

К ЛИТОЛОГО-ФОРМАЦИОННОМУ АНАЛИЗУ ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ АЙОЦДЗОРСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ (АРМЕНИЯ)

© 2010г. Р. А. Мандалян

*Институт геологических наук НАН РА
0019, Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения
e-mail: rta@geology.am
Поступила в редакцию 14 05 2010 г.*

Юрские образования южной части центральной Армении (Айоцзорский антиклинорий) и сопредельных участков Приараксинской зоны слагают осадочный комплекс терригенных и карбонатных образований, залегающий на палеозой-триасовом субплатформенном основании. От последнего они унаследовали зрелую терригенно-минеральную ассоциацию кварц-устойчивые акцессории, которая вместе с отчетливым мелководьем юрского бассейна при выдержанности литологического состава указывает на устойчиво-спокойную тектоническую обстановку седиментации. Исключение составляет кратковременное и локальное проявление базальтового вулканизма, имевшего характер недоразвитого рифта и не оказавшего существенного воздействия на седиментацию.

Юрские образования южной части Закавказья – территории Армении (Приараксинская зона, Айоцзорский антиклинорий) и сопредельных площадей бывшей Нахичеванской АССР слагают своеобразный комплекс, весьма отличный от таковых структурно-формационных зон Малого Кавказа. Своеобразие заключается в небольшом развитии вулканических продуктов в нижней части юрского разреза при полном преобладании в его оставшейся части чисто осадочных накоплений – терригенных и карбонатных. Также показательны небольшая суммарная мощность юры, колеблющаяся в пределах 315–800 м, и стратиграфическая неполнота разреза, выраженная отсутствием отложений кимериджа–титона. Другое существенное отличие заключается в обширном развитии в регионе осадочного комплекса среднего-верхнего палеозоя и триаса, на котором залегают колонна юрских образований.

Прежде чем перейти к основному содержанию статьи остановимся на характеристике доюрских образований этой структурно-формационной зоны, в которой в качестве фундамента фигурирует Цахкуняцкий кристаллический массив. Полученная по гранито-гнейсам и альбититам изохрона с возрастом 620 млн. лет свидетельствует о байкальской консолидации кристаллического основания (Агамалян и др., 1982). В его составе – кристаллические, в их числе турмалиновые и графитовые сланцы, кварциты, метааркозовые филлиты, metabазальтовые зеленые сланцы, метариолиты, кальцитовые и доломитовые мрамора. Массив прорван красными калиевыми гранитами с Pb/Sr изохронным возрастом

615±36 млн. лет, имеющими площадное развитие (Агамалян, 2006). Другие пространственно близкие выходы фундамента расположены к югу от горы Малый Арарат (Турция) и к северу от города Маку (Иран).

На размытой поверхности фундамента Приараксинской зоны залегают терригенные и карбонатные образования среднего-верхнего палеозоя и триаса, слагающие структурно-формационный комплекс суммарной мощностью 2700–4500 м со следующей последовательностью седиментации (Аракелян, 1964; Нисанян, 1986; Григорян, 2003).

В раннем девоне имело место образование терригенных накоплений, в среднем девоне – преимущественно карбонатных, в позднем девоне – раннем карбоне – терригенных и карбонатных. А ближе к середине второй половины карбона (конец визейского века) произошло отступление моря, установление континентального режима, что в условиях тропического климата привело к развитию кор выветривания со следующими возникшими новообразованиями: мелкообломочные бокситоносные породы, песчанистые породы с железистыми бобовинами, латеритизированные известняковые брекчии и конгломераты. В составе глинистых минералов терригенных накоплений коры выветривания установлены каолинит (80–90%), гидрослюда (10–20%), смешаннослойный минерал типа монтмориллонит – гидрослюда (0–10%) (Петросов, 1983; Нисанян, 1986). С ранней перми заново устанавливается морской режим с преобладающим накоплением известняков, а начиная с нижнего триаса – развитием доломитов. Разрез завершается отложениями верхнего триаса в составе – песчаники, алевролиты, углистые аргиллиты со слоями и линзами углей.

Упомянутые осадочные образования характеризуются близостью литологического состава почти по всему разрезу комплекса и отличаются второстепенными признаками. Среди известняков развиты мелководные типы: органогенно-детритовые, в их числе с преобладанием члеников криноидей, водорослевые, кораллово-фузулинидовые, коралловые, мшанковые и спикуловые разновидности при неравномерном развитии оолитовых накоплений. Показательно отсутствие биогермов и развитие конодонтов в интервале верхняя пермь–нижний триас (Григорян, 2003). А доломиты стали формироваться в нижнем триасе. Также обширно развиты высококремнистые терригенные образования, представленные следующими разновидностями (Кремнистые породы..., 1987):

– кварцитами, сложенными плотно состыкованными зернами кварца и скрепленными регенерационным кварцевым цементом. В их главной массе содержание SiO_2 составляет 92–98%;

– кварцито-песчаниками, состоящими из окатанных зерен кварца, кварцитов и редких аргиллитов, скрепленных скудным кремнистым, глинистым или карбонатным цементом. В них содержание SiO_2 приближается к 90%;

– кварцевыми песчаниками, состоящими из окатанных зерен кварца

с карбонатным, глинистым, а также фосфатным цементом. Содержание SiO_2 в них колеблется в пределах 52,9–68,3%:

– кварц-полевошпатовыми песчаниками, в которых на фоне преобладающего кварца присутствуют плагиоклазы (~10%) и калишпат (~5%).

Имея развитие по всему разрезу, высококремнистые породы слагают максимальные мощности в составе карбонатно-терригенной формации верхнего девона–нижнего карбона и терригенно-угленосной формации верхнего триаса. В первой из них суммарная мощность этих пород достигает 720 м, что составляет около 40% от общей мощности формации. А наиболее чистые разновидности их рассматриваются в качестве неметаллического сырья многоцелевого применения. Как и карбонатные накопления, эта группа пород в целом характеризуется устойчивой терригенно-минеральной ассоциацией: рутил–мусковит–турмалин–циркон–зеленая слюда–кварц. Лишь в отдельных интервалах разреза к этому списку добавляются гранат до 2,5%, биотит, сфен, пироксены (ед. зерна), плагиоклазы и калишпат в заметных количествах. Также примечательно возрастание в минеральном составе некоторой части пород угленосно-терригенной формации позднего триаса пироксенов (авгит, диопсид) от 0,5 до 2% и эпидота. Анализируя формирование минерального состава рассмотренных терригенных накоплений, Г.Б. Нисанян (1986) называет следующие источники питания:

- древние кислые интрузии и эффузии;
- породы метаморфического фундамента;
- терригенные накопления типа аркозов, кварц-полевошпатовых песчаников и кварцитов, сформированные при размыве двух предшествующих типов пород;
- породы бокситоносной коры выветривания (средний-поздний карбон).

Можно предполагать, что в этом явлении не исключено влияние средне-позднепротерозойских кор выветривания, имеющих развитие во многих регионах мира, в том числе в сопредельных областях (Казанский, 1976; Михайлов, Куликова, 1977).

Как было показано выше, такой ход предшествующих событий и состав возникших при этом пород оказали решающее влияние на формирование юрских терригенных накоплений, когда перечисленные высококремнистые образования сами явились объектами сноса и послужили источником питания. Заметим также, что близкие по составу осадочные формации палеозоя обширно развиты на сопредельных территориях Ирана. Важно отметить, что палеозой-триасовый комплекс участками пронизан дайками, штоками, силлами диабазов и габбро-диабазов.

В основу стратиграфического подразделения юры нами принята схема К.О. Ростовцева (1957), позже дополненная им же совместно с Н.Р. Азаряном (1971) и затем вновь уточненная К.О. Ростовцевым с соавторами (Юрские отложения южной части Закавказья, 1985; Юра

Кавказа, 1992). Согласно ей в юрском разрезе обособляются следующие четыре свиты:

1. *Неграмская свита* (условно нижняя юра) развита по левобережью р. Аракс в районе станции Неграм и монастыря Кармирванк, а также в окрестностях сел Азнаберд и Билага. При мощности от 46 до 268 м она слагается базальтами, андезито-базальтами, их туфами, туфобрекчиями, туфоконгломератами с редкими прослоями туфопесчаников и туфоалевролитов. Залегаet с угловым несогласием на размытой поверхности доломитов триаса. В связи с отсутствием фауны возраст неграмской свиты определяется неоднозначно: Р. et N. Bonnet (1947) К. Н. Паффенгольц (1941) и Ш. А. Азизбеков (1961) считают ее нижнеюрской, а К. О. Ростовцев и Н. Р. Азарян (1971) и К. О. Ростовцев с соавторами (1992) относят к аалену и низам байоса. Согласно петрографическим исследованиям (Азизбеков, 1961; Карякин, 1989; Геология Азербайджана, т. 3, Магматизм, 2001) неграмские вулканиты принадлежат базальтовой формации и представлены пироксен-плагиоклазовыми, пироксеновыми и оливиновыми разностями субщелочного ряда. По составу щелочей они относятся к натриевому ($Na_2O/K_2O > 4$) и калиево-натриевому ряду. Ключевым фактором Неграмского разреза является присутствие под базальтами слоев кварцевых песчаников и гравелитов мощностью до 10 м (Карякин, 1989).

2. *Эвинская свита* (верхний аален–низы байоса) имеет небольшую (до 30 м) мощность и весьма ограниченное развитие в окрестностях села Азнаберд и станции Неграм. Залегаet с размывом на неграмской свите и слагается песчано-глинистыми образованиями с редкими прослоями известняков. Ее возраст определен по фауне аммонитов, двустворок и брахиопод. В ранней работе (Ростовцев, Азарян, 1971) по литологическому составу она рассматривается в составе вышележащей субуздагской свиты, что, на наш взгляд, более приемлемо.

3. *Субуздагская свита* (байос-средний (?) бат) имеет мощности порядка 240–300 м и большое развитие в пределах юрских выходов – от села Хндзорут на северо-западе до окрестностей станции Неграм. Характеризуется отчетливым преобладанием глинистого компонента при наличии алевролитов и небольших слоев известняков и мергелей. На основании комплексов фауны нижняя часть свиты датируется нижним байосом (зоны *Otoites sauzei* и *Stephanoceras humphriesianum*), средняя – верхним байосом (зоны *Strenoceras niortence*, *Garantiana garantiana* и нижняя часть зоны *Parkinsonia parkinsoni*), верхняя – верхами байоса (верхняя часть зоны *Parkinsonia parkinsoni* и низы бата – зоны *Zigzagiceras zigzag*) (Юрские отложения..., 1985). Возраст глинистых слоев самой кровли свиты неясен, поскольку встречающаяся там фауна недостаточна для установления зональной принадлежности этих слоев. Условно, по стратиграфическому положению они отнесены к среднему бату.

4. *Азнабердская свита* (келловей–верхняя юра) также обширно развита по площади и характеризуется значительными колебаниями

мощностей от первых десятков метров до 300 м. Сложена она известковыми песчаниками и песчанистыми известняками. Возраст данной свиты определен Ростовцевым с соавторами (1985, 1992) по находке в ее нижней части келловейских аммонитов *Lunuloceras compressum* Qn., *Perispinctes* sp., а также двустворок, брахиопод и многочисленных фораминифер. Верхняя половина свиты отнесена к верхней юре без подразделения. В этом вопросе необходимо учесть то обстоятельство, что по решению Международного стратиграфического комитета (1988) келловейский ярус был включен в состав среднего отдела юрской системы.

Важно отметить, что к З-СЗ от юрской полосы, в пределах Хачикской антиклинали на размытой поверхности триаса развита известняково-терригенная формация сеномана (?)–турона (Геология Армянской ССР, т. 5. Литология, 1974).

Переходя к литологической характеристике юрских отложений, в стратиграфических интервалах байос–бат и келловей–верхняя юра, подчеркнем следующее обстоятельство. Значительная протяженность этих отложений при выдержанности литологического состава и разделенности региональным перерывом позволяет их рассматривать в ранге двух самостоятельных формаций – терригенной и терригенно-карбонатной (рис. 1, 2). Важно пояснить, что их первоначальные мощности были значительно выше ныне определенных, что связано с интенсивным размывом в верхнем мелу.

Терригенная (глинисто-алевролитовая) формация байоса–бата. Данная формация мощностью 200–300 м сложена преимущественно глинами (75–80%), алевролитами и алевропелитами (20–25%) при небольшом развитии маломощных слоев известняков и мергелей.

Глины представлены слоистыми и массивными аргиллитами с небольшим развитием в них сланцеватости. Им свойственна светло-коричневая, темно-серая, буровато-серая, реже зеленовато-серая окраска, обусловленная лимонитизацией, известковистостью, примесью органики. Содержат конкреции сидерита и марказита, известковистые стяжения, глинистые катуны, а также знаки – слепки типа биоглифов и следов ряби. В разрезе терригенной формации они формируют серию пачек мощностью 25–30 м, разделенных слоями алевролитов. В шлифах видно, что глинистое вещество представлено тонкодисперсной массой с небольшими участками развития мелко (0,02–0,05 мм)- и крупноалевритовой массы. Согласно исследованиям И.Х. Петросова (1983) глинистый компонент, слагающий аргиллиты, а также цемент алевролитов, представлен каолинит-гидрослюдистой ассоциацией. При этом каолинит является преобладающим минералом, составляющим до 70–80% глинистой фракции. Гидрослюда обычно присутствует в меньших (20–30%) количествах и лишь в отдельных интервалах разреза достигает 50%. Представлена двумя модификациями – 1 М и 2 М. Карбонатность глин колеблется в пределах 7–13%. Химические

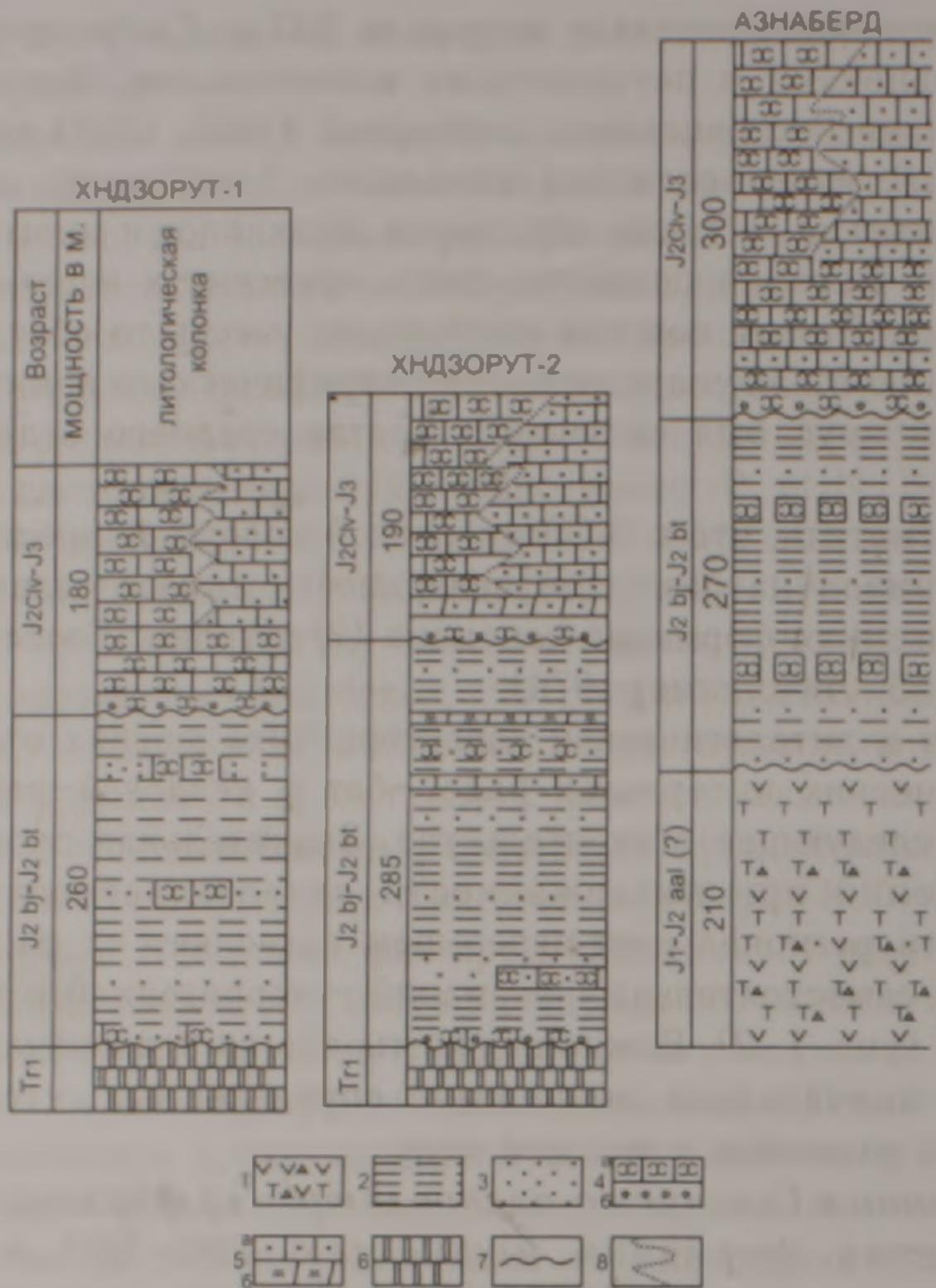


Рис. 1. Опорные разрезы юры Приараксинской зоны.

Условные обозначения: 1. Базальты, андезито-базальты, их брекчии, туфы, 2. Глины (аргиллиты) 3. Алевролиты, 4. а- известковые, известковистые песчаники; б- гравелиты, гравийная примесь. 5. а- песчаные известняки, б- мергели, 6. Доломиты. 7. Эрозионное несогласие, 8. Фациальные переходы.



Рис. 2. Налегание плитчатых известковых песчаников келловоя (верхняя часть, фото) на глинистые алевролиты бата. Овраг в 2,5 км к западу от развалин с. Хндзорут.

анализы глин показывают высокие содержания SiO_2 , Fe_2O_3 , FeO и TiO_2 при отчетливом превышении K_2O над Na_2O (табл. 1, № 1, 2, 3).

Таблица 1

Химические анализы глин (1–3), алевролитов (4–6) и мергелей (7)

Окислы	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	59,71	59,02	59,62	67,40	65,94	64,84	15,38
TiO_2	1,02	0,81	1,02	0,73	0,65	0,59	0,28
Al_2O_3	16,00	20,14	16,09	13,12	14,11	9,04	9,63
Fe_2O_3	5,13	2,41	5,13	4,15	3,90	3,10	2,66
FeO	2,73	4,32	2,73	3,28	2,88	2,07	1,85
MnO	–	–	–	0,14	0,10	0,11	0,12
CaO	1,35	0,60	1,35	3,80	4,27	7,49	35,58
MgO	1,84	1,37	1,84	1,91	1,72	1,80	1,30
P_2O_5	–	–	–	–	0,06	0,05	0,04
Na_2O	1,38	1,25	1,38	0,42	0,33	0,36	0,28
K_2O	3,88	3,88	3,88	2,84	1,93	1,95	0,55
S	–	–	–	0,04	0,05	0,03	–
H_2O	2,26	1,36	2,26	–	0,80	0,40	3,12
п.п.п.	4,70	4,84	4,70	0,60	0,90	2,00	2,11
CO_2	–	–	–	1,57	2,36	6,11	27,10
Сумма	100	100	100	100	100	100	100

Примечание: образцы 1–3 представляют пробы образцов из коллекции Петросова И.Х. (1983); 4–7–из коллекции Мандаляна Р.А. Химлаборатория ИГН НАН РА, аналитики Л. Оганесян, М. Барсемян, З. Гаспарян

Алевролиты присутствуют в подчиненном количестве и слагают слои мощностью от 0,8–1,5 до нескольких метров, развиты среди пачек аргиллитов. Содержат 65–75% угловато-окатанных зерен алевролитовой размерности, сложенных главным образом кварцем (70–80%), а также кварцитами, аргиллитами, небольшим числом полевых шпатов и редкими чешуями мусковита и биотита. А в составе небольшой (5–8%) примеси песчаной размерности присутствуют зерна кварц-серицитовых сланцев и известковый органогенный детрит. Цемент преимущественно глинистый – порового и порово-базального типа. В небольших интервалах он содержит карбонатную примесь. По результатам анализов (табл. 1, № 4–6) алевролитам присущи высокие содержания SiO_2 и

TiO₂, низкие MgO и отчетливое преобладание K₂O над Na₂O.

Сравнительная характеристика терригенно-минеральных составляющих алевролитов и аргиллитов (25 проб) показывает значительную близость их составов. Это преобладание кварца (50–70%) при значительном развитии обломков измененных пород и минимальном (2–5%) – полевых шпатов. В составе тяжелой фракции преобладают гематит, лимонит, магнетит, а из акцессорных минералов постоянно присутствуют циркон (5–12%), гранат (3–5%), турмалин (2–5%), зеленая слюда (2–6%); в минимальных количествах (ед. знак – 1%) – мусковит и еще реже биотит. В трех интервалах нижней–средней части разрезов Хндзорут–урочище Казан на приведенном минеральном фоне выявлено присутствие редких зерен пироксенов (авгита, гиперстена, диопсида), пикотита, эпидота и цоизита.

Мергели и глинистые известняки образуют светло-серые, серые и изредка розовато-бурые небольшие слои на разных уровнях среднеюрского разреза. Слагаются смесью пелитоморфной известняковой массы, содержащей фораминиферы и измельченный раковинный детрит, с существенно глинистым компонентом. Их соотношение в разрезе значительно варьирует, что приводит к изменению таких внешних признаков как окраска, шершавость, комковатость и ощущение жирности. Как и в терригенных накоплениях, в них заметно отчетливое преобладание K₂O над Na₂O (табл. 1, № 7). Мергели содержат редкие кремневые спикулы губок и постоянную песчано-алевритистую примесь.

Терригенно-карбонатная формация (келловей–верхняя юра). Эта формация значительно развита в юрском комплексе, в котором с угловым несогласием залегает на размытой поверхности отложенный байоса – бата. Ее мощности варьируют в больших пределах – от максимальных (120–300 м) у с. Азнаберд и значительных (150 – 200 м) в окрестностях с. Хндзорут до минимальных (20–25 м) на участках с. Гюлистан, развалин с. Старый Хндзорут и к ЮВ от урочища Казан. За исключением ряда участков со значительными (25–30°) и крутыми падениями (как это наблюдается в азнабердской полосе), этой формации в большей мере присущи малые (12–17°) падения слоев. По составу она слагается двумя типами пород, тесно связанными взаимопереходами по разрезу и латерали: известковыми песчаниками с прослоями гравелитов (55–60%) и песчанистыми известняками (40–45%) при небольшом присутствии их же несмешанных разностей. Ниже приводим их описание.

Песчаники. Терригенный компонент песчаников в значительной мере разбавлен карбонатной примесью в форме раковин, их детрита, оолитов и мелкозернистого цемента. По этому признаку в них обособляются следующие пространственно чередующиеся разности:

- 1) сильно известковые (30–40% CaCO₃);
- 2) известковые (20–30% CaCO₃);
- 3) известковистые (10–20% CaCO₃);

4) слабо известковистые (5–10% CaCO_3).

По гранулометрическим особенностям в изученных разрезах преобладают средне (0,25–0,50 мм)- и крупнозернистые (0,50–1 мм) разнос-ти, а также их смесь, при подчиненном развитии мелкозернистых (0,1–0,25 мм) песчаников.

Изучение в шлифах показывает, что кварц является доминирующим (65–75) обломочным компонентом в общем составе песчаников и пред-ставлен следующими разновидностями.

1. Окатанными и угловато-окатанными трещиноватыми фрагментами дымчатого кварца с нормальным погасанием (рис. 3). Среди них преоб-ладают обломки изометричной формы, часть которых в результате коррозии приобрела угловатость и неровность.



Рис. 3. Окатанный фрагмент трещиноватого кварца (q) в известковистом кварцевом песчанике. Шлиф, Ник+, ув. 60.

2. Окатанными, угловато-окатанными и угловатыми зернами с нор-мальным погасанием, включениями микрокристаллов акцессориев (цир-кон, рутил) и газовой-жидких агрегатов. Повышенная угловатость неко-торой части зерен связана с распадом бывшего кварцевого фрагмента по трещинам.

3. Удлиненно-окатанным кварцем с волнистым угасанием и часто катакланизированным. В нем нередко развиты трещины дробления, сутурообразные швы и включения хлорита.

4. Окатанными и угловато-окатанными зернами кварца с нормаль-ным и волнисто-агрегатным угасанием, редкими минеральными и газовой-жидкими микровключениями и наличием впадин-залювов по конфигу-рации обломков. Как известно, данный тип кварца характерен для продуктов размыва кислых эффузивных пород – кварцевых граувакк и близких к ним обломочных накоплений.

Вторыми по распространенности (15–20%) являются окатанные, реже полуокатанные зерна кварцитов с мозаичной и конформно-регене-рированной структурами (рис. 4). Они слагаются скоплением плотно



Рис. 4. В поле шлифа видны окатанные обломки кварцитов с мозаичной и конформно-регенерационной структурами. Ник+, ув. 60.

прилегающих агрегатов кварца угловато-округлой, удлиненно-округлой и полигональной формы, в которых в результате растворения имели место вынос кремнистого вещества и его дальнейшее переотложение с цементацией. А состав обломков иных пород, вместе составляющих 5–10% от общего количества, складывается хорошо окатанными кварцевыми песчаниками, аргиллитами, филлитами, кварц-сланцевыми сланцами, компонентами кислых интрузий и доломитами триаса. В единичных образцах песчаников встречены по 1–2 зерна андезито-базальтов, андезитов и андезито-дацитов. Ввиду интенсивной хлорит-серицитизации, карбонатизации и потери кристаллографических очертаний плагиоклазы в шлифах отчетливо не диагностируются. Изредка присутствуют обломки, состоящие из срастания кварца с решетчатым микроклином, а также отдельные зерна последнего с включениями хлорита. Кроме того, в шлифах диагностируются единичные зерна хлоритизированного биотита и мусковита.

Из особенностей химического состава известковых песчаников (табл. 2) отметим высокие содержания кремнезема, заметные – титана, низкие – магния и постоянное превышение калия над натрием.

Минеральный анализ описываемых песчаников показывает выдержанность и качественное однообразие терригенного компонента при следующем составе породообразующих минералов. В легкой фракции: кварц (60–88,5%), полевые шпаты (редкие зерна); обломки пород (5–10%), разложенные зерна (5–20,5%). Значительный процент тяжелой фракции составляют гидроокислы железа. Акцессории обильны, в их числе циркон (12,5–53,5%), турмалин (4,5–20,8%), рутил (2,0–12%), анатаз (ед. зн. – 5%), гранат (1,5–12,5%), зеленая слюда (1–3%), мусковит, биотит (ед. зерна – 0,1%).

Известковые гравелиты представлены средне- крупнозернистыми

Химические анализы известковых песчаников.

Окислы	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	69,20	65,15	60,07	58,14	56,20	55,11	53,34
TiO ₂	0,85	0,80	0,78	0,90	0,80	0,78	0,85
Al ₂ O ₃	2,67	2,53	2,37	2,52	1,95	2,11	2,31
Fe ₂ O ₃	1,10	0,98	0,91	0,95	0,85	0,80	0,88
FeO	0,60	0,62	0,58	0,70	0,05	0,52	0,68
MnO	0,07	0,07	0,05	0,07	0,05	0,06	0,08
CaO	12,77	17,54	18,12	19,15	20,14	21,45	19,90
MgO	1,12	1,06	1,65	0,80	0,82	0,80	0,73
P ₂ O ₅	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Na ₂ O	0,15	0,16	0,12	0,18	0,25	0,20	0,21
K ₂ O	0,35	0,44	0,32	0,50	0,45	0,48	0,47
H ₂ O	0,10	0,13	0,12	0,40	0,27	0,20	0,35
п.п.п.	2,10	1,20	2,42	2,17	2,00	1,41	4,78
CO ₂	9,00	13,60	13,07	13,50	15,60	16,06	15,40

Примечание: местоположение проб: 1–2 – окрестности с. Хндзорут; 3–4 – урочище Казан; 5,6 – окрестности с. Азнаберд. Химлаборатория ИГН НАН РА, аналитики М. Барсегян, С. Чаталян, А. Назарян.

разностями (4–10 мм), слагающими небольшие (0,25–0,40 м) слои среди песчаников. В составе гравия преобладает кварц при меньшем развитии кварцитов. В гравелитах нижней части разреза терригенно-карбонатной формации присутствуют мелкие (до 3,5 см) округло-окатанные и слегка уплощенные гальки белого кварца. Цемент известковый, составляет 15–25%.

Известняки терригенно-карбонатной формации представлены несколькими генетическими типами и, как правило, обогащены терригенным материалом. Ниже приводим краткую характеристику их главных разновидностей.

1. Органогенно-детритовые известняки образованы обломками бентосных организмов, сцементированных мелко-тонкозернистым известковым материалом. Являясь преобладающей карбонатной породой, они слагают слои и пачки мощностью от 0,8–1,5 до 7,5–8 м, которые по разрезу разделены иными типами известняков, либо известковыми песчаниками. По таксономическому составу детрита в них выделены следующие разновидности.

Криноидно-полидетритовые известняки характеризуются преобладанием в составе детрита до 65% члеников криноидей размерами от 0,15 до 0,8 мм. Остальная часть представлена фрагментами губок, морских ежей, фораминифер, брахиопод, а также оолитами. Участками в детрите проявлена интенсивная водорослевая грануляция с превращением его в темный сгусток.

Полидетритовые известняки сложены смесью раковинного детрита, состоящего из пелеципод, криноидей, известковых губок, кораллов, мшанок, водорослей.

Фораминиферово-полидетритовые известняки сложены смесью раковинок фораминифер (преобладают) и их распавшихся фрагментов с разнообразным органогенным детритом. В породе присутствуют водорослевые желвачки и оолиты.

Мелкодетритовые (шламовые) известняки в большей мере слагаются тонкоперетертым раковинным материалом малых размеров (0,01 – 0,06 мм), который не поддается определению. Лишь в редких, относительно крупных частицах распознаются признаки, свойственные фораминиферам и пелециподам.

2. *Органогенно-обломочные (окатаннозернистые) известняки* слагают прослой и небольшие пачки (до 3,5–4 м), развитые на нескольких горизонтах, включая основание терригенно-карбонатной формации, и представлены двумя главными типами:

– мелкообломочными (0,5–2 мм) разновидностями с преобладающими обломками и цельными раковинками фораминифер при небольшом содержании иной органики;

– крупнообломочными (2–8 мм) разновидностями, сложенными хорошо окатанными обломками моллюсков, иглокожих, губок, фораминифер вместе с небольшим (3–10%) количеством оолитов.

В обоих случаях цементом служит мелко-тонкозернистый известковый материал. Другой особенностью описанных известняков является постоянное присутствие песчано-гравийной примеси (рис. 5).

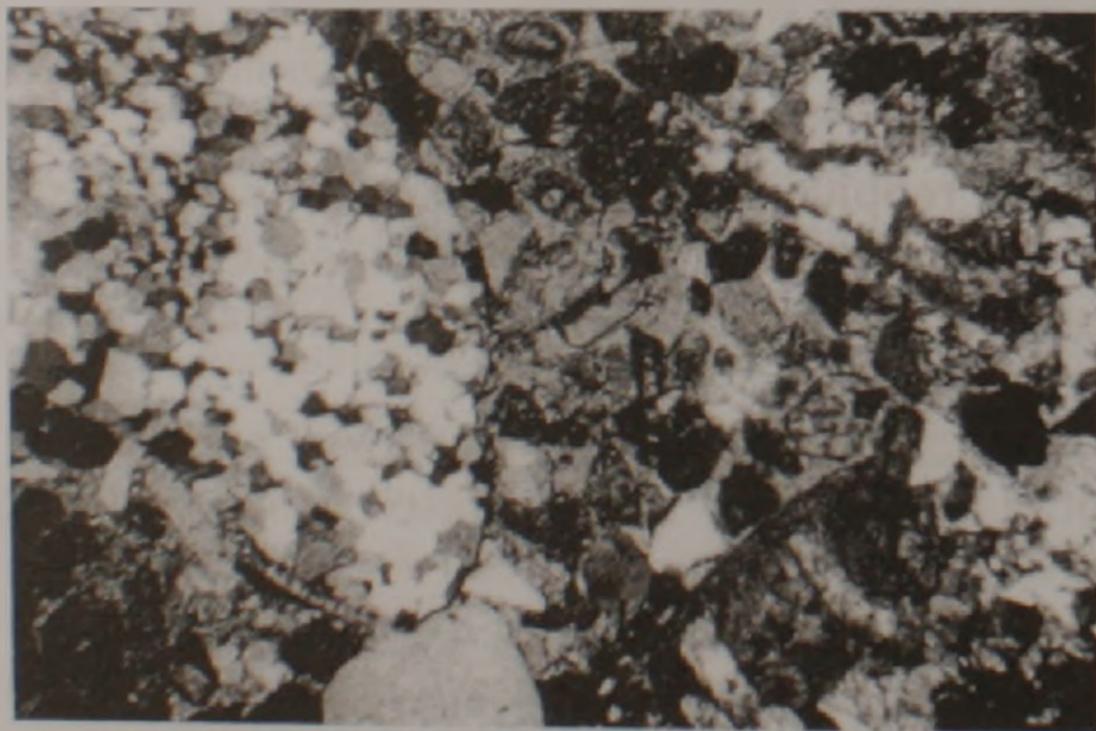


Рис. 5. Хорошо окатанное крупное зерно кварцевого песчаника (белое) в фораминиферово-полидетритовом известняке. Шлиф, Ник+, ув. 32.

3. Хемогенные известняки и их смешанные разновидности.

Собственно оолитовые известняки, сложенные преимущественно ооидами, чаще формируют небольшие (0,25–4,7 м) слои, выдержанные по простиранию на первые сотни метров. Оолиты имеют строго округлую форму со значительным (3–4) количеством концентрических оболочек и размерами порядка 0,20–0,55 мм. Ядрами служат окатанный раковинный материал, чаще представленный фораминиферами, а также песчинки кварца. Количество зачаточных оолитов не превышает 25% от их общего количества. В смешанных разновидностях оолитовых накоплений, имеющих большую мощность, присутствует примесь (до 30–35%) хорошо окатанного и полуокатанного раковинного детрита, а также водорослевые комочки.

Как следует из выявленных особенностей, преобладающая часть известняков складывается бентосной биокластикой (обломками раковин, панцирей, скелетов), сцементированной мелкозернистой и пелитоморфной известковой массой. А дезинтеграция органогенного материала имела двойной характер – механический (волноприбойные явления и другие факторы активной динамики моря) и биологический, обусловленный интенсивной переработкой илоедами (черви, моллюски, ракообразные), и водорослями частиц органогенного осадка. Вероятно, этот процесс дополнялся диагностическим растворением в еще несвязанных частицах известкового ила. Также обращает внимание протекавшее время от времени интенсивное хемогенное осаждение в форме оолитов, что свидетельствует о периодической пересыщенности придонных вод карбонатом кальция. Другие важнейшие показатели состоят в отсутствии органогенных построек, как и седиментационного и диагенетического доломитообразования. Очевидно, в условиях умеренно – гумидного климата с интенсивным приносом в бассейн терригенного силикатного материала морские воды не приобретали необходимых для доломитизации величин рН и магниального фона. И все описанные явления протекали в обстановке морского мелководья глубиной от 15–20 и нескольких десятков метров до максимума шельфовой обстановки порядка 140–200 м.

Из особенностей химического состава известняков (табл. 3) весьма показательны высокие содержания кремнезема, обусловленные обилием терригенного кварца и кварцитов и низких – магния. Что касается терригенной примеси известняков, то она идентична петрографо-минеральному составу песчаников (рис. 5).

Вторичные изменения в известняках выражены преимущественно умеренной перекристаллизацией, участковой и реже послойной лимонитизацией, слабым окремнением и замещением скелетной ткани раковин халцедоном, частичной раскристаллизацией тонкозернистого известкового цемента в светлый полупрозрачный кальцит, развитием пленок органического вещества и тонких прожилков кальцита.

Обсуждение результатов. Наши представления о начале юрского

Химические анализы песчанистых известняков.

Окислы	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	30,36	29,84	28,70	27,75	24,35	10,78
TiO ₂	0,11	0,23	0,15	0,13	0,13	0,08
Al ₂ O ₃	1,31	2,46	1,20	1,05	1,00	0,87
Fe ₂ O ₃	0,52	1,05	0,33	0,41	0,47	0,35
FeO	0,23	0,57	0,28	0,28	0,25	0,20
MnO	0,04	0,10	0,03	н. об	0,03	0,03
CaO	36,84	35,09	38,50	38,45	41,07	48,15
MgO	1,08	0,80	0,61	1,41	0,65	0,82
P ₂ O ₅	н. об.	0,02	0,02	0,02	0,02	0,04
Na ₂ O	0,1	0,12	0,12	0,08	0,08	0,05
K ₂ O	0,25	0,50	0,20	0,32	0,25	0,10
H ₂ O	0,08	0,14	0,1	0,10	0,10	0,10
п.п.п.	2,46	3,56	0,5	0,50	0,50	0,27
CO ₂	26,57	25,52	29,16	29,30	30,72	38,16

Примечание. местоположение образцов: 1–2 – с. Хндзорут; 3–4 – Гюлистан; 5–6 – ур. Казан. Химлаборатория ИГН НАН РА, аналитики Л. Оганесян, Б. Талиашвили.

развития Приараксинской зоны, т.е. до излияния неграмских базальтов, основаны на присутствии в основании Неграмского разреза слоев кварцевых песчаников и гравелитов суммарной мощностью 10 м. Это однозначно свидетельствует об унаследованном от предыдущего этапа развития характере седиментации, протекающей без заметного участия новых источников сноса. С учетом предшествующей истории региона такая особенность позволяет считать, что в самом начале ааленского века данная территория представляла собой краевую субплатформенную область, в которой формировались зрелые терригенные накопления.

Затем произошел кратковременный перелом, выраженный локальным развитием расколов земной коры, явившихся местами проявления подводного вулканизма. По совокупности петрохимических признаков Ю.В. Карякин (1989) принимает рифтогенную природу раннеюрских базальтов, связанную с резким изменением геодинамического режима южной пассивной окраины Тетиса.

Можно предполагать, что в данном случае проявился недоразвитый тип рифта, который затем не привел к образованию положительных

форм рельефа и, естественно, не мог оказать существенного влияния на седиментацию. И сама изолированность выходов вулканитов (Неграм-Азнаберд) свидетельствует о прерывистом характере разрыва континентальной коры.

В байосе и нижнем-среднем бате изученная территория была вовлечена в медленное прогибание с развитием эпиконтинентального морского режима. В этих условиях имело место обильное осаждение тонкозернистого терригенного материала, главным образом глинистой мути с подчиненным количеством алевритового материала. Интервалами в подчиненном количестве осаждались карбонатные илы, часть которых по мере обогащения глинистым компонентом переходила в мергели.

Такая специфика седиментации, как и ее пространственная выдержанность, обусловлена сочетанием следующих факторов:

1. Преобладания в области размыва зрелых осадочных накоплений, возникших в течение нескольких седиментационных циклов и испытавших интенсивное химическое разложение, включая вовлечение в стадию глубокого выветривания. Отражением такой геологической предыстории является преимущественно кварцевый состав терригенного компонента и преобладание устойчивых к выветриванию аксессуариев. С этих же позиций примечательно наличие в кварцевых песчаниках и кварцитах регенерационного кварцевого цемента, возникшего в результате частичного растворения зерен обломочного кварца.

2. Устойчиво-спокойным характером тектонических движений, которые не сопровождались крупными расколами.

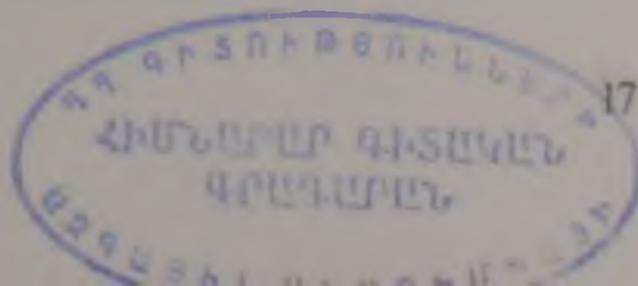
На этом этапе развития господствовал умеренно-влажный климат при нормальном солевом режиме морских вод, благоприятном для расселения фауны*.

После перерыва, выраженного размывом, с начала келловейского века и, вероятно, нижнего оксфорда, имело место укрупнение размеров терригенных частиц, выразившееся развитием известковых песчаников с прослоями гравийного материала, содержащего гальки. Вместе с этим в условиях литорали и сублиторали произошло резкое усиление органогенно-хемогенного осаждения известковых илов. Пространственно-временное сочетание этих двух породообразующих факторов привело к становлению терригенно-карбонатной формации.

Нам представляется, что такое изменение хода седиментации связано с двумя главными событиями:

– выходом на денудационную поверхность областей сноса более крупнозернистых и менее податливых выветриванию и дезинтеграции образований среднего-верхнего палеозоя и триаса. Помимо интенсивного

* Показательно большое развитие аммонитов, фораминифер, двустворок, брахиопод, криноидей; наличие кораллов, известковых губок, водорослей. Согласно К.Н. Ростовцеву с соавторами (1985), при палеонтологическом анализе юрских отложений региона учтены данные по 200 видам фораминифер, 56 – аммоноидей, 30 – двустворок, 17 – брахиопод. Дополняют этот список данные автора статьи, полученные при изучении карбонатных пород в шлифах и пришлифовках.



размыва в байосе и нижнем-среднем бате этому могла способствовать небольшая перестройка рельефа в связи с умеренной тектонической активизацией;

– дальнейшим потеплением климата с его устойчиво-гумидным характером, в пользу чего свидетельствует отсутствие седиментационных доломитов и диагенетической доломитизации известковых илов.

Не менее примечательно развитие устойчиво-зрелой минеральной ассоциации в составе циркон–турмалин–рутил–гранат–анатаз–зеленая слюда–кварц при небольшом содержании мусковита и биотита. По всей вероятности, большая часть минералов, представленных под названием “зеленые слюды”, является преобразованной (выветривание, катагенез) биотитом. Налицо преимущественно сиалический терригенный компонент, возникший путем размыва отложений среднего-верхнего палеозоя и триаса, первоисточником которых служили образования байкальского кристаллического фундамента, кислые интрузии и сформированные по ним осадочные образования. Такой ступенчатый характер формирования юрских минеральных ассоциаций привел к исчезновению слабо-малоустойчивых минералов и вызреванию состава до уровня кварц – преимущественно устойчивые акцессории. А некоторое присутствие пироксенов, зафиксированное всего лишь в нескольких пунктах средней-верхней части разреза, видимо, связано с размывом вулканитов основания юры.

Итак, на основании проведенных исследований и осмысления литературных данных существенно дополнены представления о юрском этапе развития Айоцзор–Нахичеванского региона Приараксинской зоны, близком к геодинамическому режиму пассивной континентальной окраины, которая развивалась в обрамлении Иранской платформы и испытала проявление быстро замкнувшегося рифта.

В заключение упомяну о большом содействии, оказанном мне при разработке данной темы ныне покойными Г.Б. Нисанян (терригенная минералогия) и В.Г. Сафаряном (полевые работы).

Работа выполнена в рамках базового финансирования Института геологических наук НАН РА.

ЛИТЕРАТУРА

- Агамалян В.А., Асланян А.Т., Багдасарян Г.П., Гукасян Р.Х. Области ассинтской и герцинской консолидации кристаллического основания структурно-формационных зон территории Армении. Проект № 5 МПГК корреляции доварисских и варисских событий в Альпийско-Средиземноморском горном поясе. АН СССР, 1982, с. 15–16.
- Агамалян В.А. Докембрийский вулканизм Перигондванской зоны Армении. Вулканизм и геодинамика. Материалы III Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканизму. Улан-Удэ: Изд-во Бурятского научного ЦО РАН, 2006, с. 81–86.
- Азизбеков Ш.А. Геология Нахичеванской АССР. М.: Госгеолтехиздат, 1961, 502 с.
- Аракелян Р.А. Палеозой. Геология Армянской ССР. Т.2, Стратиграфия. Ереван:

Изд-во АН Арм. ССР, 1964, с. 21-148.

Аракелян Р.А., Нисанян Г.Б., Петросов И.Х. Вещественный состав и условия образования бокситоносных пород древней коры выветривания среднего-верхнего карбона Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, 1976, № 5, с. 21-31.

Григорян А.Г. Некоторые проблемы стратиграфии триаса Джерманисского месторождения угля Армении. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 2003, LVI, №3, с.40-46.

Геология Азербайджана. Т. 3, Магматизм. Баку, 2001, 433 с.

Казанский Ю.В. Седиментология. Новосибирск: Наука, Сибирское отделение АН СССР, 1976, 271 с.

Казарян Г.А. Рифтогенный вулканизм северо-восточной части Армянского нагорья. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 2005, LVIII, №3, с. 7-12.

Карякин Ю.В. Геодинамика формирования вулканических комплексов Малого Кавказа. М.: Наука. Тр. ГИН, вып. 438. 1989, 150 с.

Кремнистые породы фанерозоя территории Армянской ССР. Ереван: Изд. АН Арм. ССР, 1987, 186 с.

Мандалян Р.А. Верхнеюрский-неокомский седименто- и литогенез Армении. Ереван: Изд. НАН РА, 1993, 172 с.

Мандалян Р.А. Юрские геологические формации северо-восточной Армении (Сомхето-Карабахская зона, Тавушский марз). Изв. НАН РА, Науки о Земле, 2009, т. 62, № 2, с. 29-43.

Милановский Е.Е. Рифтогенез в истории Земли. М.: Недра, 1983, 279 с.

Михайлов Б.М., Куликова Г.В. Фациальный анализ кор выветривания. Л.: Недра, Тр. ВСЕГЕИ, вып. 228. 1977, 159 с.

Нисанян Г.Б. Литология средне-верхнепалеозойских и триасовых отложений Армянской ССР. Ереван: Изд. АН Арм. ССР, 1986, 174 с.

Паффенгольц К.Н. Нижне-среднеюрские отложения Восточного Закавказья. В кн.: Геология ССР. Т. 1, Закавказье. Часть I. М.-Л.: Гостеоллиздат, 1941, с. 103-115.

Петросов И.Х. Глинистые породы Армянской ССР. Ереван: Изд. АН Арм. ССР, 1983, 322 с.

Ростовцев К.О. Юрские отложения Нахичеванской АССР. Автореф. дисс. на соиск. уч. ст. канд. геол.-мин. наук, Баку, 1957, 24 с.

Ростовцев К.О., Азарян Н.Р. Юрские отложения Нахичевани и юго-западной Армении. Изв. АН СССР, сер. геол., 1971, № 7, с. 123-127.

Сатиан М.А., Степанян Ж.О., Мнацаканян А.Х., Саакян Л.Г. Литодинамика рифтогенеза Араксинской зоны (Армения). Изв. НАН РА, Науки о Земле, 2009, LXII, №1, с. 32-36.

Юра Кавказа. Санкт-Петербург: Наука, 1992, 184 с.

Юрские отложения южной части Закавказья. Л.: Наука, 1985, 188 с.

Bonnet P. et N. Description geologique de la Transcaucasie meridionale. Mem. Soc. géol. France. t. 25, N 53, 1947, 263 p.

Рецензент Ж.О. Степанян

ՀԱՅՈՑ ՃՈՐԻ ԱՆՏԻԿԼԻՆՈՐԻՈՒՄԻ ՅՈՒՐԱՅԻ ԼԻԹՈԳՆՈՐՄԱՑԻՈՆ ՎԵՐԼՈՒԾՈՒԹՅՈՒՆԸ (ՀԱՅԱՍՏԱՆ)

Ռ.Ա. Մանդալյան

Ամփոփում

Հայաստանի հարավ-արևմտյան մասում (Հայոց ձորի անտիկլինորիում) և Մերձարարսյան գոտու հարակից տարածքներում յուրայի հասակի նստվածքային կազմի ապարները, որոնք հարստացված են

տերիզեն և կարբոնատային գոյացումներով, տեղադրված են պալեոգոյ-տրիասի սուբպլատֆորմային հիմքի վրա: Վերջինից նրանք ժառանգել են տերիզեն միներալային կազմի կվարց-աքցեսորային միներալների հաստատուն ասոցիացիա, որը ցույց է տալիս նստվածքակուտակման հանդարտ տեկտոնական իրավիճակ: Բացառություն է կազմում կարճաժամկետ և լոկալ (տեղական) Նեգրամի բազալտային կազմի հրաբխականությունը, որն ունենալով թերի ձևավորված ռիֆթի բնույթ, նստվածքակուտակման վրա էական ազդեցություն չի թողել:

ON THE JURASSIC LITHO-FORMATION ANALYSIS OF THE HAYOTSDZORE ANTICLINORIUM (ARMENIA)

R.A. Mandalyan

Abstract

The Jurassic formations of the SW Armenia (Hayotsdzore anticlinorium) and the adjacent areas of the Arax zone compose a sedimentary complex comprised by terrigenous and carbonate formations, which are laid on the Paleozoic-Triassic subplatform base. From the later they inherited a mature terrigenous-mineralogical association of quartz-stable accessories, which together with a distinct shallow-water nature and stable lithological composition indicates a calm tectonic environment of the lithogenese. The exception is a short-time and local manifestation of basaltic volcanism, which was of the embryonal rift affinity without any essential influence on the sedimentogenese.