию современных Черного и Каспийского морей, Панонскую равнину, Предкавказье и все Закавказье, постепенно сокращалось. Мегантиклинорий Малого Кавказа вступил в новый этап тектонической активности – сводового поднятия и бурного вулканизма. Поднималась и Среднеараксинская депрессия, что обусловило регрессию верхнесарматского моря. В мэотическое время, после кратковременного восстановления связи с Мировым океаном, Понто-Каспийский бассейн вновь превратился в огромный внутренний водоем, который в Армению прони-

КОРРЕЛЯЦИОННАЯ И ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКАЯ СХЕМА НЕОГЕНОВЫХ И НИЖНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ АРМЕНИИ

Система	Отдел	Ярус	Свита	Подсвита	Предпол. геохронол. шкала	Палеомагн. шкала	ЛИТОЛОГИЯ			ФАУНА	ФЛОРА	Каспийский бассейн [по 1,11,13,14,17,25]						
							Осадочные отложения	Вулканические породы и их К/Аг даты	мошн. в м									
ЧЕТВЕРТИЧНАЯ	ЭОПЛЕЙСТОЦЕН	АПШЕРОНСКИЙ	Верхний	Наклонные равнины и террасы (170-180м)	Минджеванская	1.64	МАТУЯМА	Аллювиальные отложения	Пароксизм кислого вулканизма (туфо-игнимбритовых масс)	до 20 (вулк.) 1-70 (осад.)	Dreissena, Micromelania, Neritina, Bythinia aff. tentaculata L., Melania ex gr. rhodensis Bük., Pisidium cf. amnicum Müll., Valvata sp.	Позднеапшеронская трансгрессия						
				Верхи Ширакской, Араратской, Севанской, Сиснанской и других	Нораванская Татевская	1.66		Озерные и озерно-аллювиальные отложения переуглубленных межгорных впадин	Лавовые потоки, пирокластические породы Покровные долеритовые базальты и андезито-базальты - "верхние", 1,5 млн. лет	до 300	Аlnus, Betula, Corulus, Carpinus, Quercus, Ulmus, etc.	Регрессия						
			Нижний	Верхнегорисская	Осадочно-вулканогенные отложения, 1,4 млн. лет	до 250		Раннеапшеронская трансгрессия										
				Горисская	Аллювиально-продювиальные отложения													
			Нижнегорисская	Осадочно-вулканогенные отложения, 1,6 млн. лет														
			НЕОГЕНОВАЯ	ПЛИОЦЕН	АКЧАГЫЛЬСКИЙ	Верхний		Низы Ширакской Араратской, Севанской и других	Верхнеширакская	2.43	ТАУСС	Озерные и озерно-аллювиальные отложения переуглубленных межгорных впадин	Покровные долеритовые базальты и андезито-базальты - "нижние", 2,47 млн. лет	10-50 (вулк.) 200 (осад.)	Dicerorhinus etruscus (Falc.), Equus sp. (cf. stenorhinus), Hipparion sp., Putorius sp., Bos trochoceros sp., Lepus sp., Gerbillus sp.	Cardium dombra, Cardium nikitini, Avimactra Subcaspia	Decrease role broad leaveds, Appearance Pinus and Betula	Регрессия Позднеакчагыльская трансгрессия
															Нижний	Нижнеширакская	Вулканогенно-обломочные породы, 3,2 млн. лет	Cardium dombra, Mactra radiiferum, Micromelania, Potamides caspius
						Верхнеакеринская		3.32	Озерно-аллювиальные вулканогенные породы			30	Балаханский бассейн					
														Нижнеакеринская	4.8	ГИЛЬБЕРТ	Озерные, озерно-аллювиальные и аллювиальные отложения Валуно-галечные отложения	Пирокластические породы
						Понтич. чешский		Верхневохчабердская (собственно-вохчабердская)	7.1			Осадочные и вулканогенные молассы, лигниты	Вулканогенно-осадочные породы	500 (вулк.) 3000 (осад.)				
Мзотич. ский	Нижневохчабердская	9.3					Морские отложения								СВОДОВОЕ ПОДНЯТИЕ И АКТИВНЫЙ ВУЛКАНИЗМ			
						Верхний		Разданская	Морские отложения: глины и песчаники, включающие прослой мактровых и гастроподовых ракушечников, оолитовых известняков и горючих сланцев			Mactra caspia Eichw., M. bulgarica Toula., M. nalivkini Koles., M. crassicolis Sinz., M. Sinzovi Pavl., and Melanopsis sp., Sinanodonta vescoiana arziana Bog.	Ficus zangae Polib., Salix varians Goepp., Juglans acuminata Al. Br., Carya billica Ung., Persea Princeps Heer., Acer trilobatum Sternb., Robinia regelii Heer., Diospyros brachysepala Al. Br., Quercus cf. elaena Ung., Laurus Primigenia Ung., Zelkova ungerii Ett., Podogonium Knorrii Heer., etc.	Понто-Каспийский бассейн				
Арцавакарская	11.3	Nitscheina (Membranipora) Kischenevensis n. sp., Hydrobia sp., Syprideis sarmatica Zal., Candonella Schubinal Mand., Limnocythere suzini sp., etc., and Hipparion mediterraneum.																

кал, по-видимому, в виде заливов и лагун. Понтическое озеро-море нижнего плиоцена было последним бассейном, связывающим воедино Черноморскую и Каспийскую впадины. Разрыв произошел во второй половине понтического века [16]. В начале понта море уже окончательно покинуло территорию Армении и здесь установился континентальный режим. Существовали остаточные от морского бассейна озера, в которых накапливались вулканогенные, вулканогенно-осадочные и лигнитовые отложения.

Понтическое время геологического развития Малого Кавказа характеризуется длительной денудацией рельефа в период ослабления тектонической активности и стабилизации базиса эрозии. В этот период была сформирована регионально выраженная в осевых частях Малого Кавказа денудационная поверхность, в литературе именуемая основным пенепленом Малого Кавказа [7]. Этот пенеплен имеет ныне заметно волнистую поверхность, деформированную, несомненно, тектоническими движениями более позднего времени. Высота пенеплена в зоне внутренних хребтов Малого Кавказа достигает над тальвегами рек 1000-1400 м и сильно уменьшается в направлении к рр. Аракс и Кура. Пенеплен оформился после замыкания Кура-Араксинских верхнемиоценовых и нижнеплиоценовых прогибов. Эрозия была довольно значительной, продукты выветривания которой представлены довольно мощным (более 3300 м) глинисто-песчаным комплексом пород с прослоями гравелитов и конгломератов, слагающих продуктивную (нефтегазоносную) толщу Апшеронского полуострова, Кобыстана, акватория центральной части Каспия и Западно-Туркменской низменности.

В пределах межгорных впадин Армении значительная часть мезотических и понтических отложений уничтожена последующей эрозией, а в придонных участках — почти весь миоцен, причем главным образом в середине нижнего плиоцена (понте).

В конце нижнего плиоцена темп воздымания мегантиклинория Малого Кавказа резко усилился. На рубеже бабаджанского и балаханского веков произошло катастрофическое опускание (до 500 м) уровня Каспия — главного базиса эрозии большинства рек Армении [13, 17, 25]. По данным В.А. Зубакова [11], этот рубеж датируется 4,7 млн. лет назад. Наступила новая фаза эрозионного, на сей раз глубинного развития рельефа, которая в литературе называется предакчагыльской. Были определены основные направления главных речных долин, которые в основном приурочены к линиям разрывных нарушений. Заметно усилилась вулканическая деятельность. Углубление долин было столь энергичным, что этот процесс не могли приостановить или даже в какой-то мере ослабить пересекавшие речные долины зоны поднятий, например, на Араксе — Араратская, Волчьеворотская, Джульфинская, Южно-Сюникская и др. Палео-Аракс пропилил их антецедентно, образуя глубокие ущелья.

С начала позднего плиоцена (акчагыла) развитие рельефа происходило циклично. Заполнение древних речных долин и эрозионных межгорных впадин осадками представляется как чередование фаз аккумуляции и размыва. Аккумуляция явилась доминирующим процессом, при котором чередовались аллювиальные, озерные и вулканогенные фации. Наиболее древние переуглубленные в предакчагыльском рельефе долины в наиболее глубоких их частях заполнены валунно-галечным аллювием. В целом днища впадин, по данным многочисленных буровых скважин и геофизики, были заполнены толщей озерных, озерно-аллювиальных и аллювиальных осадков, возраст которых определяется довольно уверенно — они заполняют эрозионную сеть, выработанную в раннеплиоценовом рельефе в предакчагыльское время, и перекрываются долеритовыми базальтами и

андезито-базальтами акчагыльского возраста.

В Ширакской впадине одна из скважин вскрыла озерную толщу, содержащую богатую конхилиофауну акчагыльского облика Каспийского бассейна. В интервале глубин 188,0-105,0 м Н.Н.Акрамовский определил типично акчагыльские представители родов *Cardium dombra*, *Mastra radiiferum*, *Micromelania*, *Potamides caspius*, являющиеся руководящими [1,12] для нижнего акчагыла, а в интервале глубин 82,0-70,0 м — *Cardium dombra*, *Cardium nikitini*, *Avimactra subcaspia*, а также пресноводную фауну дрейссен, гастропод, унио, валвата, характерные для верхнего акчагыла Каспийского бассейна.

Неудивительно, что в Ширакской впадине имеются акчагыльские морские эмигранты. Они обладали большой миграционной способностью и могли проникнуть туда из Каспия по гидрографической сети. Думать о том, что акчагыльское море доходило до Армении, не приходится, ибо на Малом Кавказе морские акчагыльские отложения отсутствуют.

По данным спорово-пыльцевого анализа образцов из керна указанной скважины, выполненного Э.В.Алешинской, в интервале глубин 188,0-105,0 м содержится пыльца таких сравнительно влаголюбивых и теплолюбивых растений, как бук, липа, каштан, дзельква, плющ; отмечается примесь сухолюбивых (гранат, кизил, терн и др.). То есть ландшафт Ширакского региона в раннем акчагыле представлял собой род субтропических саванн с теплым климатом, жарким и довольно сухим летом, мягкой зимой. Такая ландшафтная обстановка могла существовать при низменном рельефе Ширакского региона с невысокими горными хребтами, позволяющими свободный влагообмен во всем Закавказье, а, следовательно, с близкими ландшафтными условиями в отдельных регионах.

Выше по разрезу скважины (105,0-70,0 м) в отложениях верхнего акчагыла отмечается сокращение пыльцы древесных растений, уменьшение роли широколиственных и появление сосны и березы, что указывает на сильную гумидизацию и похолодание климата данной области.

На акчагыльскую озерно-аллювиальную свиту залегают покровные долеритовые базальты и андезитовые базальты, являющиеся нижней составной частью новейших вулканических образований Армении. Эти лавы составляют полигенный покров, состоящий из серии одноактных лавовых излияний, сформировавшихся в лавовый покров, мощность которого в Приереванском районе достигает 200 м. Они в виде маркирующего горизонта слагают обширные территории в пределах Армянского вулканического нагорья. Излияние этих лав в основном носило ареальный характер и были связаны с вулканами Арагац, Арарат, Араилер, Гегам и др. Возраст долеритовых базальтов по К/Аг составляет $2,47 \pm 0,17$ млн лет [9], палеомагнитная полярность отрицательная [6,18,23], что позволяет отнести их к нижней границе палеомагнитной эпохи Матуяма.

В Приереванском районе (сел.Нурнус) акчагыльские долеритовые базальты перекрыты нурнусской озерно-диатомитовой свитой [6,7], в которой обнаружена фауна крупных млекопитающих: *Dicerorhinus etruscus* (Falc), *Equus sp.* (cf. *stenonis*), *Hipparion sp.*, *Putorios sp.*, *Bos trochoceros sp.*, *Lepus sp.*, *Gerbillus sp.*, *Mustella filholi* Gaud. [3,10], сопоставляемая с известным в устьевой части р.Дон верхнеплиоценовым хапровским комплексом [7].

В результате новой активизации тектонических движений в конце акчагыла и поднятия уровня Каспия (до -125 м), начался новый — предэоплейстоценовый (предапшеронский) эрозионный цикл развития рельефа Малого Кавказа [11,13,17]. Происходило вторичное интенсивное откапывание (переуглубление) древней речной сети и образование новых долин. В апшероне темп тектонических движений несколько ослабел в

результате стабилизации базиса эрозии. Переуглубленные долины заполнились новыми — апшеронскими озерными, озерно-аллювиальными и аллювиальными отложениями. В межгорных впадинах формировались предгорные наклонные равнины и террасы со средней относительной высотой 170-180 м. Они регионально прослеживаются по предгорьям Малого Кавказа. Одна из таких террас хорошо выражена в Араратской и Ширакской впадинах, где она залегает на эрозионной поверхности акчагыльской озерной толщи и долеритовых базальтах и перекрывается ниже-среднеплейстоценовой озерной толщей, в верхней части которой известна фауна млекопитающих гюмрийского (=ленинаканского, сингильского в Нижнем Поволжье) среднеплейстоценового фаунистического комплекса (*Mammuthus trogontherii* Pohl., *Palaeoloxodon antiquus*, *Dicerorhinus kirchbergensis* (=mercki, Jager), *Camelus Knoblochi* Nehr., *Bos primigenius* Boj., *Bos trochoceros* Meyer., *Equus* sp., *Cervus* sp.) [21,22]. Кроме того, в верхнюю часть этой озерной толщи врезана 22-25-метровая аллювиальная терраса р.Раздан, в которой открыт череп "разданского человека" — палеоантропа, относимого ко времени 270-250 тыс. лет [8].

Апшеронская 170-180-метровая терраса фрагментарно прослеживается вдоль Аракса в Нахичеванской и Карабахской впадинах и имеет разные названия (среднеараксинская, норашенская, акеринская, минджеванская и др.). В устьевых частях рек Воротан и Аракс, где терраса именуется минджеванской, встречена солоноватая фауна моллюсков: *Dreissena*, *Micromelania*, *Neritina* и др., по К.Н.Паффенгольцу [19], относящаяся к верхнему апшерону. Здесь же В.Е.Хаин обнаружил пресноводную фауну: *Bythinia* aff. *tentaculata* L., *Melania* ex gr. *rhondensis* Bük., *Pisidium* cf. *amnicum* Müll., *Valvata* sp., которая была отнесена к апшерону [3] или к верхнему апшерону [17].

Эта апшеронская терраса к юго-востоку в пределах Нижнекуринского прогиба переходит в слабо наклонную в сторону оси прогиба равнину, в которой выработана серия более молодых террас. По бассейнам рек Арпа, Воротан, Акера галечные образования этой террасы прослеживаются в водораздельные части Зангезурского, Баргушатского, Варденисского хребтов, развиты на Карабахском нагорье, где переходят в реликты древнего ледникового рельефа "с остатками моренных отложений", что позволяет некоторым исследователям [13,17] отнести их к водно-ледниковому происхождению. Аналогичные галечные образования развиты и на Большом Кавказе в пределах Кусарской наклонной равнины, которые И.Ф.Пустовалов [20] выделил в кусарскую свиту и датировал апшероном.

Апшеронский возраст галечных образований 170-180-метрового уровня наклонных равнин и террас предгорий Малого и Большого Кавказа доказывается бесспорно. Разногласия у исследователей вызывает генезис этих отложений. Одни признают их ледниковое происхождение, другие считают их селевыми, гравитационными или аллювиальными образованиями. Однако, четко выраженный аллювиально-террасовый и наклонно-равнинный характер этих образований, регионально прослеживаемый по предгорьям и долинам рек в водораздельные части Малого и Большого Кавказа и переход в водноледниковые и моренные отложения, говорит об их ледниковом происхождении, т.е. об апшеронском горном оледенении. Е.Е.Милановский [16] установил апшеронский возраст второго плиоценового (чегемского) оледенения Большого Кавказа и флювиогляциальный характер валунно-галечных отложений Кусарского плато, которые, несомненно, синхронны таковым предгорий Малого Кавказа.

Апшеронские наклонные равнины и террасы долин Аракса и Куры являются репером в стратиграфической схеме верхнего плиоцена-плейстоцена, который дополняет спектры более молодых и более древних террас,

прорезающих хребты Малого Кавказа.

Отмечу, что в соответствии с решением (в 1985г.) Международного союза геологических наук, граница между неогеном и четвертичной системой проходит над верхней кромкой олдувейского эпизода (с возрастом 1.64-1.66 млн.лет) палеомагнитной эпохи Матуяма, чего придерживаюсь и я.

Работа выполнена в рамках темы 96-135, финансируемой из госбюджета Республики Армения.

ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՏԱՐԱԾՔԸ ՆԵՈԳԵՆՈՒՄ ԵՎ ՉՈՐՐՈՐԴԱԿԱՆ ԺԱՄԱՆԱԿԱՇՐՋԱՆԻ ՍԿՁԲՈՒՄ

Յու. Վ. Սայադյան

Ա մ փ ր ո փ ո լ մ

Համառոտ շարադրված են Հայաստանի տարածքի երկրաբանական զարգացման պատմությունը նեոգենում և չորրորդական ժամանակաշրջանի սկզբում, որը ստորաբաժանվում է երեք հիմնական երկրաբանական-տեկտոնական փուլերի՝ միոպլիոցենյան, ուշ պլիոցենյան և էոպլեյստոցենյան, իսկ նրանց միջև ընկած սահմանները ունեն կարևորագույն ստրատիգրաֆիական նշանակություն:

THE TERRITORY OF ARMENIA IN THE NEOGENE AND BEGINNING OF THE QUATERNARY

Yu. V. Sayadyan

A b s t r a c t

The paper describes the history of geological evolution of the territory of Armenia in the Neogene and the beginning of the Quaternary. The evolution is divided into three basic geological and tectonic phases: Miopliocene, Late Pliocene and Eopleistocene, with the interfaces between them being very important stratigraphic boundaries.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ализаде А.А., Пашалы Н.В., Мамедов А.В., Федоров П.В. Азербайджан. В кн.: Граница между неогеновой и четвертичной системами в СССР. М.: Наука, 1987, с.89-95.
2. Асатрян В.П., Саркисян О.А., Саядян Ю.В., Мовсесян М.А. Строение и условия формирования вохчабердской вулканогенно-осадочной свиты в пределах Армянской ССР. — Уч. зап. Ергосунта, естеств. науки, 1978, 3(139), с.78-88.
3. Асланян А.Т. Региональная геология Армении. Ереван: Айпетрат, 1958, 430 с.
4. Асланян А.Т. Проблема происхождения озера Севан в свете современных данных. — Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1979, №3, с.3-10.
5. Асланян А.Т., Багдасарян Г.П., Габуня Л.К., Рубинштейн М.М., Схиртладзе Н.И. Радиометрические возрасты неогеновых вулканогенных образований Грузинской ССР, Армянской ССР и части Нахичеванской АССР. — Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1982, т. XXXV, №1, с.3-24.
6. Асланян А.Т., Минасян Дж.О., Саядян Ю.В. Палеомагнитная характеристика вулканических пород и озерных отложений района селения Нурнус. — В сб.: Вопросы геологии четвертичного периода Армении. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1983, с.40-44.

7. Асланян А.Т., Саядян Ю.В. Основные черты новейшей истории геологического развития Армении. Сводный путеводитель экскурсий 010. 102, XXVII сессии Международного геологического конгресса. Ереван, 1984, 101 с.
8. Асланян А.Т., Саядян Ю.В., Харитонов В.М., Якимов В.П. Открытие черепа древнего человека в Ереване. – Вопросы антропологии, 1979, №60, с.38-51.
9. Балог Кадош, Багдасарян Г.П., Карапетян К.И., Печкаи Золтан, Арва-Шаш Ержебет, Гукасян Р.Х. Первые К-Аг изотопные датировки верхнеплиоценовых и четвертичных вулканических пород Армении. – Изв. АН Армении, Науки о Земле, 1990, №2, с.25-35.
10. Габриелян А.А. Палеоген и неоген Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1964, 299 с.
11. Зубаков В.А. Глобальные климатические события неогена. Л.: Гидрометиздат, 1990, 223 с.
12. Зубаков В.А., Борзенкова И.И. Палеоклиматы позднего кайнозоя. Л.: Гидрометиздат, 1983, 216 с.
13. Кожевников А.В., Милановский Е.Е., Саядян Ю.В. Очерк стратиграфии антропогена Кавказа. Ереван-Ленинград: Изд. АН АрмССР, 1977, 82 с.
14. Марков К.К., Лазунов Г.И., Николаев В.А. Четвертичный период. Том II. М.: Изд. МГУ, 1965, 435 с.
15. Милановский Е.Е. Новые данные о строении неогеновых и четвертичных отложений бассейна оз.Севан. – Изв. АН СССР, серия геологич., 1952, №4, с.110-119.
16. Милановский Е.Е. Основные вопросы истории древнего оледенения Центрального Кавказа. В кн.: Проблемы геологии и палеогеографии антропогена. М.: Изд. МГУ, 1966, с.78-91.
17. Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. М.: Изд. "Недра", 1968, 483 с.
18. Минасян Дж., Караханян А.К. Геомагнитное поле в Армении в кайнозое. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1986, 169 с.
19. Паффенгольц К.Н. Постплиоцен. – В кн.: Геология Армянской ССР, том II, Стратиграфия, Изд. АН АрмССР, 1964, с.382-414.
20. Пустовалов И.Ф. О возрасте покровных галечников Кусарской наклонной равнины. – В кн.: Гидрогеология, Сборник 3, Москва-Грозный-Новосибирск, 1934, с.26-33.
21. Саядян Ю.В. О стратиграфическом положении и палеогеографическом значении фауны млекопитающих ленинканского фаунистического комплекса (Армения). – Бюлл. Комиссии по изуч.четверт.периода, 1970, №37, с.45-53.
22. Саядян Ю.В. Значение Ширакского опорного разреза для стратиграфии и палеогеографии плейстоцена Закавказья. – Бюлл. Комиссии по изуч. четверт. периода, 1972, №39, с.36-39.
23. Саядян Ю.В. Верхнеплиоценовые и четвертичные образования Армении и граница между ними. – В кн.: Граница между неогеновой и четвертичной системой в СССР. М.: Наука, 1987, с.80-89.
24. Тахтаджян А.Л. Ископаемая флора с рудной площади Агарака в Мегринском районе Армянской ССР. – Ботанический журнал, 1956, т.41, №5, с.24-30.
25. Хаин В.Е., Леонтьев В.В. Основные этапы геотектонического развития Кавказа. – Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, 1950, части I-II, вып.3-4, с.46-51.
26. Rieben H. Contribution a la geologie de L'Azerbaidjan Persien. Bull. Soc. Neuch. Sc. nat., vol.59, 1934.