

А. Т. Асланян

Новые данные по неогеновой тектонике Армении

(Представлено И. Г. Магакяном 28 VI 1950)

К. Н. Паффенгольц⁽¹⁾ в ряде своих работ приходит к выводу, что современная складчатая структура Армении оформилась в основном на рубеже эоцена и олигоцена, и развивает далее мысль о том, что движения последующих времен носили преимущественно эпирогенический характер и выразились неравномерными сводообразными поднятиями отдельных частей области. Этот его вывод аргументирован отнесением к олигоцену вулканогенной толщи центральной части Малого Кавказа, которая дислоцирована относительно слабо и залегает на эоценовых и более древних отложениях с большим угловым несогласием.

Другие исследователи (А. А. Габриелян, Л. Н. Леонтьев и др.) отнесли упомянутую вулканогенную толщу к среднему—верхнему плиоцену и связывали складчатость подстилающих пород с тектоническими движениями аттической и более древних фаз, а время складчатости самой вулканогенной толщи приурочивали к верхнему плиоцену и пост-плиоцену.

Нам удалось собрать ряд новых данных, которые позволяют уточнить в значительной мере вопрос о времени формирования современной структуры Армении и сделать вывод, что структурная эволюция этой области проходила параллельно таковой смежных областей Большого Кавказа, Анатолии и Ирана.

Изучая неогеновые отложения Араратской депрессии, удалось установить^(2,3), что развитые здесь сарматские отложения, содержащие в верхах *Mestra bulgarica* Toula, *M. caspia* Eichw. и др. (определения В. В. Богачева, А. А. Габриеляна, Л. Ш. Давиташвили, Л. М. Радопуло и др.), подстилаются, фациально замещаются и перекрываются согласно мощной вулканогенной толщей, относившейся К. Н. Паффенгольцем к олигоцену а другими исследователями (А. А. Габриелян 8) к среднему—верхнему плиоцену.

Изучая далее неогеновые отложения бассейна Верхнего Аракса, подробно описанные в пределах Анатолии А. М. Марголиусом, Н. Н. Барбот де Марни, С. И. Чарноцким и В. В. Богачевым и

А. И. Шишкиной⁽⁴⁾, мы убедились, что распространенные здесь мощные отложения глин, суглинков (частью красных) песчаников и конгломератов, прослаиваемые пепловыми туфами, туфопесчаниками и ракушечниками [толща Кульпинской (Кохбской) мульды] по своему стратиграфическому положению, фациально и фаунистически должны быть параллелизованы с аналогичными отложениями Куринской депрессии, в частности с Ширакской свитой, относимой к меотису и частично к нижнему плиоцену и, повидимому, с мощными осадочно-вулканогенными отложениями полосы Джульфа—Тавриз, относимыми к понту (средний сармат—меотис по схеме Ога⁶).

Из указанных отложений верхнего Аракса, которые по всем данным проведенных здесь исследований располагаются стратиграфически выше верхнесарматских отложений, нами была собрана богатая особями, но бедная видами пресноводная фауна прекрасной сохранности, образующая многочисленные обособленные пласты ракушечников.

Предварительная обработка фауны показала присутствие всех тех форм унионид и гастропод, которые описаны В. В. Богачевым и А. И. Шишкиной⁽⁴⁾ из аналогичных отложений районов Кохбского (Кульпинского) и Кагызманского месторождений каменной соли и Ольтинского месторождения лигнитов (Восточная Анатолия). Это будут *Unio mactrella* Bog., *U. flabellatus* Goldf., *U. cf. moldavensis* Hoern., *Bythinia ventricosa* Gray и *Melanopsis buccinoidea* Oliv. Кроме того, указанные авторы отмечают из тех же отложений *Cinnamomum lanceolatum* Ung. и остатки носорога (из основания пестроцветной свиты).

Первая из перечисленных унионид встречена в Ширакской свите между отложениями Эльдарской свиты с *Mactra bulgarica* Toula⁽¹⁾ и трансгрессивно залегающей свитой анчагыла с *Mactra subcaspia* Andr. Вторая форма в строгом ее определении встречается лишь в отложениях миоцена; на юге Советского Союза она широко распространена в меотических отложениях, причем, по данным В. В. Богачева⁽⁵⁾, была обнаружена также в Ширакской свите совместно с остатками *Dipnotherium*.

Третья форма появляется в верхнем сармате и продолжает существовать, повидимому, до левантинского века.

Четвертая и пятая формы мелких гастропод широко распространены в понтических и более молодых отложениях. Что касается указанного *Cinnamomum*, то он появляется в верхнем олигоцене и вымирает к началу плиоцена.

Верхний возрастной предел толщи устанавливается налеганием на ее сильно размытую поверхность лавовых покровов, которые в среднем течении р. Занга перекрываются диатомовыми отложениями с гиппарионовой и др. фауной, относимой к верхнему плиоцену. При этом, по В. В. Богачеву⁽⁵⁾, зубы гиппариона из этих отложений неотличимы от соответствующих зубов гиппариона, найденного в акчагыльских отложениях Эльдарской степи.

Существенное значение для определения верхнего предела возраста осадочной толщи имеет также степень ее дислокации. По наблю-

дениям указанных выше исследователей по части восточной Анатолии и по нашим наблюдениям в Армении эта толща дислоцирована резко, образует ряд крутых, нередко опрокинутых складок и нарушена большими разрывами, а в Ольтинском бассейне прорвана также интрузиями основных пород.

Такого рода интенсивные складчатые движения в Закавказье, в области Главного Кавказа и в Иране имели место после понта, на рубеже нижнего и среднего плиоцена (складчатость Лысогорской свиты, Ширакской свиты, угленосных осадочно-вулканогенных и соленосных отложений северо-западного Ирана, складчатость миоценовых и понтических свит фарс и бахтиар в северо-восточных и юго-восточных районах Ирана и др.).

Таким образом, вся совокупность приведенных выше данных позволяет утверждать, что рассматриваемый мощный комплекс пресноводно-лагунных отложений бассейна р. Аракс относится к меотису и, возможно, частично к понту, являясь аналогом того же возраста и типа отложений Ширакской свиты Куринской депрессии. При этом необходимо подчеркнуть, что в обеих областях они содержат одинаковую фауну и подстилаются согласно верхнесарматскими отложениями, содержащими одни и те же мактры. Кроме того, обе свиты прославляются туфогенными породами, проявления которых в бассейне Верхнего Аракса естественно связываются с теми вулканическими извержениями, породы которых в Приереванском районе залегают согласно на верхнесарматских отложениях и имеют громадное распространение во всей внутренней полосе Малого Кавказа. Повидимому, эквивалентом этой вулканогенной толщи в Куринской депрессии являются мощные базальтовые и андезитобазальтовые лавы бассейна р. Б. Лиахви, относимые к меотису (7).

В. В. Богачев и А. И. Шишкина, изучившие фауну этих так называемых соленосных отложений западной Армении, склонны были отнести их к акчагылу, основываясь главным образом на находках описанного ими нового вида *Unio mastrella*. Но они в то время (1915 г.) не знали ни о наличии верхнесарматских отложений в Армении, ни о трансгрессивном залегании акчагыльских отложений на Ширакскую свиту, в которой был найден описанный ими новый вид.

Значительный интерес представляет также расположение бассейнов, в которых отлагались описываемые верхнемиоценовые породы.

Юго-западнее Малого Кавказа верхнемиоценовые отложения всюду с резким угловым несогласием налегают на более древние породы, в том числе на мощные отложения средне(?) миоценового (пестроцветная толща района г. Ереван) и олигоценного времени. Осадочная фация верхнего миоцена, кроме бассейна Верхнего Аракса, широко развита в бассейне Среднего Аракса (Нахичеван) и в полосе Джульфа — Тавриз в Иране, где они тоже прославляются вулканогенными породами; по данным Г. Рибена (10), тортонско-сарматские гипсоносно-соленосные отложения последней полосы кверху согласно переходят в

очень мощную (2—3 км) песчано-глинисто-мергелистую толщу, прослаиваемую вулканическими туфами и лигнитами. Из отложений так называемой лигнитовой свиты им отмечается зуб гиппариона, принадлежащего к пикермийскому комплексу фауны. На основании этого, а также по несогласному налеганию на эту свиту рыбного горизонта плиоцена (с *Brachylebias persicus* и *Leuciscus* sp.) возраст толщи Рибеном определяется как понтический (по схеме Ога средний сармат—верхний меотис). В свете этих данных широко развитые в левобережье р. Аракс вулканогенно-обломочные отложения, прослаивающие и согласно перекрывающие, по данным К. Н. Паффенгольца, соленосные песчано-глинистые отложения Нахичеванской депрессии точно увязываются с указанной понтической толщей и датируются, в полном соответствии с приведенными выше данными, верхним миоценом.

Таким образом выясняется, что в верхнемиоценовое время, начиная, повидимому, со среднего сармата, юго-западнее мегаантиклинория Малого Кэвказа образовалась почти параллельная ему зона крупных погружений (вернее цепь овалов опусканий), которая заполнилась песчано-глинисто-конгломератовыми и частью гидрохимическими отложениями; одновременно с этим в зоне мегаантиклинали Малого Кавказа, на его пенепленизированной поверхности, накапливались мощные лавовые и пирокластические образования, которые как в первичном, так и во вторичном залегании прослаивают отложения зоны опусканий. Точно такая же закономерность наблюдается и для четвертичного периода. В то время, когда на юго-западе образовались Ленинаканский, Араратский и Нахичеванский овалы опусканий и шло заполнение их озерно-речными отложениями, в смежной зоне мегаантиклинория происходили интенсивные вулканические извержения, продукты которых в виде лав, туфов и вулканических песков прослаивают нередко озерные отложения.

Наблюдаемая разница в степени дислокации между вулканогенными породами зоны мегаантиклинали и осадочными породами зоны погружения объясняется, очевидно, глубиной заложения прогиба и пластичностью пород. Поскольку таковые значительны для зоны осадочной фации, постольку интенсивна и складчатость. Если вулканогенные породы зоны мегаантиклинория залегают в целом полого, то осадочные породы зоны погружения образуют серию крутых складок; отложения последней зоны в 4—6 раз мощнее отложений первой зоны.

Далее важно остановиться на вопросе о возрасте интрузий, прорывающих эти отложения. Как уже указывалось, в Ольтинском бассейне пестроцветные отложения с перечисленной выше фауной унионид и гастропод, по сообщению В. В. Богачева (4), многократно прорваны интрузиями основных пород. Наличие интрузий плиоценового времени в Армении обычно отрицалось. Если рассмотренные выше пресноводные отложения бассейна Верхнего Аракса имеют меотический и частью понтический возраст, а складчатость их связывается с тектоническими движениями предсреднеплиоценового времени (во-

«восточно-кавказская фаза по А. П. Герасимову), то мы вынуждены будем признавать существование плиоценовых интрузий и связывать их в данном случае с восточно-кавказской фазой складчатости.

По нашему мнению, подобная трактовка вопроса никаких возражений не встречает, поскольку условия проявления этой интрузии (значительная глубина погружения зоны и интенсивная складчатость) фактически не отличаются от условий проявления интрузий более древних эпох.

В свете сделанного выше вывода о верхнемиоценовом (сармат — меотис) возрасте вулканогенной толщи центральной части Малого Кавказа возникает необходимость пересмотреть также существующие точки зрения о возрасте пенепленов этой области.

Регионально выраженный пенеплен Малого Кавказа совпадает с поверхностью указанной вулканогенной толщи, поднимаясь над тальвегами рек на 600—700 м в предгорных зонах Куринской и Араксинской депрессий и на 1200—1400 м в центральной высокогорной зоне области. Поскольку долеритовые лавы бассейна р. Занга (см. выше) не моложе низов верхнего плиоцена и нивелируют рельеф, созданный на фоне этого пенеплена (при амплитуде предшествовавшей эрозии в 400—500 м), постольку приходится полагать, что пенеплен образовался в течение среднего плиоцена, после складчатости вулканогенной толщи и ее осадочной фации.

Из этого следует, что молодые вулканические и озерно-речные образования, располагающиеся гипсометрически выше или ниже уровня указанного пенеплена, должны относиться по времени во всяком случае не древнее середины плиоцена. К таковым относятся лавы массива г. Арагац, г. Ишхансар (Ишихлы), Карсского, Сардарабадского и Егвардско-Канакерского плато, все так называемые дрейсенсиевые озерные отложения плиоплейстоцена и др.

Институт геологических наук
Академии Наук Армянской ССР,
Ереван, 1950, май

Ա. Տ. ԱՍԼԱՆՅԱՆ

Նաղ բվյալներ Հայաստանի նեոգենյան եկտոնիկայի մասին

Հեղինակն ապացուցում է, որ

1. Մերձերևանյան շրջանի վերին սարմատի նստվածքները վերին Արաքսի ավազանում աստիճանաբար անցնում են հողբի ավազանի մոլասային աղաբեր նստվածքներին, որոնք այդտեղ հայտնաբերված ֆաունայի և ֆլորայի տվյալներով թվագրվում են մեոտիսյան և մասամբ սլոնտյան ժամանակով:

2. Ուշաբերդի շրջանի հրաբխածին հաստվածքը համարվել է վերին սարմատի և մեոտիսի նստվածքային ապառներին, որոնք իրենց հերթին պարունակում են հրաբխածին միջնաշերտեր:

3. Հայաստանի նեոգենյան տեկտոնիկայի ամենաուժեղ և վճռական ֆազան տեղի է ունեցել ստորին և միջին պլիոցենի սահմանում (արևելա-կովկասյան ֆազա):

4. Այդ տեկտոնական ֆազայի հետ է կապված Օլթիի ավազանի հիմքային ինտրուզիաների ներխուժումը:

5. Հայաստանի հիմնական պենեպլենը, որ համընկնում է Ուշարեղի հրաբխածին հաստվածքի մակերևույթի հետ, առաջացել է միջին սլլիոցենում:

ЛИТЕРАТУРА — Գ Ր Ա Վ Ա Ն Ո Ւ Թ Յ Ո Ւ Ն

1. Г. А. Алиев. Петрография третичных отложений Азербайджана, 1949.
2. А. Т. Асланян. Изв. АН СССР, серия геологическая, № 6, 1949. 3. А. Т. Асланян. ДАН Арм. ССР, № 6, 1949. 4. В. В. Богачев и А. И. Шишкина. Записки Кавказского музея. Серия А, № 2, 1915. 5. В. В. Богачев. Палеонтологические заметки, 1938. 6. А. А. Борисьяк. Труды палеонтологического института АН СССР, т. XV, вып. 3, 1948. 7. М. И. Варенцов. Геологическое строение западной части Куринской депрессии, 1950. 8. А. А. Габриелян. Третичные отложения Котайкского района Арм. ССР, 1947. 9. К. Н. Паффенгольц. Геологический очерк Армении и прилежащих частей Малого Кавказа (на армянском языке), 1946. 10. Н. Rieben. Bull. Soc. neu-châteloise sci. nat. t. 59, 1934 (1935).