

© Ю. В. САЯДЯН

ОСНОВНЫЕ ВОПРОСЫ НЕОТЕКТОНИКИ МАЛОГО КАВКАЗА

Малый Кавказ представляет собой вытянутое с северо-запада на юго-восток дугообразное складчатоглыбовое альпийское горное сооружение протяженностью около 600 км и шириной 90 км. С неотектоническими движениями Малого Кавказа связаны образование новых структурных форм, активизация структур древнего заложения, бурная магматическая активность, процессы рудообразования, сейсмичность и др.

В настоящее время в эволюции большинства тектонических структур альпийского орогенического пояса, которая в итоге привела к возникновению современных горных систем, выделяется позднеорогеническая (новейшая) стадия. Большинство исследователей считают интервал альпийского тектонического цикла горообразования от олигоцена или миоцена до современной эпохи включительно (последние 35—40 млн лет). Для некоторых альпийских горных систем началом наибольшей интенсивности неотектонических движений был промежуток времени порядка 9—11 млн л. н.; в частности, для Малого Кавказа — преобладание вертикальных перемещений над складкообразованием, возникновение основного каркаса современного горного сооружения и всенарастающая тенденция сокращения площади Восточного Паратетиса, намечающаяся с верхнего сармата [8, 13, 14]. История последнего этапа неотектонического развития Малого Кавказа рассмотрена в трудах многих исследователей, особенно большой вклад внесли А. Т. Асланян, С. П. Бальян, Л. А. Варданянц, А. А. Габриелян, Н. В. Думитрашко, Е. Е. Милановский, К. Н. Паффенгольц.

Характерными особенностями верхнеплиоценовых и четвертичных отложений Малого Кавказа и соседних Центрально-Армянских межгорных впадин (Ширакской, Араратской, Севанской, Памбакских, междуречья Воротан-Акера), вытянутых также с северо-запада на юго-восток, являются их слабая дислоцированность и различная структурная расчлененность в разных частях региона. По степени дислоцированности и структурному плану плиоценовые и четвертичные отложения региона существенно отличаются от подстилающих комплексов пород. Они образуют самостоятельный структурный этаж и отделены от более древних образований региональным перерывом (пенепленом) и несогласием в конце миоцена.

Эти отложения залегают горизонтально либо с некоторым уклоном и слабо затронуты складчатостью, хотя за неотектонический этап Малый Кавказ пережил сводовое воздымание и стал высокогорной страной, а также проявились интенсивные и мощные дифференцированные тектонические движения, наибольшая амплитуда которых на фоне общего сводового поднятия с конца сармата оценивается в 3000—3500 м [13]. За это время хребты приобрели сводоглыбовый характер. Неравномерность неотектонических поднятий горного сооружения Малого Кавказа определила ярусность рельефа, лестницу поверхностей выравнивания и речных террас. Анализ гипсометрического положения этих ярусов позволяет выявить характер новейших движений — их

неравномерность во времени и пространстве, скорость, тенденции развития и т. д. При этом решающее значение приобретает правильное определение возраста поверхностей выравнивания и речных террас [16].

На Малом Кавказе денудационные поверхности могли образоваться в этапы относительного тектонического спокойствия. Однако паузы тектонической активности в разных частях территории происходили разновременно. Поэтому возраст поверхностей выравнивания в таких неодинаковых по своему структурному развитию областях, какими являются Памбакский, Цахкуняцкий, Базумский хребты, Гегамское, Варденисское и Карабахское нагорья или массив Арагац и другие, мог быть весьма различным.

Малый Кавказ является классической горной областью со ступенчато расположенными поверхностями выравнивания, на которые впервые обратил внимание С. С. Кузнецов [10]. Он считал, что весь Кавказ был некогда пенепленом, а позже дифференцированно приподнят на разные высоты. Поверхности выравнивания Малого Кавказа изучены многими исследователями, но наиболее полную их характеристику дали [1, 3, 5, 6, 8, 12, 13]. В пределах Малого Кавказа выделяются олигоценовые, миоцен-плиоценовые (включая позднеплиоценовые) и эоплейстоценовые денудационные поверхности выравнивания.

Древнейшие реликтовые палеогеновые формы рельефа сохранились фрагментарно в высокогорной (2400—3400 м) части Малого Кавказа в виде участков поверхностей выравнивания. Возраст их определяется по основным этапам истории геологического развития. Эти поверхности представляли собой первичную сушу с инверсионным (эрозионно-денудационным) рельефом в осевых частях Малого Кавказа, образованным после регрессии Восточного Паратетиса в конце раннеорогенического этапа до основных позднеорогенических неотектонических поднятий, сформировавших современный рельеф [8].

В позднем сармате—понте денудационный цикл протекал в условиях влажного субтропического климата и спокойной тектонической обстановки, при которой формировались плосковолнистые, хотя и сильно расчлененные поверхности, приближавшиеся к пенеплену, с отдельными массивами невысоких гор, расположенными ныне в водораздельных частях Малого Кавказа, приподнятыми до высот 2000—2500 м [16]. Судя по анализу высот этих миоценовых поверхностей выравнивания, Е. Е. Милановский [13] допускает, что в то время на Малом и Большом Кавказе существовал относительно низкогогорный рельеф, максимальные высоты которого в среднем достигали 300—500 м. В Севанском бассейне на миоценовой поверхности обнаружена кора выветривания, вероятно, связанная с планацией рельефа в мзотисе—понте и указывающая на довольно теплый климат того времени. По данным Е. Е. Милановского [12], на Малом Кавказе «средневерхнемиоценовая денудационная поверхность в сарматское время находилась примерно на уровне моря, а возвышающиеся над ней некоторые останцевые возвышенности имели высоту, редко превышающую 100—200 м». А. А. Габриелян и Н. В. Думитрашко [6] в позднем миоцене также отмечают «довольно равнинный характер» многих районов территории между реками Аракс и Кура, по абсолютной высоте прилежающей к уровню моря. Можно предполагать, что прибрежная суша Понто-Каспийского моря представляла собой низменность с отдельными невысокими холмами, грядами и поднимающимися массивами низких гор, имеющих эрозионно-денудационную поверхность.

В конце позднемиоценового цикла усилились тектонические движения, позднесарматское море покинуло территорию Армении, начался континентальный режим, происходило образование первой генерации позднеорогенических главных разломов, сопровождавшееся вулканизмом, что привело к раскалыванию земной коры на мелкие блоки и возникновению первой генерации межгорных впадин — Араратской, Севанской, Ширакской и заполнению их озерными осадками. Угленосные отложения, развитые в пределах Мегринского и Ширакского хребтов, указывают на ослабление тектонических движений, планацию рельефа, формирование основного пенеплена. Эти отложения, датируемые мэотисом и понтом, могли накопиться или в мэотическом крупном озерном водоеме, или в понтских более мелких озерах первой генерации межгорных впадин, отчлененных от позднесарматского Понто-Каспийского бассейна. Поверхность акватории этих озер должна была находиться на уровне моря, а прибрежная суша не могла превышать нескольких сотен метров (200—500), т. е. здесь был развит низменно-низкогорный рельеф. Позднемиоценовые и плиоценовые поверхности выравнивания широко распространены в центральных и восточных частях Малого Кавказа [8]. На Цахкуняцком хребте, Варденисском, Гегамском и Карабахском нагорьях позднемиоценовые, а возможно и позднеплиоценовые, поверхности выравнивания перекрыты лавами, местами откопаны и находятся на дневной поверхности.

Переход к плиоценовому денудационному циклу ознаменовался оживлением тектонических движений, поднятием горных сооружений за поздний плиоцен (акчагыл) с амплитудой порядка 0.5—1.0 км [13], а следовательно, с абсолютными высотами гор, достигающими 700—1500 м. Л. А. Варданянц [5] допускает, что на Малом Кавказе абсолютные отметки водораздельных хребтов превышали первые сотни метров над уровнем акчагыльского моря. Одновременно происходили прогибание впадин и бурный вулканизм на фоне общего сводового поднятия Малого Кавказа. Образовались депрессии вдоль зон разломов. К концу цикла возникли озерно-аллювиальные поверхности впадин и были намечены очертания современной речной сети уже в среднегорном рельефе.

В эоплейстоцене продолжались дифференцированные тектонические движения на фоне сводового и сводовоглыбового поднятия нагорий территорий между реками Аракс и Кура. На окраинах Араратской, Севанской и Ширакской впадин образовались подгорные наклонные равнины — террасы, ныне имеющие относительную высоту 170—180 м, которые в Севанском бассейне в течение четвертичного периода были приподняты до абсолютной отметки 2000 м. В конце эоплейстоцена в условиях холодного и влажного климата на этих наклонных поверхностях отлагались грубообломочные (галечные) отложения. Ранннеоплейстоценовый цикл ознаменовался слабой активизацией тектонических движений, которые привели к местным изменениям базиса эрозии и возникновению системы долин. В течение плейстоценового цикла в результате чередования холодного—теплого и влажного—сухого климата, локальных и региональных тектонических движений и колебаний основного базиса эрозии — уровня Каспийского моря, были выработаны лестницы речных и озерных террас [16].

На Малом Кавказе плиоценовые и ранннеоплейстоценовые гляциальные формы рельефа и ледниково-аккумулятивные отложения не установлены. К. К. Марков [11] считал, что формирование позднеплиоценового (эоплейстоценового) горного оледенения на Кавказе можно предположить лишь в том

случае, если допустить большую высоту Главного хребта (до 3500—4000 м). В настоящее время снеговая граница находится на высоте 3500 м. Даже в плейстоцене при оледенении Русской равнины линия климатической снеговой границы на Кавказе не опускалась ниже 2800—2500 м. Следовательно, Малый Кавказ мог находиться на высотах, не превышающих снеговую границу (до 2800 м), и был приподнят до 3000—3500 м и выше со среднего неоплейстоцена до современности.

В геологической летописи плиоценовых и четвертичных отложений межгорных впадин Центрально-Армянской области наблюдается ритмичность (цикличность) различных иерархических уровней. Признаки такой ритмичности хорошо устанавливаются и надежно коррелируются по фауне, спорово-пыльцевым и диатомовым комплексам, а также на основании изучения речных террас и поверхностей выравнивания [16].

Следует отметить, что проблема изучения поверхностей выравнивания Малого Кавказа пока далека от желаемой детальности и точности. Не только возраст этих поверхностей, но и их морфологический характер, количество, их гипсометрическое размещение, деформированность эндогенными и экзогенными процессами, взаимоотношения между собой и с другими формами рельефа, наличие рыхлого покрова, который можно датировать палеонтологическими или другими методами, в большинстве случаев остаются недостаточно изученными.

В целом формирование рельефа Малого Кавказа в процессе сводового воздымания от позднего сармата до современности имело следующие основные этапы: в позднем сармате рельеф суши представлял собой низменность с высотами 100—200 м, возможно, с отдельными массивами низких гор и гряд; в мэотисе и понте абсолютные высоты рельефа достигли 200—500 м и страна стала низменно-низкогорной, в плиоцене она превратилась в среднегорную страну с абсолютными высотами 700—1500—2000 м, в эоплейстоцене и в раннем неоплейстоцене страна оставалась среднегорной, возможно, с максимальными высотами до 2500—2800 м, а уже со среднего неоплейстоцена до современности Малый Кавказ стал высокогорным с абсолютными отметками 3000—3500 м и более.

С начала вступления территории Армении в континентальную стадию развития (с конца позднего сармата) и в течение последующей истории геологического развития выделяются четыре основные геологотектонические фазы: позднемиоценовая, плиоценовая, эоплейстоцен-ранненеоплейстоценовая и неоплейстоцен-голоценовая. Позднемиоценовая (мэотис—понт) фаза является переломной, когда резко усилились восходящие тектонические движения и на территории Армении установились континентальные условия осадконакопления. Во время плиоценовой (киммерий—акчагыл) фазы темп воздымания Малого Кавказа возрос, абсолютные высоты гор достигли 700—1500 м, одновременно происходили опускание межгорных впадин в Центрально-Армянской области, накопление в них озерных отложений и продуктов эрозии. В межгорных впадинах они заполняют переуглубленные долины. В позднем плиоцене активизируется наземный вулканизм, который, главным образом, представлен покровами долеритовых базальтов и андезитов-базальтов.

В эоплейстоцен-ранненеоплейстоценовую фазу активизировались тектонические движения. Поднятия сопровождались усилением процессов эрозии, продолжалась вулканическая деятельность. Неоплейстоцен-голоценовая фаза

является последней, наиболее примечательной в новейшей геологической истории Малого Кавказа. К ее началу приурочен крупный стратиграфический рубеж, проходящий по границе начала тюркянской регрессии Каспия (около 0.79 млн лет). В неоплейстоцене продолжались рост и расширение горных сооружений Малого Кавказа и особенно транскавказского поднятия; темп их несколько усилился и привел к формированию современного рельефа. Относительные опускания продолжались в Араратской, Ширакской, Севанской и других впадинах, где накапливались озерные и аллювиальные отложения. В плейстоцене и голоцене в пределах Армянского вулканического нагорья продолжалась активная вулканическая деятельность.

Можно заключить, что неотектоническая стадия развития территории Армении характеризуется полной сменой тектонического режима, началом континентального развития рельефа, формированием современных горных сооружений, активным вулканизмом и сейсмичностью.

Анализ данных [1, 3—5, 7—9, 12, 13, 15, 16] новейшей истории геологического развития и морфоструктур позволяет провести районирование территории Армении с выделением неотектонических элементов разного порядка. К высшему порядку относятся сводово-глыбовые поднятия Малого Кавказа и образование Среднеараксинского межгорного прогиба, в пределах которых выделяется ряд линейных и брахиформных поднятий и прогибов (межгорных впадин). Амплитуда последних относительно друг друга колеблется в пределах от нескольких сотен метров до 2—3 км (см. рисунок). В пределах сводово-глыбовых поднятий Малого Кавказа выделяются следующие зоны.

Зона северо-восточного крыла Малого Кавказа отличается простотой строения и отсутствием складкообразования и вулканизма на неотектоническом этапе.

Севано-Ширакская зона поднятий и впадин расположена юго-западнее и смыкается с Центрально-Армянской вулканической зоной. Она отличается наиболее резко дифференцированными, контрастными новейшими движениями. Блоковые поднятия, выраженные в рельефе хребтами, имеют отчетливо кулисообразное расположение. Ширакская, Верхнеахурянская, Лорийская, система Спитак-Ванадзорских впадин, а также впадины Малого и Большого Севана чередуются с глыбовыми хребтами (поднятиями) — Памбакским, Базумским, Арегунийским и другими, имеют синклинальное и грабенообразное строение и унаследованы от меловых и эоценовых прогибов.

Центрально-Армянская зона наземного вулканизма протягивается с северо-запада Ширакской впадины на юго-восток до Сюникского поднятия включительно. В пределах зоны расположено четыре щитовидных вулканических поднятия — Арагацкое, Гегамское, Варденисское, Сюникское, бронированные покровами лав и пирокластов общей мощностью от 200—300 до 1000 м. Геометрия поднятий тектонического плана, трассирование их осевых частей цепочками вулканов, а также минеральных источников и эпицентров землетрясений подтверждают связь вулканизма с разрывными нарушениями. По Е. Е. Милановскому [12, 13], Центрально-Армянская вулканическая зона представляет «вулcano-тектоническую депрессию, сформировавшуюся в связи с проседанием земной коры, при опорожнении магматических очагов (особенно неглубоких) и увеличении нагрузки сверху за счет извергнутых вулканических масс».

Арпа-Воротанская зона впадин и поднятий расположена юго-западнее Центрально-Армянской вулканической зоны и приурочена к крупному палео-

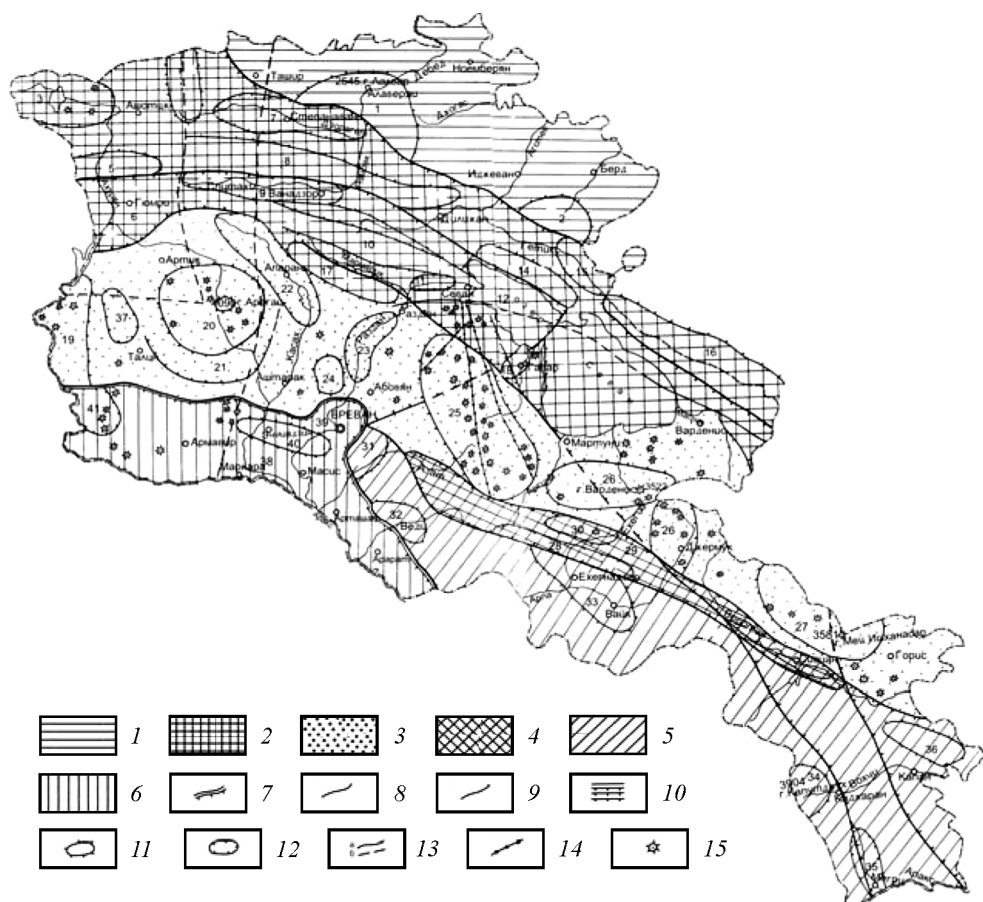


Схема неотектонического районирования территории Армении. Составлена на основании карты неотектонического районирования Кавказа Е. Е. Милановского (1968).

1 — зона северо-восточного крыла Малого Кавказа; 2 — Севано-Ширакская зона поднятий и впадин; 3 — Центрально-Армянская вулканическая зона; 4 — Арпа-Воротанская зона впадин и поднятий; 5 — Урц-Зангезурская зона дифференцированных поднятий; 6 — Среднеараксинский межгорный прогиб; 7 — границы неотектонических элементов высшего порядка; 8 — то же первого порядка; 9 — то же второго порядка; 10 — направление наклона неотектонических структур; 11 — контуры крупных новейших антиклиналей и локальных поднятий; 12 — то же синклиналей и прогибов; 13 — новейшие разломы, флексуры, сбросы, взбросы, сдвиги: а — установленные, б — предполагаемые; 14 — новейшие разрывы, фиксируемые линейным расположением вулканов и геофизическими критериями; 15 — центры вулканических извержений и излияний.

Новейшие структуры, обозначенные на карте цифрами: 1 — Алавердское поднятие, 2 — Мургузское поднятие, 3 — Верхнеахурянская впадина, 4 — Джавахетское поднятие, 5 — Ширакское поднятие, 6 — Гюмрийская впадина, 7 — Лорийская впадина, 8 — Базум-Халабское поднятие, 9 — Спитак-Ванадзорские впадины, 10 — Памбакское поднятие, 11 — Верхнеразданская впадина, 12 — впадина Малого Севана, 13 — впадина Большого Севана, 14 — Арегунийское поднятие, 15 — Чамбаракская впадина, 16 — поднятие Севанского хребта, 17 — Анкаванское поднятие, 18 — Гаваргетская впадина, 19 — Агинское поднятие, 20 — Арагацкое вулканическое щитовидное поднятие, 21 — Арагацкий прогиб, 22 — Касахская впадина, 23 — Среднеразданская впадина, 24 — Егвардское поднятие, 25 — Гегамское поднятие, 26 — Арпинская впадина, 27 — Сюникское поднятие и вулкан Ишханасар, 28 — Арпинский прогиб, 29 — Воротанский прогиб, 30 — Гндасарское поднятие, 31 — Шорахбюрское поднятие, 32 — Урцское поднятие, 33 — Айоцдзорское поднятие, 34 — Капутджухское поднятие, 35 — Мегринская впадина, 36 — Баргушатское поднятие, 37 — Артенинский прогиб, 38 — Армавир-Арташатский прогиб, 39 — Ереванский прогиб, 40 — Паракар-Катнахбюрское горстовое погребенное поднятие, 41 — Багаранский прогиб.

геновому синклинорию, где выделяются несколько пологих антиклиналей и синклиналей, дугообразно выгнутых к северу. В центральной части зоны выделяется Арпинский прогиб, севернее и параллельно ей выступает небольшое Газминское поднятие, а южнее, в долине р. Воротан, расположена одноименная впадина.

Урц-Зангезурская зона дифференцированных поднятий характеризуется молодыми линейными брахиподнятиями, разделенными мелкими впадинами. Амплитуда поднятий достигает 3—3.5 км. Выделяются Урцское, Айоцдзорское, Капутджухское, Баргушатское поднятия и Мегринская впадина. Структуры часто унаследованы, однако в целом они возникли в новейшем этапе. На юге территории Армении в составе Среднеараксинского межгорного прогиба выделяется Араратская впадина, приуроченная к его центральной части. Возникла она на поздних стадиях консолидации Малого Кавказа в олигоцен-миоценовое время как компенсационная структура [9]. В строении прогиба по результатам бурения и геофизическим данным выделяются отдельные неотектонические поднятия и прогибы (см. рисунок). Обозначается также ряд поперечных перемычек, останцевых возвышенностей и соляных структур.

Севанская впадина представляет собой тектоническую депрессию, осложненную грабенами и разломами сбросового типа. Она сформирована в течение позднего миоцена и четвертичного периода. В конце сармата из обширного внутриконтинентального морского бассейна Восточного Паратетиса в Севанскую впадину через Нахичеванский и Ереванский заливы по проливам в последний раз проникают морские воды и впадина также превращается в залив. В мзотисе этот залив становится озером. Начиная с мзотиса и вплоть до настоящего времени на фоне общего воздымания мегантиклинория Малого Кавказа происходило относительное погружение Севанской впадины, существенно отстававшее в скорости от общего воздымания региона. Впадина заполнилась серией озерных, а по периферии — аллювиально-пролювиальных отложений, а также вулканогенных образований. Наряду с пологими складчатыми деформациями в тектонической структуре впадины важное значение приобретают брахисинклинальные впадины, мульды (Верхнеразданская, Малого и Большого Севана). Эти мульды, расположенные вдоль оси всей Севанской впадины, разделяются узкими поперечными поднятиями — перемычками и узким продольным горстом. С ростом поперечных тектонических поднятий периодически происходили запруды оз. Севан, обуславливающие сохранение озерного режима. Из горсто- или грабенообразных структур можно отметить Дзкнагетский грабен, односторонний Гаварагетский грабен, осложняющий западное крыло впадины Большого Севана. Крупный сброс отделяет впадину Большого Севана от обрамляющего ее с северо-востока поднятия Арегунийского хребта. Его юго-восточным продолжением служат разрывы или крупная флексура, отделяющие впадину Большого Севана от поднятия Севанского хребта. Голоценовая норадузская сбросово-взбросовая дислокация северо-западного простиранья проходит по западной оконечности мульды Большого Севана.

Крупные разрывы, сопровождающие рост сводовых поднятий к западу и югу от Севанской впадины (Гегамское и Вардениское), служили подводящими каналами вулканических извержений плиоценового и четвертичного времени. В поддержании запруды озера и истоков р. Раздан лавовые излияния четвертичного времени имели решающее значение. Современного размера озеро вновь достигло лишь к концу позднего неоплейстоцена и в голоцене

после восстановления локальных тектонических поднятий и лавовых излияний в районе Варсерского (Верхнеразданского) барьера и дегляциации позднеоплейстоценовых ледников горного обрамления Севанской впадины [2].

Список литературы

- [1] *Асланян А. Т.* Региональная геология Армении. Ереван: Айпетрат, 1958. 430 с.
- [2] *Асланян А. Т., Саядян Ю. В.* К вопросу о границе между неогеном и четвертичной системой // Пограничные горизонты между неогеном и антропогеном. Минск: Наука и техника, 1977. С. 113—130.
- [3] *Бальян С. П.* Структурная геоморфология Армянского нагорья и окаймляющих областей. Ереван: Изд-во Ереванского госуниверситета, 1969. 390 с.
- [4] *Варданянц Л. А.* О происхождении озера Севан. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1948а. 28 с.
- [5] *Варданянц Л. А.* Постплиоценовая история Кавказско-Черноморско-Каспийской области. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1948б. 82 с.
- [6] *Габриелян А. А., Думитрашко Н. В.* История развития рельефа. Геология Армянской ССР. Т. I. Геоморфология. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1962. С. 473—514.
- [7] *Габриелян А. А., Саркисян О. А., Симонян Г. П.* Сейсмоструктурная Армянской ССР. Ереван: Изд-во Ереванского госуниверситета., 1981. 283 с.
- [8] *Думитрашко Н. В.* Кавказ // Горные страны европейской части СССР и Кавказа. М.: Наука, 1974. С. 90—226.
- [9] *Кожевников А. В., Кожевникова В. Н., Саядян Ю. В.* К истории формирования Араратской котловины // Вестн. МГУ. Геология. 1973. № 1. С. 24—41.
- [10] *Кузнецов С. С.* Вопросы геоморфологии Закавказья. Геология СССР. Т. 10. Закавказье. Ч. 1. Геологическое описание. М.: Госгеолиздат, 1941. С. 529—546.
- [11] *Марков К. К.* Кавказ // К. К. Марков, Г. И. Лазуков, В. А. Николаев. Четвертичный период. Т. I. М.: Изд-во МГУ, 1965. С. 306—320.
- [12] *Милановский Е. Е.* Новейшая тектоника Армянской ССР и прилегающих районов Закавказья // Геология Армянской ССР. Т. I. Геоморфология. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1962. С. 430—472.
- [13] *Милановский Е. Е.* Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. 483 с.
- [14] *Николаев Н. И.* Новейшая тектоника и геодинамика литосферы. М.: Недра, 1988. 491 с.
- [15] *Паффенгольц К. Н.* Геология Армении. М.; Л.: Госгеолиздат, 1948. 895 с.
- [16] *Саядян Ю. В.* Новейшая геологическая история Армении. Ереван: Гитутюн НАН РА, 2009. 358 с.

Ереван
sayad-yuri@rambler.ru
Институт геологических наук Национальной
академии наук Республики Армения

Поступило в редакцию
20 сентября 2012 г.