

## ЮРСКИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ АРМЕНИИ (СОМХЕТО-КАРАБАХСКАЯ ЗОНА, ТАВУШСКИЙ МАРЗ)

© 2009г. Р. А. Мандалян

Институт геологических наук НАН РА  
0019, Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения  
e-mail: rta@geology.am

Поступила в редакцию 10.05.2009 г.

Выделены и охарактеризованы геологические формации северо-восточной части Армении от основания юрского разреза до его кровли. По результатам комплексных исследований в юрском развитии региона выделены три этапа: лейас–поздний аален, байос–бат и келловей–поздняя юра. Каждый из них характеризуется весьма специфическим развитием, включая особенности седиментации, вулканизма и палеогеографии.

Формационный анализ является совершенным средством для выявления строения, состава и закономерностей развития Земной коры в пределах крупных регионов, прогноза полезных ископаемых и распознавания опасных геологических явлений. Его осуществление позволяет собрать воедино максимум геологических признаков и гармонизировать их, придав генетический смысл. Очень важным является выявление временной последовательности развития формаций с установлением вертикальных рядов. Формационный анализ подтвердил важную роль и при построении литодинамических комплексов, и без его исходных данных вряд ли возможно выделение тектоно-стратиграфических блоков (террейнов), которые могут слагаться разными по происхождению геологическими телами, объединенными посредством слияния или нагромождения.

В настоящей статье охарактеризованы юрские осадочные, вулканогенно-осадочные и вулканические формации северо-восточной части Армении – от междуречья Дебед-Агстев на западе до бассейна р. Хндзорут на востоке. Их изучение проводилось автором с начала 60-х годов прошлого столетия, причем на первом этапе исследованиями были охвачены преимущественно верхнеюрские (Мандалян, 1965, 1979, 1990), а затем нижне-среднеюрские толщи (Мандалян, 1990, 2006, 2007, 2008; Мандалян, Степанян, 2008). В структурном плане изученная территория охватывает Шамшадинский антиклинорий и Иджеванский синклинорий вместе с сопредельной частью Алавердского антиклинория, являющиеся составной частью Сомхето-Карабахской структурно-формационной зоны Малого Кавказа. Данная территория слагается преимущественно юрскими (мощность 4200–4700 м) и меловыми (1500–1800 м) образованиями при весьма ограниченном развитии кайнозойских отложений. Основу принятого стратиграфического подразделения здесь составляют работы К.Н. Паффенгольца (1947), А.Т. Аслаяна (1958), А.А. Атабекяна (1954), Н.Р. Азаряна (1963, 1982), Г.А. Чубаряна (1970, 1973), Г.А. Туманяна (1975, 2008) и др.

Выделение и типизация юрских формаций нами проводились на основе следующих факторов: распространение, условия залегания, стратиграфический объем, строение, литологический

и петрографо-минеральный состав, петрохимические особенности, корреляция с сопредельными регионами. Из этого материала вырастают признаки палеогеографического и тектонического характера. Представляя колонку юрских образований северо-восточной Армении (рис. 1), поясним, что ее основание залегает на герцинском сиалическом кристаллическом фундаменте, обнаженном в ядре Шамшадинского антиклинория в пределах Ахумского выступа. По составу фундамент слагается кварц-полевошпатово-хлорит-серицитовыми метаграувакками, зелеными сланцами с отдельными графитизированными горизонтами и при некотором развитии герцинских метафиолитов (Агамалян, 2006).

### Ранняя терригенная формация лейаса-нижнего аалена

Рассматриваемая формация слагается песчано-глинистыми накоплениями мощностью 180–260 м, залегающими на размытой поверхности кристаллического фундамента и обнаженными в приразломной зоне по северным склонам Миапорского хребта в ядре Шамшадинского антиклинория. Узкой, слегка прерывистой полосой терригенные образования развиты в верховьях рек Хндзорут, Тавуш, Ахум и далее к западу тектонически выклиниваются по сбросовому нарушению значительной амплитуды. В Миапорской разломной полосе имеет место срезание основания – нижней части разреза терригенных накоплений, а также частичное формирование в них крутых (65–70°) и близвертикальных падений (рис. 2).

Данная формация слагается крупноритмичным чередованием песчаников (30–40%), алевролитов (20–25%), аргиллитов и алевролитов (30–40%). В составе псаммитовых пород преобладают кварц-лититовые песчаники при меньшем развитии существенно кварцевых разновидностей. В первой группе кварц представлен угловато-окатанными, изометричными, лапчатыми и копьевидными зернами, слагающими 68–75% от общего количества терригенных фрагментов. Он больше слагается разновидностями с нормальным и реже волнистым или мозаичным угасанием. Полевые шпаты представлены небольшим (3–5%) количеством кислых плагиоклазов,

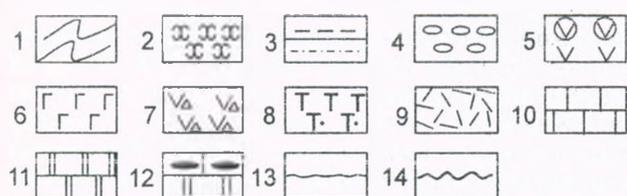
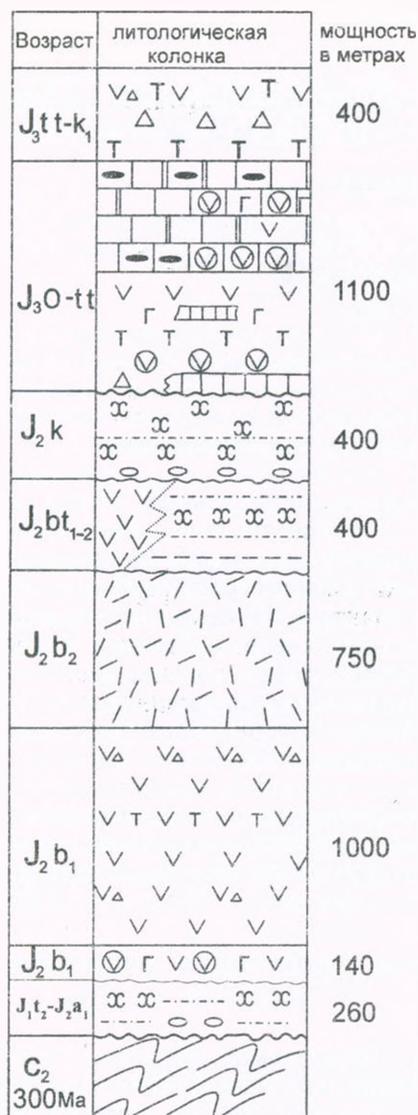


Рис. 1. Сводная литолого-стратиграфическая колонка юры северо-восточной Армении (Тавушская область). Условные обозначения: 1. Кристаллический фундамент. 2. Песчаники, алевролиты. 3. Глины, аргиллиты. 4. Конгломераты. 5. Основные, средние вулканы подушечного и массивного строения. 6. Гиалокластиты. 7. Вулканические брекчии. 8. Туфы, туффиты. 9. Риолиты, риодациты. 10. Известняки. 11. Доломиты. 12. Кремнистые слои и линзы в карбонатных породах. 13. Эрозионное несогласие. 14. Угловое несогласие.

а их сильная преобразованность наложенной каолинитизацией, серицитизацией и альбитизацией, включая формирование псевдоморфоз со слабыми первичными признаками, позволяет предполагать более высокое первоначальное присутствие, достигавшее 7–10%. Мусковит

представлен пластинчатыми зернами, ориентированными по напластованию, и очень мелкими рассеянными блестками. Под микроскопом бесцветен  $N > 1,540$ , но  $< 1,610$ . Содержит редкие точечные включения рудного минерала. Обломки пород представлены следующими типами:

- кварц-слюдистыми, кварц-плагиоклаз-слюдистыми сланцами с гранобластовой и микросланцевой структурами;
- кислыми вулканидами с микрофельзитовой и фельзит-порфировой структурами, их туфами, реже кислыми интрузиями и зернами гранофиров;
- аргиллитами с микросланцевой структурой;
- кварцито-песчаниками и кварцитами песчано-гравийной размерности.

Песчаники характеризуются небольшим присутствием тяжелой фракции, представленной главным образом пиритом, лимонитом, гематитом и магнетитом. Из аксессуаров почти постоянно присутствует циркон (от ед. знаков до 7,5%). Слюды представлены мусковитом в количестве от ед. знаков до 5%. Цемент слагается глинистой (серицит-гидрослюдистой) мелко-тонкодисперсной массой, вероятно образованной путем перерождения первоначального каолинит-гидрослюдистого материала.

Кварцевые песчаники развиты в меньшем количестве и представлены небольшими пачками и отдельными слоями в составе терригенных накоплений. По данным шлифов, содержание кварца в них достигает 80–85% при небольшом присутствии полевых шпатов, мусковита и лититового компонента, аналогичного вышеописанному. Органические остатки в составе песчаников и алевропелитов весьма редки – известны только несколько находок пелеципод *Mytilocerasmus dubius* (Sow.) и *M. Amygdaloides Goldf.*, характерных для верхнего тоара и нижнего аалена (Пелециподы и кораллы, 1983; Юра Кавказа, 1992). В нескольких участках развития алевропелитов и аргиллитов встречаются радиальные отпечатки створок пелеципод и обрывки самих раковин. Таким образом, вопрос о присутствии других ярусов лейаса здесь остается открытым.

Изученные песчаники характеризуются высокими содержаниями  $SiO_2$ : в кварц-лититовых разностях они колеблются в пределах 72,60–78,30% при среднем содержании 74,69%, а в существенно кварцевых песчаниках эта цифра поднимается до 80,37%. Для обеих разновидностей характерно постоянное превышение калия над натрием при соотношении их окислов до 1,52 (табл. 1, № 1, 2). По результатам 22 анализов, терригенным образованиям тоара-нижнего аалена присущи невысокие содержания  $S_{орг}$ , которые в песчаниках и алевролитах колеблются в пределах 0,03–0,07% и слегка возрастают в аргиллитах, достигая 0,07–0,1%, что связано с их интенсивными преобразованиями.

Глинистые породы представлены аргиллитами, которые в приразломных участках превращены в филлитовидные сланцы. Их естественный цвет светло-коричневый, но, покрываясь

железистой пленкой толщиной до 3 мм, эти породы в обнажении часто выглядят бурожелезистыми или темно-коричневыми. Согласно И.Х. Петросову (1983) гидрослюда является единственным породообразующим их минералом и относится к диоктаэдрическому типу модификации 2М. Наряду с этим, меньше развита их ветвь, содержащая примесь каолинита или хлорита, причем они встречаются каждая в отдельности, а не в сочетании.

Итак, в основании юры Шамшадинского антиклинория обособляется специфическая терригенная формация, возникшая при решающем значении мафических источников сноса. Это древняя кислая вулканоплутоническая ассоциация и гранитно-метаморфический комплекс при участии терригенных накоплений типа аркозов, кварцито-песчаников, кварцитов, которые возникли при первоначальном размыве перечисленных групп пород. Фемические источники питания здесь имели подчиненное значение. Описанная специфика терригенных накоплений порождена обстановкой крутого континентального склона, по которому обломочный материал периодически перемещался с мелководья в глубоководную часть моря. А их минеральная зрелость во многом унаследована от их герцинских первоисточников, претерпевших комплекс изменений – от регионального и контактового метаморфизма до обстановки коры выветривания, а затем, как минимум, двукратный переувлажнение (Мандалян, Степанян, 2008). Особо отметим, что описанная седиментационная обстановка имела место в тоар-аалене и является важной вехой для понимания последующего развития изученного региона. Что касается ранних этапов нижней юры, то об их развитии можно судить по соответствующим образованиям Грузии (Локский и Храмский массивы) и Азербайджана (Асрик-чай) ввиду их незафиксированности в нашем регионе.

Согласно М.В. Топчишвили и Г.Ш. Надарейшвили (2004) в геттанге на территории Южнокавказского микроконтинента со стороны Малокавказской ветви океана Тетис начинается обширная трансгрессия, сопровождаемая формированием конгломератов, грубозернистых аркозовых и кварцевых песчаников, причем в составе первых преобладают кислые эффузивы, и в меньшей мере развиты породы метаморфического фундамента. В синемюрском веке море проникло вглубь Локского и Храмского массивов с накоплением слюдястых песчаников, содержащих богатые виды аммонитов и двустворчатых моллюсков. В плинсбах море почти нацело затопляет площади этих массивов, причем к концу века происходит углубление бассейна. В Асрикчайском разрезе первоначально накапливались грубообломочные терригенные образования и серицито-кварцевые песчаники с растительными остатками и обломками двустворок (геттанг, низы синемюра, мощность 280–300 м). В синемюре формировались бескарбонатные песчаники (80 м) с аммонитами и линзами конгломератов в кровле. В верхней части разреза (плинсбах, тоар-нижний аален, мощность 250 м) преобладают аргиллиты,

которые в кровле переслаиваются с алевролитами и содержат аммониты и двустворки (Юра Кавказа, 1992).

### Спилит-диабазовая формация нижнего байоса

Ввиду редкости обнажений, к тому же расположенных на значительном удалении друг от друга, выделение данной формации имеет предварительный характер и основано на следующих фактах.

В верховье р. Ахум, к югу от местечка Гетиакунк (по правобережью реки) на дислоцированных песчано-глинистых образованиях лейаса – нижнего аалена залегает вулканическая толща мощностью от 15–20 до 140 м, которая сложена потоками мелкошаровых вулканитов основного состава. Шары очень крепкие, округлые, изредка слегка сплюснутые. Их величина в поперечнике колеблется в пределах 10–12 × 13–16 см. Содержат непостоянное количество миндалин, выполненных кварцем, хлоритом, эпидотом и кальцитом. В шлифах нижней–средней части вулканической толщи определяется типичная спилитовая структура, образованная длинными тонкими лейстами альбита, погруженными в интенсивно хлоритизированный и частично эпидотизированный мезостази. Выше по разрезу переходят в спилитовидные базальты (рис. 3) и другие основные эффузивы афировой или порфириковой структуры.

Связующая масса мелкошаровых лав представлена зеленовато-серыми от хлорит-эпидотизации и вишневыми от гематитизации гиалокластитами, плотно облекающими сфероиды и с трудом отбивающимися молотком. А в основании этой вулканической толщи местами присутствуют мелкие обожженные включения аргиллитов, спаянные с шарами. Спилитовый характер вулканитов подтверждает химанализ (табл. 1, №3). Согласно В.А. Агамаяну (2006) непосредственно к северо-западу от описанного участка в основании спилитовых потоков присутствуют включения аргиллитов и алевролитов, содержащих радиолярии.

Непосредственно к востоку от изученной территории (бассейны рек Шамхорчай и Кошкарчай, Азербайджан) спилиты развиты в составе нижней части вулканической толщи нижнего байоса. На кошкарчайском участке они развиты обильнее и представлены в сочетании со спилитовыми порфиритами, вариолитовыми кварцевыми спилитами, диоритовыми и пикритовыми порфиритами (Абдуллаев, 1963).

Судя по результатам бурения скв. 7 (Карахан), пройденной в западной части изученной нами территории, в интервале 122–349 м, относимом к  $J_1$ – $J_2$ , значительно развиты спилиты, диабазы и толейтовые базальты, которые сверху чередуются с андезито-базальтами, андезитами, тефроидами (Туманян, 2008). Небольшой выход спилитов (2,5 × 1,5 м) зафиксирован нами в 1,75–1,8 км к северо-западу от Севкарского лесозавода, вдоль тропинки, ведущей к горным

## Химические анализы юрских пород северо-восточной части Армении и сопредельных территорий

Элемент № пробы	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Ti O <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	CaO	MgO	MnO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	SO <sub>3</sub>	H <sub>2</sub> O+CO <sub>2</sub> п.п.п.			Сумма
	1	74,69	12,28	0,65	1,79	1,36	0,97	1,29	0,13	1,20	1,92	0,18	0,65		0,97	2,05
2	80,37	9,20	0,53	1,58	1,51	0,99	0,55	0,06	0,78	1,37	0,20			0,59	1,90	100
3	50,24	16,89	0,98	4,02	5,95	5,90	5,92	0,11	4,25	0,44	0,03	0,10	0,26	3,56	1,35	100
4	54,31	14,20	0,91	6,08	4,20	6,02	3,45	0,17	6,44	0,61	0,19	0,10	0,76	–	2,36	99,89
5	50,57	16,46	1,14	2,95	6,66	7,93	4,64	0,21	3,61	0,63	0,22	–	–	–	5,13	100,15
6	56,24	17,46	0,60	3,22	4,25	5,22	4,28	0,16	4,24	0,37	–	–	3,78		0,36	100,19
7	55,69	16,01	0,48	5,32	5,23	7,28	3,66	0,21	2,81	0,73	–	–	0,14		2,50	100,06
8	71,11	12,43	0,36	2,26	2,12	2,21	1,09	0,07	3,32	1,63	–	–	0,38	11,0	3,19	100,19
9	72,28	13,83	0,30	2,68	0,96	1,18	1,35	сл.	3,30	2,00	–	–	0,40		1,86	100,14
10	68,87	12,90	0,12	1,95	1,06	6,34	1,18	0,04	3,66	1,12	0,04	–	0,14	2,48	0,10	100
11	74,28	11,64	0,24	3,14	2,26	2,84	0,51	0,03	0,23	0,61	0,05	–	0,23	1,69	2,25	100
12	69,70	11,95	0,28	3,27	1,94	3,92	1,55	0,04	3,87	0,72	0,03	–	0,40	2,03	0,30	100
13	69,60	12,47	0,41	3,12	1,68	2,99	1,85	0,04	3,25	0,68	0,0	–	0,28	1,12	2,48	100
14	62,15	14,39	0,51	6,13	2,06	5,16	2,09	0,08	2,76	1,27	0,04	–	0,10	2,80	0,40	100
15	51,02	10,24	0,52	1,93	1,29	16,23	0,85	0,15	3,24	0,60	сл.	–	0,41	11,52	2,00	100
16	49,87	17,04	0,96	5,10	3,52	4,34	7,34	0,06	4,80	0,95	сл.	–	1,80	0,10	4,12	100
17	54,97	17,18	0,96	3,85	4,95	7,33	3,24	0,18	3,28	0,90	сл.	–		2,20	0,20	100
18	19,59	9,31	0,57	1,80	1,72	31,71	5,35	0,43	100	0,70	0,23	–	1,74	26,00	1,54	100
19	0,34	0,10	сл.	0,21	сл.	30,93	20,38	0,03	0,06	0,06	сл.	–		47,20	0,10	100
20	90,55	0,77	сл.	0,63	0,25	3,21	1,14	сл.	0,07	0,13	0,04	–	0,20	2,70	0,31	100

Примечание: анализы 1–3, 10–20 представляют пробы образцов из коллекции Р. Мандаляна; остальные заимствованы из литературы, в том числе Г. Чихрадзе (1965) – 4: Сверхглубокие скважины... (1995) – 5; А. Лебедева, Э. Малхасяна (1965, 1970) – 6–8; К. Мурадяна (1994) – 9.



Рис. 2. Дислоцированные и рассланцованные алевролиты и алевропелиты тоара-нижнего аалена в окрестностях кочевки Гетики-мот.

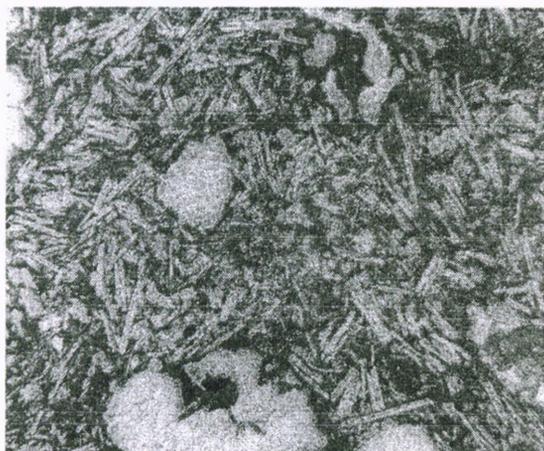


Рис. 3. Спилитовидные базальты нижнего байоса. Шлиф, ув.32, ник1. Верховья р. Ахум



Рис.4. Песчано-глинистые отложения бата в пространстве между селами Лйгедзор и Чинари.

кочевкам. Ввиду сильной задернованности этого участка, расположенного в лесной полосе, масштабы развития спилитов здесь остались невыясненными. Толентовые базальты со спилитовой структурой вскрыты бурением (скв. 3 Саркут; скв. 6 Ноемберян) в Гугаркском блоке в зоне Ноемберян-Кохбского разлома (Туманян, 2008).

Что касается Локского массива, то здесь спилитам присуще максимальное развитие, что более полувека назад было замечено В.И. Зесашвили (1955), установившим в ущелье р. Гюльмагомет их налегание на верхнелейасские слюдяные песчаники. При мощности 100–120 м спилитовая толща здесь переходит по разрезу в андезин-роговообманковые, андезин-пироксеновые порфириды, а в кровле — в лабрадор-пироксеновые разности. По результатам изучения этой же территории и сопредельных (к востоку и северо-востоку) участков Локского массива Г.А. Чихрадзе (1965) отмечает обилие спилитов, переходящих кверху в диабазовые порфириды суммарной мощностью толщи свыше 770 м (табл.1, № 4).

Потоки имеют миндалекаменное строение с выполнением миндалин хлоритом, кальцитом, кварцем, халцедоном, эпидотом и пренимом, которые развиваются как в сочетании друг с другом, так и самостоятельно. Наличие спилитов в нижней части юрской порфиритовой толщи отмечено также Д.М. Купарадзе (1989). Итак, в Локском массиве налицо присутствие нижебайосской спилит-диабазовой формации. С этих же позиций несомненный интерес представляет факт разбуривания Саатлинской СГС спилитовидных базальтов в среднеюрских интервалах IV – 4850–5290 м и V – 5290–6100 м (Сверхглубокие скважины... 1995; табл. 1, № 5).

Суммирование всех этих данных позволяет наметить на территории северо-восточной части Армении (Тавушская область) погребенную спилит-диабазовую формацию, лишь фрагментарно обнаженную на дневной поверхности. Как известно из литературы, эта формация, именуемая также базальтовой однородной и филлит-диабазовой, приурочена к низам разреза зеленокаменных толщ древних складчатых областей и

к некоторым рифтовым зонам. В ее составе преобладают подводные толеитовые базальты, часто имеющие подушечное строение и в той или иной степени метаморфизованные. Вместе с соответствующими туфами и гиалокластитамы они переслаиваются с относительно глубоководными осадками (радиоляритами, турбидитами), слагая значительные мощности (Магматические горные породы, 1987). Нетрудно заметить, что в нашем случае отсутствует существенно кремнистый компонент (радиоляриты, радиоляриевые яшмы), а сама формация не относится к разряду вулканогенно-кремнистых. В этой же связи особо отметим, что согласно данным бурения радиолярии ранней-средней юры (Алавердская, Иджеванская и Капанская области Армении) не образуют самостоятельных скоплений, а присутствуют в виде рассеянной примеси в туфах, туфоалевролитах и глинистых сланцах (Тихомирова, 1981; Вишневская, 2002). С этих же позиций большой интерес представляет развитие спилитов в составе эффузивно-гиалокластитовой ассоциации лусагюхской свиты Апаранской серии (Агамалян, 1988).

### **Андезитовая формация нижнего байоса**

Залегающая выше по разрезу мощная (600–1200 м) толща вулканитов, известная на Малом Кавказе под названием нижних порфиритов, на изученной территории занимает большие пространства в бассейнах рек Тавуш, Ахум, Агстев и фрагментарно обнажена в междуречье Агстев-Дебед, развиваясь более полно в Алавердском рудном районе. Она отнесена к разряду андезитовых формаций (Магматические и метаморфические формации Арм. ССР, 1981), хотя в ряде участков объемы основных вулканитов и промежуточных разностей также значительны. Фауна в этих образованиях не обнаружена, и возраст формации определяется по положению в разрезе – налеганию на терригенные отложения лейаса–нижнего аалена и толеитовые вулканиты нижнего байоса и по перекрытию кислыми вулканитами верхнего байоса (Азарян, 1982).

Рассматриваемая формация представлена потоками зеленовато-серых, темно-серых и фиолетово-серых лав плотного и миндалекаменного строения со значительным количеством вулканокластического материала: лапиллиевых и других туфов, туфобрекчий и туфоконгломератов. Особо отметим, что последний термин не имеет терригенного обозначения, поскольку округлость этих образований имеет лавокластическую или пирокластическую природу. Отсутствие детальных разрезов не позволяет конкретизировать соотношение между перечисленными вулканическими образованиями, за исключением нескольких участков, в частности в направлении от правобережья р. Ахум к перевальной части дороги Чамбарак–Берд. Здесь на основных вулканитах нижележащей спилит-диабазовой формации залегают зеленовато-серые андезитобазальты плотного и миндалекаменного строения, которые вверх по разрезу у подножья горы Гей-

сар перекрываются нижебайосскими фиолетовыми андезитовыми порфиритами мощностью до 500 м – очень крепкими породами с крупными (до 1,5 см) включениями плагиоклазов (Малхасян, 1970). А в истоках речки Налтегет, впадающей справа в р. Агстев на южной окраине Иджевана, в кровле вулканической толщи (андезито-базальты, андезиты) развиты мелко-среднеобломочные вулканические брекчии мощностью 180–250 м. По особенностям химизма породы данной формации относятся к известково-щелочным ассоциациям и характеризуются натриевой щелочностью, пересыщенностью глиноземом (Лебедев, Малхасян, 1965; Малхасян, 1975). Обсуждая развитие этих же вулканитов в Алавердском антиклинории, упомянутые авторы отмечают интенсивность зеленокаменных изменений и отчетливо проявленную смену по разрезу пород основного состава (основание – нижняя часть) андезитами.

### **Риолитовая (кварцпорфировая) формация верхнего байоса**

Протяженная кварцпорфировая (риолит, риодацитовая) формация верхнего байоса является характерным вулканическим компонентом юры северо-восточных склонов Малого Кавказа и обширно развита на изученной территории. Непрерывной полосой мощностью до 750–800 м кварцевые порфиры развиты в Шамшадинском антиклинории (междуречье Хндзорут–Тавуш–Ахум) и с постепенным погружением прослеживаются в Иджеванский синклинорий. Залегают они на вулканитах андезитовой формации нижнего байоса, причем ввиду плохой обнаженности характер залегания остается неясным. В пространстве между западной окраиной с. Гандзасар и правобережьем р. Агстев видимая мощность кварцевых порфиров составляет 280–330 м, однако к юго-западу, в районе Иджеванского месторождения углей, по данным бурения, она значительно возрастает. К северу и северо-западу кварцевые порфиры обнажены в нескольких участках междуречья Агстев–Дебед, в частности в районе Карнутского медного месторождения, а затем получают развитие на других участках Алавердского месторождения – в пределах Алаверди–Шамлугского рудного поля и Ахталского месторождения. На изученной территории в составе кислой формации широко развиты потоки и покровы массивных и глыбово-брекчиевых лав, а участками – средне-крупнообломочные вулканические брекчии. В меньшем количестве развиты сваренные туфы, аглютинаты, игнимбриты, вулканические бомбы, лапилли, сцементированные спекшимися туфами, и другие разновидности пирокластических накоплений, а также туффиты, тефроиды (Лебедев, Малхасян, 1965; Мурадян, 1994; Мандалян, 2007). Примечательно широкое развитие жерловых и прижерловых фаций, которые в современном рельефе представлены телами размерами от 20–50 до 150–300 м (Мурадян, 1994). Согласно Э.Г. Малхасяну (1970, 1975) лавовая фация

представлена в основном кварцевыми порфирами с изменчивым количеством и разной величины фенокристаллами кварца и плагиоклазов (альбит, альбит-олигоклаз), а также редкими вкрапленниками хлоритизированного биотита, в некоторых разновидностях – амфибола. В их составе развиты следующие подтипы:

- кварц-плагиоклазовые порфиры (плагиолипариты) – преобладают;
- кварц-плагиоклаз-ортоклазовые порфиры;
- кварц-плагиоклаз-амфиболовые порфиры (липарито-дациты).

Из особенностей химического состава кварцевых порфиров Тавушской области отметим отчетливо проявленный известково-щелочной характер, натриевую щелочность и частично – пересыщенность глиноземом (табл. 1, № 8, 9).

В междуречье Тавуш–Хндзурот в кровле формации обособляются слои кислых тефроидов, туффитов и плохо окатанных вулканомиктовых песчаников (Мандалян, 2007, рис. 2) суммарной мощностью до 40–45 м. Первые представлены кристалло-витрокластическими разностями, состоящими из остроугольных обломков хлоритизированного вулканического стекла, бесформенных железистых включений, обломков кислого плагиоклаза и немногочисленных зерен кварца с газовой-жидкими включениями. Этот материал погружен в неравномерно развитую связующую массу пеплового характера. Туффиты, среди которых преобладают терригенно-пирокластические разности, образуют слои и пачки мощностью от 1,5–2 до первых десятков метров. Они слагаются смесью вышеописанной пирокластике (50% и более) с вулканомиктовым песчано-алевритистым компонентом (50% и менее), представленным полуокатанными зернами кислых эффузивов с фельзитовой, микрогранитовой и реже микропойкилитовой структурой основной массы, а также кварцем и плагиоклазами. В их составе нередко присутствуют мелкие раковинки пеллеципод и органический детрит, чаще представленный криноидеями, реже – обрывками мшанок. По химическому составу эти разновидности близки к кварцевым порфирам и отличаются возрастанием летучего компонента, а в некоторых случаях – повышенными содержаниями кальция (табл. 1, анализ 10). Их формирование связано с развитием в островном вулканическом поднятии морских заливов с формированием своеобразного танатоценоза: обилием аммонитов, пеллеципод, наличием криноидей и брахиопод при отсутствии кораллов (Азарян, 1982; Пеллециподы и кораллы, 1983; Мандалян, 2007).

К востоку и юго-востоку от р. Хндзурот кварцевые порфиры развиты в Азербайджане, причем максимальные мощности зафиксированы в Шамхорском (до 700 м) и Гекгельском (до 500–600 м) антиклинориях. В пределах НКР эта толща кислых вулканитов с прослоями туфов, туффитов и вулканомиктовых песчаников развиты в бассейне р. Тертер, междуречье Тертер–Хачинчай и верховьях речки Колотах и далее к югу она погружается под образования бата. Судя

по наличию полуокатанных фрагментов натриевых кварцевых порфиров и бипирамидального кварца в составе терригенно-пирокластических туффитов (бат?) Капанского антиклинория, маломощные потоки кварцевых порфиров присутствовали в кровле среднеюрских вулканитов и были размыты в келловее – начале оксфорда.

Таким образом, обширное развитие верхнебайосских кислых вулканитов (риолитов и риодацитов) представляется явлением регионального порядка, отраженным на всем протяжении обширной Сомхето-Карабахской зоны. Важно отметить, что кислые вулканиты этого ряда вместе с глубинными комагматитами-плагиогранитами развиты во многих регионах: палеозое Карпато-Балканской области, Кавказа, Урала, Горного и Рудного Алтая, Западного Саяна, Центрального Казахстана. Их метаморфизованные разности известны из рифея Египта, каледонид Шотландии, Ньюфаундленда, а кайнозойские аналоги обнаруживаются среди вулканитов юных островных дуг (Магматические горные породы, 1987). Очень важным является установление последующего многоступенчатого размытия этих пород, приводящего к накоплению протяженных толщ кислых граувакк и близких к ним обломочных накоплений, как это имело место в нашем случае. Это позволило установить максимальную первичную мощность кислых вулканических массивов, которая достигала 1400–1600 м (Мандалян, 2007).

### **Терригенная (глинисто-песчаная), участками угленосная формация бата**

Данная формация в объеме нижнего и среднего бата с запада на восток прерывисто развита от правобережья р. Агстев до междуречья Тавуш–Хндзурот. На первой площади она обнажена по южному крылу близширотной местной Шункарской антиклинали, которая в структурном плане относится к периклиналильному замыканию Шамшадинского антиклинория. Здесь в составе терригенной формации присутствуют несколько пластов каменного угля и обильно развиты углистые аргиллиты. Строение угленосной полосы осложнено близмеридиональными сбросами с формированием значительных (40–45°) и крутых (70–75°) падений слоев (Мкртчян, Мартиросян, 1975). При мощности 400–450 м данная формация слагается преимущественно аргиллитами и алевропелитами (60–70%) при меньшем развитии песчано-мелкогравийного материала. Среди окатанных и полуокатанных фрагментов песчано-мелкогравийной и крупноалевритовой размерности преобладают кислые вулканиты (риолиты, риодациты) с преимущественной микрофельзитовой, меньше – микрогранитовой, редко микроаплитовой структурой основной массы при некотором участии обломков с витрофировой структурой. Во многих интервалах разреза вышеперечисленные фрагменты испытали интенсивный метаморфизм с возникновением микрогранобластовых структур кварц-серичитового метасоматоза. Кварц постоянно

присутствует в кислых граувакках, составляя 7–15% от общего количества фрагментов. Он представлен слабо окатанными изометричными монокристаллами, а также удлиненными водно-прозрачными зернами, сохранившими бипирамидальный габитус. Их размеры находятся в пределах 0,20–0,45 мм и в единичных случаях достигают 0,60 мм. Около 20% кварцевых зерен разбиты трещинами, выполненными тонкими включениями и примазками серицита, каолинит-гидрослюдистого материала и железистыми оторочками. Полевые шпаты (2–7%) представлены кислыми плагиоклазами, претерпевшими интенсивные преобразования. По химическому составу описанные породы мало чем отличаются от их первоисточника – верхнебайосских кислых вулканитов (табл. 1, № 11–12). Участками в песчаниках развиты удлиненные обломки аргиллитов и углистых сланцев (5–8%). Судя по обилию аммонитов (*Oppelia*, *Morphoceras*), при наличии кораллов и брахиопод, песчано-глинистые накопления бата других участков междуречья Агстев–Дебед формировались в морской обстановке. Исключение составляют несколько небольших площадей, в том числе в верховьях реки Талагет, к северо-западу от Карнутского месторождения, где, по данным Г.А. Чубаряна (1981), в толще вулканогенно-обломочных образований бата присутствуют маломощные углистые прослои и углистые аргиллиты.

К югу от Шункарской антиклинали описанная толща не развивается, а в междуречье Ахум–Тавуш она оказывается нацело размытой после наступления келловейской трансгрессии. Новые выходы бата, также представленные терригенными накоплениями, обнажены по северному крылу Шамшадинского антиклинория в пространствах между селами Чоратан и Айгедзор–Чинари.

Для них характерны ритмичные построения регрессивного типа, проявленные в смене преобладающих аргиллитов и алевропелитов этим же материалом с частыми слоями песчаников, а далее вверх по разрезу – развитие песчано-мелкогравийных слоев с глинистым цементом. В первом пункте мощность бата, представленного светло-коричневыми аргиллитами и алевропелитами с прослоями песчаников, равна 37–40 м, а по линии сел Чалаби–Чинари она резко увеличивается, составляя 320–360 м. В составе терригенных накоплений здесь также преобладают аргиллиты и алевролиты при значительном развитии кислых граувакк, в том числе их слабо известковых и смешанных разновидностей, содержащих окатанные зерна (25–40%) основных-средних вулканитов. В этих отложениях встречаются частично обугленные растительные остатки – обрывки стеблей, листья, а в единичных случаях – окаменелые стволы деревьев.

В основании – нижней части данного участка формации присутствуют аммониты, из которых Н.Р. Азаряном (1982) определены *Oppelia fallax Guez.* и *Morphoceras densicostatum Thalman*, указывающие на низы нижнего бата (зона *Zigzagiceras zigzag*). Он же в разрезе бата указы-

вает на значительное развитие пелеципод, в том числе *Pinna*, *Modiola*, *Pholadomya*, *Pleuromya*, *Chlamus*. Эти данные согласуются с некоторым присутствием пелециподового детрита (наши определения в шлифах) призматического и пучковидного строения в составе терригенных накоплений. Показательно отсутствие в них кораллов (Пелециподы и кораллы юрских отложений Армянской ССР, 1983).

Таким образом, сочетание палеонтологических и литологических признаков указывает на переходную палеогеографическую обстановку бата – от шельфа к мелководным опресненным лагунам и континентальным озерно-болотным условиям, в которых главными углеобразователями служили папоротники и цикадофиты при меньшем значении другой растительности. В этом смысле наблюдается близость части рассматриваемых отложений к батским накоплениям Ткварчельской и Ткибульской угленосной полосы Грузии с множеством растительных остатков и пресноводных двустворок (Юра Кавказа, 1992), хотя интенсивность угленакопления в нашем случае была гораздо ниже.

### Терригенная (песчано-глинистая) формация келловей

С запада на восток данная формация прерывистой полосой протягивается от междуречья Дебед–Агстев к бассейну р. Ахум и после выклинивания в Навур-Бердской полосе продолжается в междуречье Тавуш–Хндзорут. Она залегает трансгрессивно, с угловым несогласием на разные горизонты верхнего байоса и бата, причем в первом случае вулканическое основание ложа характеризовалось сложным рельефом, образованным сочетанием лав, субвулканических тел, туфов и туффитов. Возраст формации обоснован палеонтологически: установлены зона *Macrocephalites macrocephalus* (Асланян, 1958), развитие многочисленных двустворок (Азарян, 1963, 1982; Атабекян, 1954). Согласно данным А.С. Папоян примечательно появление кораллов родов *Montlivaltia* и *Heliocoenia* (Пелециподы и кораллы, 1983).

Эта устойчивая терригенная ассоциация мощностью до 400 м образовалась в связи с развитием крупной морской трансгрессии, приведшей к интенсивному размыву вулканических массивов байоса и терригенных накоплений бата. При этом примечательно частое развитие трансгрессивного типа градаций с концентрацией крупнообломочного материала в основании – нижней части формации (Мандалян, 1990, рис. 2; 2007, рис. 3). В целом в формации имеет место следующее соотношение терригенных компонентов: конгломераты (2–10%); гравелиты, песчаники, алевролиты (60–70%); глины, аргиллиты, алевропелиты (23–30%).

Среди конгломератов преобладают среднегалечные сферичные и сплюсненно-сферичные разновидности при меньшем количестве уплощенных и плосковытянутых форм. В их составе наряду с слабо преобразованными риолитами и риодами-

тами некоторое развитие имеют разности, испытавшие интенсивные метасоматические преобразования (окварцевание, эпидотизация, каолинизация, серицитизация) при незатронутости преобразованиями песчано-алевритистого заполнителя и цемента. В составе песчано-мелкогравийных накоплений отчетливо преобладают кислые граувакки, сложенные окатанными фрагментами риолитов (кварцевых порфиров) и риодацитов с микрогранитовой, фельзитовой и сферолитовой структурами при подчиненном количестве дацитов с гиалопелитовой структурой и редких андезитов-дацитов (Мандалян, 2007, рис. 4).

Кварц главным образом представлен изометричными или близкими к этому водянопрозрачными зернами, которые часто сохраняют бипирамидальный габитус и изредка содержат газожидкие включения. В отдельных случаях окатанные, полуокатанные кварцевые обломки находятся в сростании с основной массой кварцевых порфиров. Другие типы кварца (полуокатанный с игольчатыми включениями рутила и циркона, а также окатанный – катаклазированный) не имеют значительного развития. Полевые шпаты представлены кислыми плагиоклазами – альбитом (преобладает), кислым олигоклазом и андезином, которые подверглись хлоритизации, карбонатизации, гидрослюдизации и цеолитизации.

Изучение в иммерсии показывает постоянное минерального состава кислых граувакк, выраженное, по данным 40 проб, следующим комплексом: кварц (4–22,8%); плагиоклазы (16,5–20%); гематит (5–34%); магнетит (2,5–50%); эпидот (1–30%); цоизит (ед. зн.–3%). В них постоянно присутствует циркон (0,3–3,9%), но в целом состав аксессуаров беден.

По химизму кислые граувакки близки к материнским породам по содержанию кремнекислоты, минимуму фемического компонента и повышенному количеству  $\text{Na}_2\text{O}$ , превышающему содержание  $\text{K}_2\text{O}$  в 2,5–5 раз (табл. 1, анализы 13, 14) (Мандалян, 1990, табл. 2).

А в литовых разновидностях песчаников, возникших при размыве кислых вулканитов с минимальным количеством вкрапленников кварца, содержание этого минерала в обломочных фрагментах уменьшается до 3–5%. Что касается известковых разностей кислых граувакк, содержание кальцита в них (цемент, раковинный детрит, оолиты) достигает 15–22%. Кроме того, по правобережью р. Агстев, ниже перевальной части дороги Иджеван–Берд, присутствуют смешанные разности песчаников, в которых наряду с компонентом кислых граувакк (35–50%) присутствуют окатанные фрагменты основных – средних вулканитов (35–40%) и тонкодисперсных темно-коричневых аргиллитов (2–30%). Песчаники с более высокими содержаниями двух последних компонентов не образуют значительных скоплений. Эти особенности песчаников отражены в их химическом составе (табл. 1, анализы 14, 15).

Глинистые породы келловее характеризуются двухкомпонентным гидрослюдисто-хло-

ритовым составом при частичном присутствии каолинита (Петросов, 1983; Мандалян, 1990).

Известняки в терригенной формации развиты слабо и слагают невыдержанные в пространстве слои (0,5–5,5 м), а в единичных случаях – пакки (8–12 м), сложенные органогенно-детритовыми, раковинными окатанно-зернистыми и оолитовыми разностями. В известняках кровли терригенной формации заметно увеличение кораллового компонента.

В палеогеографическом аспекте важной представляется масштабность интенсивного размыва верхнебайосского кислого субстрата на протяжении всей Сомхето-Карабахской зоны с формированием больших объемов кислых граувакк, гравелитов, а также крупнообломочных накоплений. Это также имело место по северо-восточному крылу Алавердского антиклинория, включая зоны погружения к Прикуринскому синклинорию (Мандалян, 2007) и к юго-востоку от изученной территории в пределах Дашкесанского синклинория и Агдамского антиклинория, причем размыв был максимально выражен в келловее (Геология СССР, т. XLVIII, Азерб. ССР, 1972). Проведенные подсчеты мощностей этих накоплений приводят к заключению о том, что в современном срезе присутствует лишь нижняя половина мощного кислого комплекса, тогда как верхняя – в большей мере оказалась размытой, а о ее былом составе можно судить на основе детального изучения возникших обломочных накоплений (Мандалян, 2007). Это нововведение представляется важным при анализе ряда следующих насущных вопросов юрского развития Сомхето-Карабахской зоны:

- принятие кислых граувакк и близких по первоисточнику обломочных накоплений в качестве литолого-стратиграфического «надкварцпорфирового» репера;

- прогноз строения погребенных площадей юрской полосы Северной Армении, восстановление палеогеографической обстановки позднебайосского вулканизма;

- восстановление вертикального диапазона развития метасоматических процессов (пропилитизация) в кислых вулканических массивах на основании распространения в разрезах галек и гравия преобразованных пород.

### **Вулканогенно-карбонатная формация оксфорда-титона**

Областью обширного развития данной формации являются Иджеванский синклинорий и северное крыло Шамшадинского антиклинория, в которых она представлена полной мощностью (900–1150 м), тогда как в восточной части междуречья Агстев–Дебед развита фрагментарно. Залегает она с размывом на терригенные отложения бата или келловее, а в местах отсутствия последних, как в Навур-Бердской полосе, – непосредственно на кварцевые порфиры верхнего байоса (Мандалян, 2007, рис. 1). За исключением нескольких участков, породам рассматриваемой

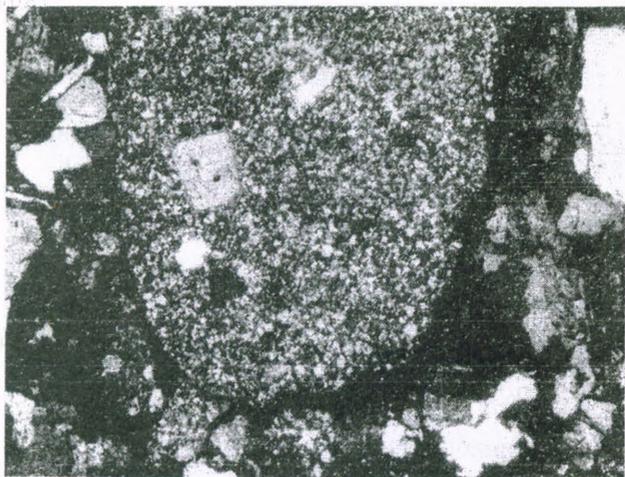


Рис.5. Кислая граувакка. На переднем плане видно крупное, хорошо окатанное зерно риолита, а в правом верхнем углу расположен удлиненный обломок кварца с реликтами кристаллографической огранки. Шлиф, ув. 36, ник1. Окрестности села Арцваберд.



Рис.7. Слой силицитов (белое) в брекчиевидных известняках кимериджа-титона. Иджеванский хребет.



Рис.6. Налегание карбонатной пачки (верхняя часть фото) на поток подушечных лав. Юго-восточные окрестности Берда.

формации присущи пологие ( $10-12^{\circ}$ ) или небольшие ( $15^{\circ}$ ) углы залегания. Как следует из названия, она характеризуется тесной пространственной связью и чередованием по разрезу карбонатных накоплений (известняки и доломиты) с вулканическими (базальты, андезиты) образованиями, причем это сонахождение принимает разные формы, отображенные в качестве градаций\*. В этом смысле в строении формации обособляются следующие породные ассоциации:

I. Вулканогенно-известняково-доломитовая градация (мощность 900 м), содержащая силициты, залегающие в карбонатных породах. Развита от левобережья р. Агстев до водораздельной части Иджеванского хребта.

II. Известняковая градация с подчиненным количеством доломитов, слоями и линзами кремней, спонголитов, гиалокластитов и возникших по ним монтмориллонитовых глин. При мощности около 1000 м занимает значительную часть

междуречья Агстев-Ахум, включая приводораздельную часть.

III. Вулканогенно-известняковая градация (мощность 750-1300 м), представленная чередованием основных и средних вулканитов (преобладают) с преимущественно маломощными слоями и линзами известняков, изредка доломитов. Занимает обширную площадь, простирающуюся от левобережья р. Ахум к бассейну р. Тавуш и далее к востоку с убыванием мощности к левобережью р. Хндзорут. А в самом основании разреза развита известняковая толща (140-180 м), известная под названием будурской свиты. Среди вулканитов рассматриваемой формации (базальты, андезиты) максимально развиты продукты субаквальных трещинных излияний, образующие пространственный ряд в составе: подушечные лавы, подушечные брекчии, гиалокластиты и продукты перерождения (диагенеза, катагенеза) тонкозернистых разновидностей пос-

\* Часть формации, характеризующаяся особым типом разреза.

ледных – монтмориллонитовые глины. В пространстве этой ассоциации наблюдаются переходы к зачаточно-подушечным, брекчиевым и другим переходным формам, как и потокам компактного или массивного строения. Последние имеют самостоятельное развитие в бассейне р. Хндзурут и нескольких участках междуречья Агстев–Дебед. На облик вулканитов наложили отпечаток автометаморфические и поствулканические процессы, а также явления катагенеза. Наиболее характерны хлоритизация, альбитизация, цеолитизация, монтмориллонитизация, кальцитизация. Последний процесс, являющийся отражением первичного карбонатно-вулканогенного сонахождения, затрагивает как вулканическую породу в целом, так и отдельные минералы. В деталях это выглядит следующим образом:

– отложение карбонатных илов и неконсолидированных осадков в миндалинах, пустотах, трещинах, межшаровых пространствах лав и подушечных брекчий;

– замещение с образованием псевдоморфоз по темноцветным минералам (оливин, пироксены).

По химизму верхнеюрские вулканиты представлены базальт-андезитовой ассоциацией, содержащей в подчиненном количестве шошониты и латиты. При общей известково-щелочной направленности состава они характеризуются субщелочным уклоном, высокой глиноземистостью и постоянным превышением натрия над калием. При этом большая часть анализов располагается выше низкокалиевых полей базальтов и андезитов (Мандалян, 1989; 1990) (табл. 1, №16, 17). В составе известняков отчетливо преобладают органогенные разновидности, образовавшиеся за счет накопления раковинного материала, который накапливает волноприбойную сортировку, размывание, водорослевую грануляцию и деятельность илоедов. Широко развиты сгустково-детритовые известняки, в которых помимо водорослей присутствует ими же обработанный (сверление, обволакивание) органогенный детрит. А собственно водорослевые образования слагаются следующими главными компонентами:

– обрывками сине-зеленых водорослей, в том числе близких к подроду *Ortonella*, клубовидной колонии *Saueuxie sp*;

– микрокомковатыми водорослевыми тканями с внутренними каналцами и оогониями, а также микроонколитами;

– зелеными водорослями (дазикладациями).

Иглокожие, в особенности морские лилии, также являются активными породообразователями и слагают следующие разновидности известняков: криноидные, криноидно-полидетритовые и эхинодерматовые (в смеси с иглами и щитками морских ежей).

Кораллы склерактинии развиты обильно, образуя банки и постройки небольшой мощности. Несколько большие мощности присущи постройкам сложного кораллово-губково-водорослевого состава, часто залегающим на вулканическом цоколе, сложенном подушечными и компактными лавами (рис. 6). Фораминиферы в форме хорошо окатанных зерен и с некоторым (15–

20%) содержанием оолитов слагают самые мелководные разности известняков. Кроме организмов – активных породообразователей в составе известняков в меньшем количестве присутствуют остракоды, мшанки, брахиоподы.

Доломиты представлены пластовыми разновидностями диагенетической природы, которые слагают крупное Лусадзорское месторождение в левобережье р. Агстев (табл. 1, № 19). Важно отметить, что обособление полузамкнутых участков с повышенной минерализацией придонных вод, приведшей к обильной доломитизации известковых илов, является отражением надрегиональной аридизации, охватившей в кимеридже-титоне как Тавро-Кавказский регион, так и другие участки Альпийско-Гималайского складчатого пояса. На изученной территории, как и в Сомхето-Карабахской зоне в целом, она не выходила за рамки доломитонакопления. Исключение составляет Агджакендский синклинальный прогиб (Азербайджан), в котором обособлялись осолоненные лагуны с осаждением гипсов суммарной мощностью до 100 м (Эфендиева, 1969). Вторичные доломиты, как и наложенная (метасоматическая) доломитизация, развиты реже. Характерной особенностью ряда участков развития известняков и доломитов является их обогащенность вулканокластическим материалом, вплоть до перехода в смешанные породы (Мандалян, 1988; 1994; табл. 1, №18).

Силициты представлены небольшими слоями (5–7, реже 10–15 см), чаще развитыми в верхней и средней частях разреза формации (рис. 7). Они сложены мелкозернистым халцедоном с оставшимися после раскristализации обильными кремневыми спикулами и небольшим числом (10–15%) радиолярий. В обнажении это светло-серые или белые породы, незагрязненные окислами железа и марганца (табл. 1, № 20). Таким образом, налицо отличие этих кремней от глубоководных радиоляриевых яшм как по специфике слагающей органики, так и особенностям химизма. В карбонатных породах также развиты кремнистые линзы и прослои с абригенной сферолито-глобулярной структурой.

### **Наземная базальт-андезитовая субформация титона-нижнего мела**

В междуречье Ахум-Тавуш на вулканиты предшествующей формации, содержащие в кровле линзы коралловых известняков, без видимого несогласия налегает толща вулканических образований, мощностью до 420 м, известная под названием артаминской свиты. Она слагается порфиритами базальтового (оливиновые, гиперстеновые и долеритовые разности) и андезитового состава при обилии вулканических брекчий с пирокластическим заполнителем (Мнацаканян, 1970; Мандалян, 1979). Последние играют существенную роль в строении этой свиты, в особенности ее верхней части, причем в бассейне р. Ахум преобладают крупнообломочные разности (до 10–12, реже 25–30 см в поперечнике), а на других участках – мелко-

среднеобломочные. Комплекс таких признаков как отсутствие осадочных пород и каких-либо фаунистических остатков, лиловая и пестроцветная окраска вулканических брекчий и туфов, отсутствие подушечного строения в потоках при их компактном или массивном облике указывают на наземно-островную обстановку их формирования, возникшую в связи с ростом вулканических островов. Важно отметить отсутствие аналогичных вулканитов в бассейне р. Агстев, в том числе и на Иджеванском хребте, где на карбонатных отложениях кимериджа-титона с размывом залегают зеленовато-серые глауконитовые песчаники альба. Ввиду отсутствия фаунистических находок возраст рассмотренной субформации определяется по положению в разрезе, в котором она связана постепенными переходами с нижележащей вулканогенно-карбонатной формацией и перекрывается трансгрессивно залегающими терригенно-карбонатными отложениями сеномана-нижнего турона. В этой связи и с учетом строения верхнеюрских-нижнемеловых образований других участков Сомхето-Карабахской зоны (Иджеванский синклинорий и Капанский антиклинорий, Мартунинский синклинорий), и приняв зональное расчленение нижнемеловых отложений юга бывшего СССР (Крым, Кавказ), можно предположить возраст данной формации в объеме верхнего титона-берриаса или берриаса-валанжина.

### Основные этапы геологического развития

В юрской геологической истории северо-восточной части Армении (Сомхето-Карабахская зона) обособляются три существенно разных этапа, которые отличаются характером осадкообразования и многими особенностями вулканической деятельности.

*Лейас-раннеааленский этап* характеризуется большим развитием песчано-глинистых накоплений, возникших в связи с преимущественным размывом сиалических источников сноса – герцинского гранитно-метаморфического комплекса и кислой вулканоплутонической ассоциации, а также древних терригенных образований типа аркозов, кварцитов и кварцито-песчаников.

Таким путем сформированным песчано-алевритистым накоплениям присущи высокие содержания  $\text{SiO}_2$ , постоянное превышение  $\text{K}_2\text{O}$  над  $\text{Na}_2\text{O}$  и терригенно-минеральная ассоциация кварц-циркон-мусковит с обилием железистых минералов в составе тяжелой фракции. Также показательно преобладание гидрослюдистого компонента, местами содержащего примесь каолинита или хлорита в составе аргиллитов и цемента терригенных накоплений. Такому составу песчано-глинистого компонента способствовало развитие в герцинском этапе кор выветривания, способствующих ускоренной дезинтеграции материнских пород и вовлечению освобожденного кварца в терригенную седиментацию.

Судя по строению и составу сопредельных участков Сомхето-Карабахской зоны, развитие

морского режима начиналось с раннего лейаса (геттанг–синемюр), усиливалось в плинсбахском веке и достигало максимума в тоаре–аалене, когда море покрывало большую часть территории южного Закавказья, включая Локский, Храмский, Ахумский, Асрикчайский массивы, а осадки приобретали признаки перемещения по континентальному склону и накапливались у континентального подножья.

В этой связи интересно высказывание Д.И. Панова (2004, с. 180) о том, что в ранней юре-аалене Сомхето-Капанская зона соответствовала прилегающей к океану погружающейся части пассивной окраины.

Окончательный облик терригенных накоплений тоара–нижнего аалена установился после испытания ими таких наложенных явлений как катагенез и другие преобразования, обусловленные увеличением мощностей перекрывающих вулканических и осадочных образований. Последующее зарождение Шамшадинского антиклинория сопровождалось дислокациями и перемещениями слоев, внедрениями магматических тел разного уровня и поздними тектоническими проявлениями с частичным выводом слоев на дневную поверхность.

*Среднеюрский (байос–бат) этап* характеризуется интенсивной вулканической деятельностью, приведшей к формированию мощных толщ разных по составу вулканитов, при меньшем развитии осадочных накоплений. С начала раннего байоса (возможно еще с конца ааленского века) в условиях растяжения произошло резкое углубление морского бассейна до 1–1,5 км и, возможно, сформировался океанический режим, что выразилось зарождением спилито-диабазовой формации. Эти условия имели региональную направленность не только в пределах Сомхето-Карабахской зоны, но и в Куринском межгорном прогибе, в котором, по данным Саатлинской СГС, спилиты присутствуют в среднеюрском интервале разреза. Со второй, большей половины нижнего байоса характер вулканической деятельности существенно меняется – взамен растекающихся по морскому дну натри-базальтов, образующих подушки и шары, формируются мощные покровы и потоки известково-щелочных андезитов, андезито-базальтов с подчиненным количеством базальтов и умеренно-кислых разностей, которые по мере наращивания мощностей (до тысячи и более метров) образуют вулканические островные поднятия. Излияния сопровождалось формированием относительно меньшего количества пирокластических продуктов. А последующие интенсивнейшие проявления кислого позднебайосского вулканизма привели к окончательному становлению протяженной вулканической дуги, развитой на всем протяжении Сомхето-Карабахской зоны и представляющей собой платообразное сооружение с изрезанной береговой линией, проникающими в этот массив морскими заливами и многочисленными вершинами, образованными жерлами, нёкками, штоками и другими субвулканическими телами. Эксплозивная деятельность приводила к осаждению теф-

роидного материала и за пределами вулканической суши — в волноприбойной полосе и сопредельных участках литорали, где в смеси с песчано-алевритистыми накоплениями формировались терригенно-пирокластические туффиты, содержащие местами раковинный детрит. По мере продолжительности вулканизма и наращивания его продуктов островное поднятие продолжало оставаться в надводном положении, а временное прекращение вулканической деятельности приводило к его частичному затоплению морем и размыву с формированием кислых граувакк.

Масштабно проявленная в Тавро-Кавказском регионе батская регрессия привела к существенному обмелению бассейна и возникновению переходных обстановок от шельфа к опресненным лагунам и континентальным, преимущественно озерно-болотным условиям. В последнем случае в условиях гумидного климата и общего воздымания терригенная седиментация сопровождалась накоплением углеобразующей флоры с последующим ее преобразованием в углистый компонент. Это выразилось в формировании в агстевском бассейне небольших проявлений углей с обилием углистых аргиллитов. На фоне описанных процессов имели место вспышки андезитового вулканизма, максимально проявленного в междуречье Агстев—Дебед.

*Келловей—позднеюрский (оксфорд-титонский) этап* по существу отображает крупный седиментационный цикл с отчетливо выраженной вертикальной зональностью — накоплением терригенных образований в нижней части разреза и карбонатных — в средней-верхней. Начинается он с обширнейшей в истории юрского периода трансгрессии с распространением морского режима и на осушенных в бате площадях. В результате возникали толщи крупнозернистых разновидностей терригенных образований (конгломераты, гравелиты, крупнозернистые песчаники), которые вверх по разрезу переходят в мелкозернистые песчаники, алевролиты, алевропелиты и глины, иногда содержащие линзы и прослои крупнообломочного материала. В этом же направлении увеличивается карбонатность отложений. Главными поставщиками обломочного материала являлись кислые вулканы верхнего байоса и возникшие по ним в бате терригенные накопления при меньшем значении иных источников сноса. Начиная с оксфорда, после небольшого перерыва, терригенная седиментация сменяется мелководной карбонатной, которая продолжается до конца поздней юры с постепенным увеличением в кимеридже—титоне объемов доломитовых накоплений. Примерно с середины оксфордского века в области седиментации произошли крупные расколы, которые сопровождались обильными трещинными излияниями базальтов и андезитов с формированием эффузивно-гялокластитовой ассоциации. Сложившееся сочетание аридной карбонатной седиментации с этим типом субаквального вулканизма породило обилие пространственных сона-

хождений и новообразований. В их числе залежание органогенных построек на вулканическом цоколе, наличие реликтов донных осадков в потоках «пиллоу», обогащение карбонатных илов гялокластитовым материалом с формированием смешанных пород. Предыдущая терригенно-минеральная ассоциация (кварц, кислые и средние плагиоклазы, циркон, магнетит, эпидот) сменилась новым минеральным сочетанием вулканотерригенного характера с обилием пироксенов (авгит, гиперстен, диопсид) вулканического стекла, хлорита, наличием амфибола и редких зерен пикотита. Близкие к этому сочетания карбонатнонакопления и вулканических процессов протекали и на других участках Сомхето-Карабахской зоны. А в конце титона и начале раннемелового времени восходящие движения выразились формированием местной островной вулканической суши красноцветного облика как следствие аридных климатических условий.

## ЛИТЕРАТУРА

- Абдуллаев Р.Н. Мезозойский вулканизм северо-восточной части Малого Кавказа. Баку, 1963, 227 с.
- Агамалян В.А. Петрографические особенности Апаранской серии мезозоя Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, 1988, XLI, № 5, с. 15–25.
- Агамалян В.А. Геодинамические режимы формирования мезозойской Сомхето-Карабахской островодужной постройки Евразийской активной окраины. Вулканизм и Геодинамика. Матер. III Всерос. симп. по вулканологии и палеовулканологии. Улан-Удэ: Изд. Бурятского научного центра ЦО РАН, 2006, с. 78–81.
- Азарян Н.Р. Стратиграфия и фауна юрских отложений Алавердского рудного района Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1963, 255 с.
- Азарян Н.Р., Акопян В.Т., Чубарян Г.А. Юрская система. Геология СССР, Армянская ССР. М.: Недра, 1970, т. 43, с. 51–80.
- Азарян Н.Р. Юрские аммониты Армянской ССР. Ереван: Изд. АН Арм. ССР, 1982, 191 с.
- Асланян А.Т. Региональная геология Армении. Ереван: Айпетраг, 1958, 430 с.
- Атабекян А.А. Об открытии верхнеюрских отложений в междуречье средних течений рек Агстев и Гасан-Су (Армения). Докл. АН СССР, 1954, т. 96. N 3, с. 589–596.
- Вишневская В.С., Чолахян Л.С. Новая находка радиолярий в Армении. Тезисы Десятого Всесоюзного семинара по радиоляриям. Уфа, 1990, с. 36–37.
- Вишневская В.С. Радиоляриевая биостратиграфия юры и мела России. М.: ГЭОС, 2001, 376 с.
- Геология СССР т. XLVIII. Азербайджанская ССР. Геологическое описание М: Недра, 1972.
- Зесащвили В.И. Геология части бассейна р. Поладаури. Тр. ГИН АН Гр.ССР, т. IX (XIV), вып. 1, геолог. серия, Тбилиси: Изд. АН Гр. ССР, 1955, с. 172–188.
- Купарадзе Д.М. Геология и петрохимия среднеюрской вулканогенной толщи Локского массива. Геология и полезные ископаемые Кавказа. Тр. ГИН АН Гр.ССР, Новая серия, 1989, вып. 99, с. 283–291.
- Лебедев А.П., Малхасян Э.Г. Юрский вулканизм Армении. М.: Наука, 1965, 168 с.
- Магматические горные породы: Эволюция магматизма в истории Земли. М.: Недра, 1987, 438 с.
- Магматические и метаморфические формации

- Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1981, 302с.
- Малхасян Э.Г. Юрские вулканические породы. Геология Армянской ССР. IV. Петрография. Вулканические породы. Ереван: Изд. АН Арм. ССР, 1970, с. 9–135.
- Малхасян Э.Г. Геологическое развитие и вулканизм Армении в юрский период. Ереван: Изд. АН Армянской ССР, 1975, 170 с.
- Мандалян Р.А. Петрография и условия образования верхнеюрской вулканогенно-карбонатной формации СВ части Армянской ССР. Автореф. дисс. на соиск. уч. ст. канд. геол.-мин. наук, Ереван, ЕГУ, 1965, 22с.
- Мандалян Р.А. Основные черты литологии верхнеюрских (с неокомом) вулканогенно-осадочных формаций Армянской ССР. Проблемы вулканогенно-осадочного литогенеза. М.: Наука, 1974, с. 47–51.
- Мандалян Р.А. Вулканогенно-карбонатная формация верхней юры—нижнего мела северной части Армянской ССР (литология, основные черты палеовулканизма, полезные ископаемые). В кн.: Стратиграфия и литология Армянской ССР. Ереван: Изд. АН Арм. ССР, 1979, с. 101–193.
- Мандалян Р.А. Карбонатонакопление и вулканизм в геосинклинальных прогибах верхней юры—неокома Малого Кавказа. Осадочная оболочка Земли в пространстве и времени. Доклады Советских геологов на 28-ом Межд. Конгрессе. Вашингтон. М.: Наука, 1988, с. 209–214.
- Мандалян Р.А. Верхнеюрский-неокомский седименто- и литогенез Армении. Ереван: Изд. АН Армянской ССР, 1990, 172 с.
- Мандалян Р.А. О вулканогенно-карбонатном парагенезисе (аналитический обзор и генетическая интерпретация). Изв. НАН РА, Науки о Земле, 1994, т. 47, № 2, с. 24–33.
- Мандалян Р.А. О палеогеографии и продуктах размыва кислой вулканической серии верхнего байоса северо-восточной части Армении (Сомхето-Карабахская зона). Изв. НАН РА, Науки о Земле, 2007, LX, № 2, с. 3–10.
- Мандалян Р.А. Органическая жизнь и осадкообразование в юре Северной Армении. Новости палеонтологии и стратиграфии. Геология и Геофизика. Новосибирск, 2008, вып. 10–11, с. 247–250.
- Мандалян Р.А., Степанян Ж.О. Литология и условия формирования нижнеюрских отложений Шамшадинского антиклинория (Сомхето-Карабахская зона, Тавушский марз, Армения). Изв. НАН РА, Науки о Земле, 2008, LXL, № 2, с. 21–28.
- Мкртчян К.А., Мартиросян С.В. Об Иджеванском месторождении каменных углей Армении. Сов. геология, 1975, № 8, с. 149–151.
- Мнацаканян А.Х. Меловые вулканические породы. Геология Армянской ССР. IV Петрография. Вулканические породы. Ереван: Изд. АН Арм. ССР, 1970, с. 136–220.
- Мурадян К.М. Рудоносность вулканогенных формаций Малого Кавказа. Ереван: Изд. АН Армении, 1994, 359с.
- Панов Д.А. Тектоническое районирование Кавказа на раннеальпийском этапе его развития (ранняя и средняя юра). Тр. ГИН АН Грузии, Нов. сер., 2004, вып. 119, с. 179–187.
- Паффенгольд К.Н. Геология Армении. Армения в системе Кавказа и Малой Азии. М.-Л.: Изд. геол. литературы, 1948, 895 с.
- Пелелиподы и кораллы юрских отложений Армянской ССР. Ереван: Изд. АН Арм. ССР, 1983, с. 77–123.
- Петросов И.Х. Глинистые породы Армянской ССР. Ереван: Изд. АН Арм. ССР, 1983, 322 с.
- Сверхглубокие скважины России и сопредельных регионов. Санкт-Петербург: Изд. ВСЕГЕИ, 1995, 247 с.
- Топчишвили М.В., Надарейшвили Г.Ш. Геологическое развитие Грузии в юрском периоде. Тр. ГИН АН Грузии. Нов. Сер., 2004, вып. 119, с. 150–178.
- Туманян Г.А. Позднемезозойская структура междуречья Дебед-Агстев (Северная Армения) Автореф. дисс. на соиск. уч. ст. канд. геол. -- мин. наук, Ереван, ЕГУ, 1975, 32с.
- Туманян Г.А. Структурно-формационные особенности и геодинамическая обстановка формирования Алавердского антиклинория. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 2008, LXI, N 2, с. 3-9.
- Чихрадзе Г.А. Некоторые вопросы литологии лейасских и байосских отложений юго-восточной Грузии. Материалы по литологии юго-восточной Грузии. Тбилиси: Мецниереба, 1965, с. 5–57.
- Чубарян Г.А. Геологический очерк Иджеванского региона (объяснительная записка к геологическим картам и картам полезных ископаемых). Фонды УГСМ Арм. ССР, 1973, 217 с.
- Эфендиева Э.Н. Литология и условия образования верхнеюрских отложений юго-восточной части Малого Кавказа (северо-восточная часть Нагорного Карабаха). Автореф. дисс. на соиск. уч. ст. канд. геол. – мин. наук, Баку, Аз.ГУ, 1969, 21 с.
- Юра Кавказа Санкт-Петербург: Наука, 1992, 184 с.

Рецензент М. В. Топчишвили

## ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՀՅՈՒՄԻՍ-ԱՐԵՎԵԼՅԱՆ ՄԱՍԻ (ՏԱՎՈՒՇԻ ՄԱՐԶԻ) ՅՈՒՐԱՅԻ ՀԱՍՏԿԻ ԵՐԿՐԱՔԱՆԱԿԱՆ ՖՈՐՄԱՑԻԱՆԵՐԸ

Ռ.Ա. Մանդալյան

Ամփոփում

Հայաստանի հյուսիս-արևելյան մասում առանձնացվում և բնութագրվում են յուրայի ամբողջական կտրվածքի յոթ երկրաբանական ֆորմացիաներ և մեկ ենթաֆորմացիա: Համալիր ուսումնասիրությունների արդյունքում տարածաշրջանում անցատվում են յուրայի զարգացման երեք փուլեր՝ լեյաս-ստորին պլեն, բայոս-բաթ և կելովեյ-վերին յուրա: Նրանցից յուրաբանչյուրը բնորոշվում է միանգամայն յուրահատուկ նստվածքազոյացման, հրաբխականության և հնաաշխարհագրական առանձնահատկություններով:

Կտրվածքում յուրայի հիմքը ծածկում է հերցինյան բյուրեղային ֆունդամենտը, որը

մերկանում է Շամշադինի անտիկլինորիի միջուկում՝ Հախունի ելուստի սահմաններում: Ստացված արդյունքները կծառայեն որպես հիմք Հայաստանի Տավուշի մարզի սահմաններում (Սոմխեթա-Ղարաբաղյան) երկրակեղևի հետագա կառուցվածքի, կազմի և զարգացման օրինաչափությունների ուսումնասիրությունների համար:

## THE JURASSIC GEOLOGICAL FORMATIONS OF THE NORTH-EAST ARMENIA (TAVUSH MARZ)

R.A. Mandalyan

### Abstrakt

The Jurassic geological formations of the northeast part of Armenia from the basis up to roof of Jurassic section are allocated and characterized. The result of the complex researches three stages of development are allocated: Lias – Lower Aalenian, Baiocian – Bathian and Callovian – Upper Jurassic. Each of them are characterized by the specificity of development, including features of sedimentation, volcanism and paleogeography.

At the beginning of the Jurassic time the rich terigene (sandy-clay) sedimentation took place, then occurred an intense underwater volcanism and by the course of the island arc elevation happened the coal moderate deposition. In the Callovian time the wide terigene sedimentation developed, transiting to intense accumulation of limestone and dolomite in Oxford-Callovian time. At the second half of the Oxford times this accompanied by underwater volcanism of basic-moderate composition, leading to formation of a different type of the volcanogenic carbonate gradations.