

Г. А. ХАНЗАТЯН

## К ГЕОХИМИИ ПОГРАНИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПЕРМИ И ТРИАСА МАЛОГО КАВКАЗА

Изотопный состав углерода, кислорода, карбонатов и распределение RЗЭ, Th, U, Sr в пограничных пермо-триасовых отложениях показали направленные изменения геохимических и гидрохимических условий осадконакопления, таких, как регрессия моря и связанное с ней изменение газового режима и солености, влияние эксплозивного вулканизма, которые в итоге, вероятно, привели к биологическому кризису.

Геологические события на границе перми и триаса являются предметом специальных комплексных, литолого-стратиграфических исследований. Эти работы в юго-западной части Армении, ввиду их актуальности, были включены в программу исследований по МПГК № 199 «Редкие события в геологии».

Изучены отложения верхней части хачикской свиты мидийского яруса ( $P_2$  до 12 м), ахурийской свиты джувльфинско-дарашамского яруса ( $P_2$  до 10 м) и индского (прибл. 16 м) яруса нижнего триаса ( $T_1$ ) разреза с. Советашен (басс. р. Веди), а также единичные образцы пород дарашамского ( $P_2$ ) и индского ( $T_1$ ) ярусов разреза с Огбин (басс. р. Хндзорут). Отложения верхней части хачикской свиты (верхняя пермь) представлены темно-серыми, черными, серыми и коричневато-серыми битуминозными, средне-толстослоистыми и массивными водорослевыми биостромовыми известняками с черными кремнистыми стяжениями, с редкими прослойками глинистых рассланцованных разностей. В небольшом количестве содержат остатки фораминифер, мшанок, иглокожих, моллюсков. Связующая масса скудная, представлена темным микрозернистым, часто микро-мелкозернистым кальцитом с размерами зерен менее 0,015 мм. Среднее содержание карбонатной части в этих породах высокое, а терригенной, которая в основном представлена глинистыми частицами, — низкое (табл. 1, проба 1).

Кремнистые стяжения имеют эллипсоидальную, округлую, неправильно-желваковидную, трубчатую, ветвистую формы, реже в виде выклинивающих прослоев (до 10 см мощности). Как правило, уплотнение конкреций имеет место вдоль поверхности напластования. Наблюдается также огибание их слоями, вследствие роста конкреций. Под микроскопом конкреции представлены кремнистым веществом, в котором рассеяны микрокристаллический кварц, пирит, кальцит, реже доломит. Черный цвет обусловлен тонкорассеянным органическим веществом. Фазовый состав, по данным рентгеноструктурного анализа, следующий: кварц и примесь кальцита (табл. 1, проба Д-18).

Породы джувльфинского яруса представлены серыми, светло-серыми, толсто-среднеслоистыми органогенно-шламовыми и неравномерно доломитизированными (биомикрит-биоспаритовыми) известняками, в которых органические остатки плохо отсортированы. В шлифах, наряду с единичными целыми раковинами фораминифер, отмечены остатки водорослей, обломки створок брахиопод и неопределимый органогенный шлам. Связующая масса обильная, микро-мелкозернистая кристаллическая. В карбонатной части кроме кальцита присутствует доломит 14,4% (табл. 1, проба 2). Среднее содержание карбонатной части относительно подстилающих отложений перми уменьшено на 35%, при возрастании терригенной примеси.

Известняки дарашамского яруса серые, светло-серые с розоватым и желтоватым оттенками, среднеслоистые, хорошо отсортиро-

важные, структура органогенно-шламовая. Известняки неравномерно доломитизированные, переходящие в пограничной части разреза в красноватые среднеслоистые, комковатые и глинистые разности. Среднее содержание карбонатной части заметно уменьшается при увеличении в известняках терригенной примеси (табл. 1, пробы 3, 3 а). Глинистые известняки (0,2 м), по которым проводится граница перми и триаса [2], микрозернистые с мелкими ромбоэдрическими кристаллами кальцита (табл. 1, проба 4).

Породы индского яруса в основании сложены серыми, светло-серыми, красноватыми, иногда желтоватыми, средне- и тонкослоистыми, микрозернистыми, реже органогенными известняками с глинистыми прослойками. В подошве упомянутых отложений выделяется горизонт красных биостромовых водорослевых известняков, переходящих в более светлой окраски биоморфные разности, образующие караваевидные тела. Водорослевые известняки микро-мелкозернистые, кристаллические, с довольно высоким содержанием карбонатного материала и с незначительным количеством нерастворимого остатка (табл. 1, проба 5). Перекрывающие известняки микро-мелкозернистые (проба 6), с прослоями глинистых разностей, в которых содержание нерастворимого остатка колеблется от 2 до 22% (табл. 1, проба 6). Среднее содержание карбонатного материала относительно биоморфных известняков низкое за счет увеличения терригенной примеси.

На литограмме (разрез Советашен, рис. 1) вырисовывается тренд постепенного уменьшения вверх по разрезу среднего содержания карбонатности и увеличения нерастворимого остатка и  $R_2O_3$ . Значительное отклонение от наблюдаемого тренда отмечается в пограничных слоях разреза.

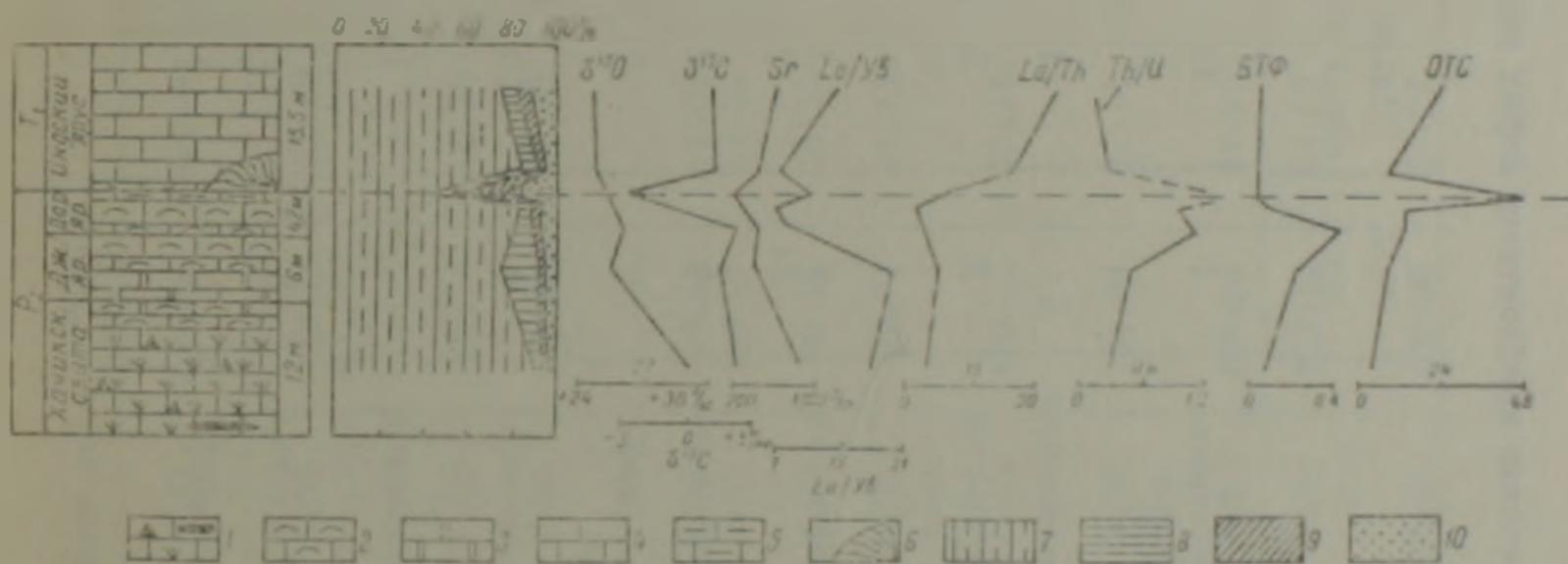


Рис. 1 Литолого-геохимические параметры пограничных  $P_2-T_1$  отложений (разрез с. Советашен, басс. р. Веди). Условные обозначения: 1—известняки водорослевые, биостромовые, битуминозные с редкими кремнистыми стяжениями; 2—известняки органогенные; 3—известняки доломитизированные; 4—известняки микрозернистые; 5—известняки глинистые; 6—известняки биоморфные водорослевые; 7—кальцит; 8—доломит; 9— $R_2O_3$ ; 10—нерастворимая часть; ВТФ—выход тяжелой фракции в % от веса породы, ОТС—общая терригенная составляющая в % от веса породы.

В минеральном составе нерастворимой части пород верхней перми и нижнего триаса определяются единичные зерна гиперстена (редко гиперстен-бронзит), авгита, диопсида, тремолита, актинолита, об. рог. обманки, реже базальтической, пирита, магнетита, гематита, гетита. Спорадически встречаются циркон, апатит, рутил (реже брукит, анатаз), гранат, флюорит, биотит, мусковит, реже оливин. Выход тяжелой фракции от 0 до 0,4% от породы. Легкая фракция представлена, в основном, выветрелыми и глинистыми частицами, редкими зернами кварца, плагиноклаза (андезин-лабрадор), обломками метаморфи-

## Химический состав карбонатных пород верхней перми и нижнего триаса

Разрезы	Возраст	Наименование пород	№№ проб	Число образцов	Мощность, м	Содержание в %				
						SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	ΣFeO	MnO
У сел. Советашен	Мидийский ярус (P <sub>2</sub> ), хачикская свита (верхняя часть)	Известняки биостромовые, водорослевые, битуминозные	1	12	12	3.69	0.02	0.41	0.25	0.001
	— — — — —	Кремнистая конкреция	Д-18	1	0.2	66.82	0.01	0.85	3.13	0.021
	Джультфинский ярус (P <sub>2</sub> )	Известняки органогенно-детритовые доломитизированные	2	5	6	4.73	0.03	1.44	0.82	0.08
	Дарашамский ярус (P <sub>2</sub> )	Известняки шламовые	3 31	3 3	4	7.15 7.58	0.15 0.12	2.19 3.27	1.38 1.04	0.089 0.051
	Пограничные слои	Известняки глинистые	4	2	0.2	25.85	0.63	10.79	5.40	0.05
	Индский ярус (T <sub>1</sub> )	Известняки биоморфно-водорослевые	5	2	3.5	4.72	0.10	1.89	0.67	0.06
У сел. Огван	— — — — —	Известняки микрозернистые	6	10	12	12.44	0.19	4.03	1.41	0.037
	Дарашамский ярус (P <sub>2</sub> )	Известняки шламовые	7	1	0.3	6.04	0.11	3.11	1.95	0.12
	Пограничные слои	Известняки глинистые	8	1	0.2	24.92	0.80	10.90	6.31	0.02
	Индский ярус (T <sub>1</sub> )	Известняки микрозернистые	9	1	0.3	2.37	0.04	0.50	0.35	0.003
Дарашам II	Дарашамский ярус	Известняки глинистые	ДЧ 5 2	1	0.1	14.61	0.60	7.45	4.81	0.17

CaO	MgO	п.п.п.	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Сумма	Кальцит	Доломит	R <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Нераств. остаток	Сумма карб. части	Сумма терриг. части	Выход тяж. фр.	Сорт.
52,34	0,84	42,04	0,011	—	0,06	99,76	91,40	3,90	0,73	3,69	95,30	4,42	0,065	0,35
16,49	0,09	13,04	0,39	0,26	1,20	99,78	60,80	7,36	14,91	14,64	68,24	29,55	—	0,01
47,78	3,15	40,93	0,17	—	0,36	99,54	77,48	14,40	2,95	4,73	91,88	7,68	0,20	0,07
47,47	1,25	38,63	0,196	—	0,82	99,80	81,61	5,71	5,32	7,05	87,32	12,37	0,40	0,02
48,0	0,84	38,58	0,094	—	0,75	100,27	83,59	3,84	5,32	7,52	87,43	12,84	0,08	0,02
28,33	1,65	24,05	0,127	0,25	2,79	99,97	46,56	7,54	20,03	25,85	54,10	45,88	0,01	0,02
50,63	0,62	40,40	0,066	0,34	0,55	99,71	88,82	2,83	3,34	4,72	91,65	8,06	0,01	0,02
44,10	1,03	35,71	0,041	0,40	1,15	100,53	76,14	4,71	7,25	12,44	80,85	19,69	0,018	0,012
44,29	4,77	39,60	0,11	0,28	0,60	101,01	67,11	21,81	6,39	6,04	88,92	12,43	0,10	0,006
28,0	1,01	24,95	0,48	0,20	3,0	100,58	49,97	—	21,71	24,92	49,97	46,63	0,01	0,003
53,31	0,52	42,39	0,027	0,38	0,21	100,12	93,85	2,38	1,53	2,37	96,23	3,90	0,02	0,015
36,36	1,61	32,16	0,048	0,35	0,08	100,96	29,22	0,41	4,70	66,82	29,03	71,52	—	0,024

Примечание: Анализы выполнены в хим. лаборатории ИГиЛН Армении аналитиками Гаспарян З. Ш., Барсегян М. С.

ческих и основных эффузивных пород. Минеральный состав глинистой составляющей рассматривался в работе [10]. Рентгеноструктурный анализ тонкоотмученных (0,001—0,01 мм) фракций пород, обработанных уксусной или муравьиной кислотами, показал наличие тонкодисперсного кварца, иллита, апатита (в порядке убывания), а в пограничных красноцветных глинистых породах наряду с вышеперечисленными—примеси хлорита, монтмориллонита\*.

Исследуемые отложения характеризуются устойчивой кварц-амфибол-пироксеновой ассоциацией терригенных минералов, указывающей на единый источник сноса.

Для выяснения генезиса отложений особо информативно распределение составов РЗЭ. Породы хачикской свиты (табл. 2, рис. 2, проба 1) характеризуются легким составом РЗЭ ( $La/Yb=24,5$ ), значительным дефицитом Се и накоплением средних лантаноидов, возможно, связанным с сорбцией этих элементов глинистой составляющей и органическим веществом. Миграция  $C_{орг}$  может способствовать перераспределению этих элементов, образованию их дефицита в одних слоях, избытка в других. Резкое накопление легких лантаноидов скорее всего связано с высокой степенью зрелости терригенного материала, за счет размыва коры выветривания каолинистового и каолинит-гидрослюдистого составов в субтропических гумидно-сезонно-гумидных условиях [10].

Менее определенно решается вопрос о резком дефиците Се в совокупности с общим исключительно легким составом РЗЭ. Был ли он сформирован в результате окисления и перераспределения Се в коре выветривания или же это эффект влияния морской воды? Учитывая высокую степень зрелости продуктов коры выветривания и сравнительно высокую скорость осадконакопления в данный период

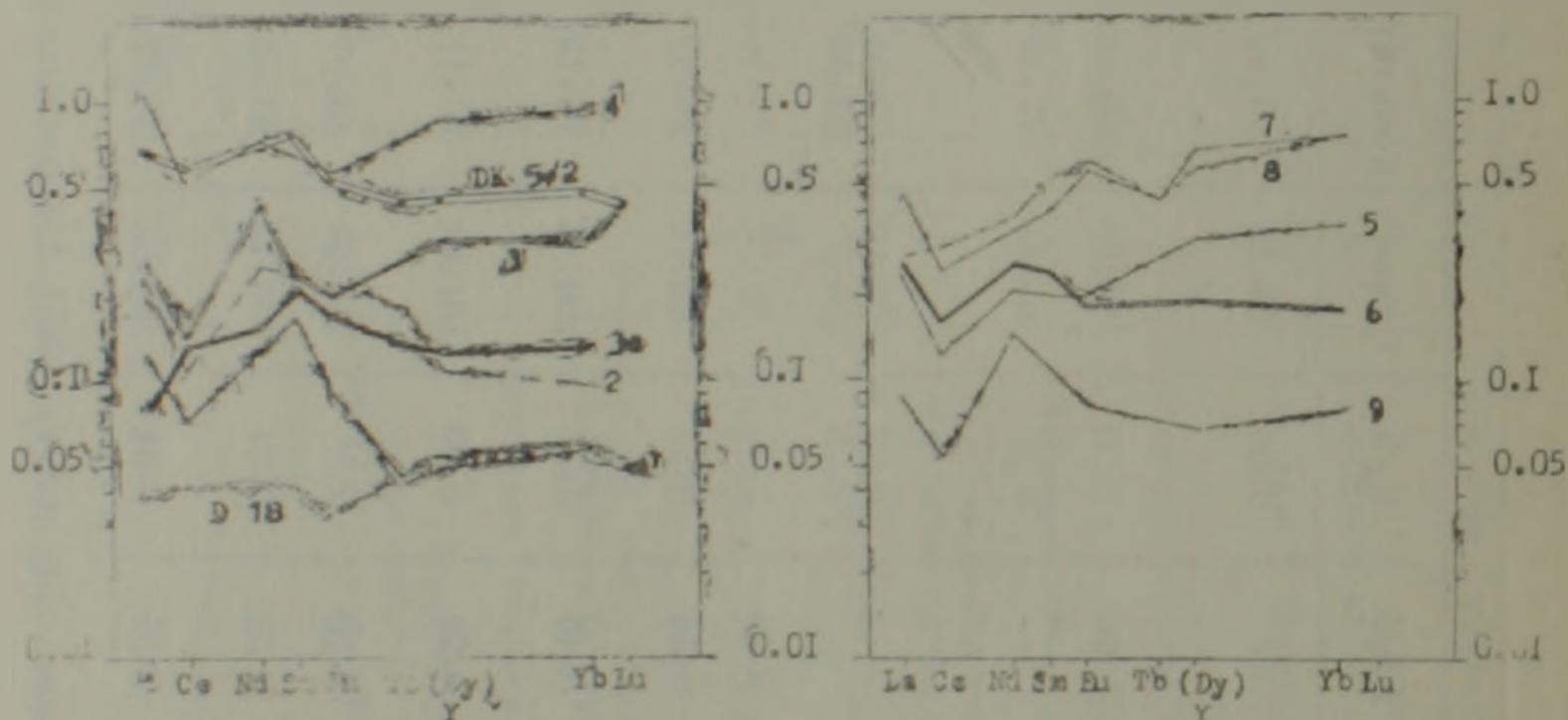


Рис. 2 Распределение РЗЭ в верхнепермских и нижнетриасовых породах (нормализованные относительно глинистого сланца) [12]. Условные обозначения: 1—известняки хачикской свиты ( $P_2$ ) разреза у с. Советашен; Д-18—кремнистая конкреция ( $P_2$ ) разреза у с. Советашен; 2—известняки джюльфинского яруса ( $P_2$ ) разреза у с. Советашен; 3—известняки нижней части дарашамского яруса ( $P_2$ ) разреза у с. Советашен; 3а—известняки верхней части дарашамского яруса разреза у с. Советашен; 4—известняки глинистые пограничной части разреза у с. Советашен; 5—известняки биоморфные водорослевые индского яруса ( $T_1$ ) разреза у с. Советашен; 6—известняки микрозернистые индского яруса ( $T_1$ ) разреза у с. Советашен; 7—известняки дарашамского яруса ( $P_2$ ) разреза у с. О-бин; 8—известняки глинистые дарашамского яруса ( $P_2$ ) разреза у с. О-бин; 9—известняки индского яруса ( $T_1$ ) разреза у с. Огбин; ДК5/2—известняки глинистые дарашамского яруса ( $P_2$ ) разреза Дарашам—11.

\* Аналитик—Хачатурян В. М.

(краткое время воздействия морской воды на осадок), механизм окисления Се в коре выветривания, видимо, наиболее важен для конкретного примера.

Полевые наблюдения и лабораторные исследования кремнистых стяжений указывают на их диагенетическую природу (табл. 1, рис. 2, проба Д-18). Сравнивая спектры РЗЭ кремнистых стяжений и вмещающих известняков (рис. 2, проба 1), выявляется почти полное совмещение спектров тяжелых РЗЭ: кремнистое вещество, видимо, привнеслось в бассейн синхронно с терригенным компонентом. На это указывают также примерно равные величины отношения  $Al_2O_3/TiO_2$  (в известняках—20,5, в желваках—21,2). Величина  $La/Yb$  в известняках значительно больше (24,5), чем в стяжениях (7,6), что можно объяснить различными сорбционными свойствами составляющих компонентов.

Известняки характеризуются цериевым минимумом ( $Se/Se^* = 0,49$ ), а кремнистые стяжения—максимумом ( $Se/Se^* = 1,05$ ). Цериевый максимум, видимо, указывает на отсутствие или ограниченное взаимодействие морской воды с кремнистым веществом, чему могли препятствовать захват и переработка кремнезема планктонными микроорганизмами. Отсутствие европиевой положительной аномалии указывает на то, что источником кремнезема являлись, по-видимому, эффузивы субэвральных вулканических пород (басс. р. Верхний Чалус и район Машулей Шит) [16, 13], а не вулканическая тефроидная примесь.

Характер распределения РЗЭ в породах джувльфинского яруса в целом мало отличается от пород хачикской свиты (рис. 2, проба 2), что подтверждает минералогические данные о единстве питающей провинции с зрелой корой выветривания.

Обращает внимание своеобразие спектра РЗЭ пород из нижней части дарашамского яруса (проба 3). Наряду с резким дефицитом Се и относительно большим накоплением тяжелых лантаноидов, для них характерен отчетливый дефицит средних лантаноидов. Вопрос о связи этого эффекта с процессами десорбции РЗЭ, с диагенетическим и эпигенетическим перераспределением требует дополнительного изучения. Для сравнения отметим, что в спектре РЗЭ глинистого известняка из нижней части дарашамского яруса (разрез Дарашам-II, проба ДК 5/2, рис. 2), наряду с дефицитом церия, отмечается резкое накопление легких лантаноидов ( $La/Yb = 16,9$ ), которое для отложений хачикской свиты и для джувльфинского яруса (разрезы Советашен и Дарашам-II) обусловлено примесью высокозрелого терригенного вещества.

Спектр РЗЭ пород верхней части дарашамского яруса характеризуется: общим обогащением средними лантаноидами, включая небольшой Се максимум ( $Se/Se = 1,16$ ), на фоне последовательного накопления все более тяжелых лантаноидов.

Такой спектр может быть смоделирован за счет окисления и переработки пеплового материала при воздействии морской воды (с учетом сорбционных эффектов). Отметим, что автором в отложениях верхней части дарашамского яруса (разрезы Советашен, Огбин, Дарашам-II) установлены продукты синхронного вулканизма, представленные свежими пироксенами, амфиболами, вулканическим стеклом, плагиоклазом (андезин), суммарное количество которых в породе достигает 0,4%, тогда как в нерастворимой части исследуемых отложений были отмечены лишь единичные полувыветрелые зерна пироксена, амфибола, плагиоклаза и кварца, преобладали агрегаты глинистых минералов.

Итак, особенность распределения РЗЭ в карбонатных породах показывает влияние вулканизма. Наглядно оно фиксируется в позднедарашамских породах, расположенных южнее на значительном расстоянии от описываемых разрезов (разрез Огбин). На рис. 2, проба 8, видно, что спектр РЗЭ красноцветного глинистого известняка

Изотопный состав углерода, кислорода (в %) и содержания РЗЭ,  
Y, Th, U, Sr (в г/т) карбонатных пород верхней перми и нижнего триаса

№№ п п	$\delta^{13}C$	$\delta^{18}O$	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu	Y	Сумма РЗЭ	La Yb	Ce Ce*	Eu/ Eu*	La Th	Th/U	Th	U	S
1	+2,1	+29,1	4,9	6,0	—	1,3	0,14	0,05	0,20	—	1,8	14,39	24,5	0,49	0,8	4,9	0,23	1,0	3,5	840
Д18	—	—	1,6	3,5	—	0,32	0,04	—	0,21	0,032	2,0	7,7	7,62	1,03	0,58	3,3	0,19	0,43	2,5	170
2	+1,3	+25,3	9,8	9,0	9,9	1,8	0,35	0,22	0,34	—	4,0	35,41	28,8	0,43	1,03	7,54	0,46	1,3	2,8	397
3	+2,1*	+25,9	10,9	11,8	16,1	1,8	0,32	—	1,22	0,26	12,0	54,4	8,9	0,41	0,86	4,19	1,08	2,6	2,4	414
3,1	—	—	3,2	11,2	5,8	1,6	0,27	0,16	0,46	—	4,6	27,19	7,0	1,16	0,98	1,69	0,90	1,0	2,1	339
4	-2,9	+25,2	43,4	42,8	27,4	4,8	0,92	—	3,3	—	32,0	154,6?	13,2	0,57	0,76	6,73	—	6,4	—	219
5	+1,1	+24,6	9,7	10,4	8,1	1,3	0,32	—	1,27	—	12,0	43,29	7,6	0,56	0,94	24,55	0,26	0,4	1,5	432
6	+0,9	+24,5	10,4	13,5	9,9	1,8	0,30	—	0,62	—	7,0	43,52	16,7	0,63	0,56	34,67	0,12	0,3	2,4	567
7	—	—	18,5	19,9	—	3,0	0,90	0,56	2,5	—	21,5	69,86	6,6	0,55	1,43	6,61	0,76	2,8	3,7	274
8	—	—	11,6	25,4	14,8	4,0	0,99	0,56	2,6	—	21,0	80,95	3,2	0,91	1,31	2,9	—	4,0	—	251
9	—	—	3,5	4,3	5,5	0,83	0,13	—	0,28	—	2,5	17,04	12,0	0,45	0,85	8,75	0,11	0,1	3,5	1133
ДК5 2	—	—	27,0	47,0	—	5,74	0,83	0,52	1,6	0,25	16,0	98,94	6,67	0,78	0,87	8,1	1,83	3,3	1,8	842

Примечание: Анализы изотопного состава выполнялись на масс-спектрометре МИ-1201 (аналитик Березовский Ф. И., ИГФМ АН УССР).

Анализы РЗЭ, Th, U, Sr проводились инструментальным и радиохимическим нейтронно-активационным методом (аналитик Добристенко А. И., ПГО «Кировгеология» УССР).

Изотопный состав углерода дан относительно международного стандарта PDB с точностью  $\pm 0,30\%$ , а кислорода SMOW с точностью  $\pm 0,40\%$ . Изотопный состав углерода и кислорода пород дарашамского яруса получен на основании анализа средней пробы, составленной из шести образцов. Данные проб см. табл. 1.

Eu\*, Ce\* рассчитано по концентрации соседних лантаноидов:

$$K_{Eu^*} = 0,5(K_{Sm} + K_{Tb}), \quad K_{Ce^*} = 0,5(K_{La} + K_{Nd}).$$

Содержание Y определялось автором спектральным методом на приборе ДФС

очень близок рассмотренному выше спектру (проба 3а) с той разницей, что нет селективного обогащения Се, но накопление средних лантаноидов сопровождается селективным обогащением Eu ( $Eu/Eu^* = 1.36$ ). Такой же европиевый максимум ( $Eu/Eu^* = 1.43$ ) наблюдается в известняке из той же пачки (проба 7). Признаки влияния тефроидного вещества на состав РЗЭ осадочных образований конца верхней перми фиксируется, как видно, на значительных площадях. Наличие хлорита и монтмориллонита в пробах 3а и 4 и отсутствие их в перекрывающих и подстилающих отложениях подтверждают мысль о том, что их образование происходило за счет переработки вулканического пеплового материала. Это подтверждается также характером поведения ОТС и отношением в пограничной части (рис. 1, проба 3, 3а, 4): с увеличением терригенной составляющей породы отношение  $La/Yb$  резко уменьшается.

Согласно [11] нельзя исключать катастрофическое событие — столкновение метеорита с Землей и рассеивание космического тела и мишени на значительные площади. В частности, европиевые максимумы в спектрах верхнедарашамских карбонатов обнаруживают прямую корреляцию с ростом содержания иридия в этих породах (от 0,003 до 0,04 *ppm*). Однако содержание иридия в упомянутых отложениях не является аномально высоким. Помимо этого, на территории северо-западного Ирана [13] и в Турагачайской зоне Малого Кавказа\* [4] установлены вулканические породы позднепермского возраста. Влияние вулканизма не ограничивается распределением РЗЭ, вулканизм мог создать неблагоприятные условия для выживания фауны (биологический кризис), как отмечает Ю. А. Колясников [5], на рубежах  $J_3-K_1$ ,  $K_1-K_2$ ,  $K_2-Pg$ , он тесно связан с базальт-океаническим феноменом глобальных геохимических аномалий и повышением радиоактивности среды обитания (мутогенные факторы).

Отложения дарашамского яруса перекрываются красноцветными глинистыми известняками (рис. 2, проба 4), по которым проводится граница перми и триаса [2]. Спектр РЗЭ этих пород, хотя и содержит значительное количество бескарбонатного вещества, но не несет следы преобладающего влияния морской воды. Однако спектр РЗЭ биоморфно-водорослевых известняков (рис. 2, проба 5) сходен в основных чертах с его распределением в морской воде. В нижнетриасовых биостромовых известняках по сравнению с биоморфными разностями распределение лантаноидов характеризуется меньшим накоплением тяжелых и отчетливым максимумом средних. Спектр РЗЭ в известняках нижнего триаса практически одинаков как в разрезе Советашен (проба 6), так и в разрезе Огбин (проба 9), что, вероятно, свидетельствует о более прибрежных условиях осадконакопления сравнительно с началом индского века.

Отметим, что между содержанием суммы РЗЭ и  $P_2O_5$  исследуемых отложений наблюдается линейная корреляция с коэффициентом корреляции Спирмена 0.73 для уровня значимости 0.05. Аналогичная связь обнаружена между суммой РЗЭ и  $\Sigma FeO$  (коэффициент корреляции Спирмена—0.69), между суммой РЗЭ и содержанием общей терригенной составляющей (0.67). Высокий коэффициент корреляции наблюдается между суммой РЗЭ и  $P_2O_5$ . Такая связь, по-видимому, вызвана увеличением, наряду с терригенной составляющей пород, содержания микрокристаллического, аутигенного апатита. В частности, интересно обнаружение фосфоритовых конкреций в аргиллитах дарашамского яруса (разрез Дарашам-II, Нах. АССР). Форма их оваловидная, шарообразная и желваковидная, размеры 0.5—2.0 см. В поперечнике, структура аморфная—микрокристаллическая. Данные рентгеноструктурного анализа показывают, что сложены они, в ос-

\* Необходимо отметить, что иранские разрезы относятся к гондванскому типу, а Тургагачайск эффузивно-карбонатная зона — к сьразинатскому.

новном, апатитом с примесью (около 2%) кварца, возможно, каолинита.

При рассмотрении изотопного состава углерода и кислорода следует выяснить, насколько они первичны и отвечают этапу осадконакопления. Величины отношения индексов А:В на дифрактограммах, отражающих степень постседиментационных изменений гидрослюд и вмещающих пород [10], колеблются от 1,3 до 2,0, в среднем 1,8. Такая характеристика отвечает завершающему этапу начального катагенеза. Слабая перекристаллизация пород указывает на то, что изотопный состав углерода и кислорода не был сильно изменен вторичными процессами. Довольно тяжелый изотопный состав кислорода (+29,1%), высокое содержание Sr (840 г/т), бора (200—370 г/т) и величины отношения В/Ga (19—20) в глинистой части пород хачикской свиты указывают на относительно высокую соленость морской воды, которая, вероятно, была вызвана наличием рифовых барьеров, отделяющих данную часть бассейна. По составу и структурным особенностям эти осадки относятся к фациям прибрежно-морских равнин с небольшой глубиной 50—100 м, твердым освещенным дном, теплой хорошо аэрируемой водой при достаточном поступлении питательных веществ, минимальном привносе взвешенного терригенного материала. Небольшая глубина моря и интенсивная аэрация воды в зоне развития биострома создавали благоприятные предпосылки для достаточного полного обмена атмосферной  $\text{CO}_2$  и  $\text{HCO}_3^-$  морской воды с осаждением карбоната кальция, изотопный состав которого сдвинут в сторону большего содержания тяжелого углерода ( $\delta^{13}\text{C} = +2,1\text{‰}$ ). Характерной чертой пород данной свиты является высокая битуминозность и сравнительно высокое содержание  $\text{C}_{\text{org}}$  (в среднем 0,35, в отдельных прослоях 1,0%). Битум представлен типами, МСБА, САБА, МБА, ЛБА и в меньшем количестве—СБА\*.

Породы джувльфинского яруса сформировались при значительных вариациях фациальных условий. Относительно активная гидродинамическая среда была предопределена увеличением скорости опускания дна бассейна, превышающей скорость роста каркасных водорослевых организмов, проникновением глубинных вод и усилением циркуляции. На уменьшение солености до нормально-морской указывает резкое (более чем 4‰) снижение величины  $\delta^{18}\text{O}$  (25,3‰) и Sr (397 г/т). Характерно обилие и большое таксономическое разнообразие ряда групп консументов, в том числе и наиболее активных нектонных форм-цефалопод, которые в предшествующую фазу были представлены единичными формами [6]. Заметим, что с джувльфинского до начала индского века включительно изотопный состав кислорода характеризуется гораздо большим постоянством (величина  $\delta^{18}\text{O}$  варьирует в пределах +25,9 до +24,5‰), хотя тенденция к направленному снижению  $\delta^{18}\text{O}$  вверх по разрезу все же очевидна (рис. 1). Смена органогенно-детритовых известняков хорошо отсортированными органогенно-шламовыми и далее—микрозернистыми известняками также является очевидным результатом усиления гидродинамического режима осадконакопления от джувльфинского времени к индскому.

Интересно, что изотопный состав  $\delta^{13}\text{C}$  карбонатных пород пермо-триаса имеет тенденцию к направленному облегчению (от +2,1 до 0,9‰) синхронно с  $\delta^{18}\text{O}$ , за исключением пограничных глинистых известняков (проба 4),  $\delta^{13}\text{C} = -2,9\text{‰}$ , которые имеют более легкий изотопный состав, чем вмещающие известняки, что указывает на добавку в карбонат биогенной углекислоты. Не исключено, что этот эффект обязан значительной доле терригенного материала, с которым могло сноситься органическое вещество, в результате окисления дающее начало биогенной углекислоте. Нельзя все же исключить и ав-

\* Анализы выполнены в геохимической лаборатории ИГи АН Армени под руководством Г. З. Атанесян.

тохтонное накопление  $C_{org}$ , затем претерпевшего деструкцию в окислительных условиях бассейна осадконакопления. Важно при этом, что  $\delta^{18}O$  остается почти неизменным. Тем самым очевидно, что не было подтока пресных вод, обогащенных  $\delta^{13}C$ . Резко отрицательный сдвиг величины  $\delta^{13}C$  в пограничных глинистых известняках [12] может быть вызван крупными циклами регрессий (существует параллелизм между кривой изменения среднего уровня моря и кривой изменения изотопного соотношения углерода). Не исключается регрессия в пограничный период перми и триаса, обусловленная зарождением мезозойского океана в результате наложения рифтогенных структур (зона Измир-Анкара-Эрзинджан [3] и пояса офиолитов Загроса [17]) на эпиконтинентальной части Гондваны. Регрессия моря также могла быть причиной острого биологического кризиса на исследованном рубеже.

Изотопный состав углерода биоморфно-водорослевых известняков (проба 5) и известняков нижнего триаса (проба 16) сходен ( $\delta^{13}C$ — +1.1‰; 0.9 соответственно). То же можно сказать относительно изотопного состава кислорода упомянутых отложений ( $\delta^{18}O$ — +24.6; 24.5‰). Эти данные указывают скорее всего на нормальные морские условия осадконакопления, но, по-видимому, и на несколько большее прогревание вод на мелководье.

На рис. 1 изображена кривая изменения содержания Sr в пограничных пермо-триасовых отложениях, где отчетливо фиксируется его направленное изменение в сторону уменьшения и значительный дефицит в глинистых известняках, аналогично  $\delta^{13}C$  и отчасти  $\delta^{18}O$ .

При статистической обработке большого количества данных полуколичественного спектрального анализа образцов разреза Советашен обнаружено отличие по высокому содержанию Sr и Co отложений хачикской свиты от джувльфинско-дарашамско-индского ярусов. Высокое содержание Co связано с органическим веществом, чем отличаются породы хачикской свиты. Вариации содержания могут быть вызваны изменениями солености, температуры морской воды и процессами биохимического фракционирования. Эти изменения глобальны и они зафиксированы в различных ландшафтах [15]. Более вероятно, что изменения содержания Sr отражают глобальные геохимические кризисы и флюктуации. Хорошая корреляция содержания Sr с изотопным составом  $\delta^{13}C$  и отчасти  $\delta^{18}O$ , его направленное уменьшение, вероятно, можно связать с уменьшением солености морской воды.

Переходя к обсуждению содержания U, Th в породах, целесообразно отметить, что поступление U, Th в осадок связано с терригенным стоком, а сорбционное и биохимическое их извлечение из морской воды не играет существенной роли. Однако, при достаточно длительном воздействии морской или океанической воды на осадок имеет место их выщелачивание, причем U значительно больше, чем Th, в связи с инертностью Th и способностью образовывать в морской или океанической воде устойчивый карбонатный комплекс; тому способствуют высокие концентрации ионов  $HCO_3^-$  и  $CO_3^{2-}$  [7].

С углублением профиля выветривания в основном выносятся U и концентрируется Th. В породах, сравнительно легко поддающихся химическому выветриванию (карбонатные породы, туфы, долериты), вынос урана отстает от выноса других легкоподвижных компонентов и с некоторым увеличением его концентрации. Рост отношения Th/U при выветривании пород может служить хорошим индикатором степени химического выветривания [1, 8, 9]. Наблюдается тренд постепенного уменьшения содержания U от хачикской свиты до дарашамского яруса включительно; затем спад в красноцветных глинистых известняках и вновь увеличение в нижнетриасовых отложениях. Для содержания Th картина обратная. Низкая величина отношения Th/U (меньше 1) обычно характеризует слабозрелые осадки. Однако эта

недостаточно для вывода о степени зрелости, поскольку имеются противоречия по результатам изучения глинистой составляющей [10] этих отложений. Это противоречие может быть устранено, если принять, что в бассейн осадконакопления привносились не только продукты высокозрелой коры выветривания, но и субаэральные вулканических пород, легко подвергающихся выветриванию (туфы, долериты и т. д.), обнажающихся в бассейне р. Верхний Чалус [16] и в районе Машулей Шит [13] и др. Вопрос о длительности воздействия морской воды на осадки, скорости осадконакопления заслуживает более подробного освещения.

Отложения хачикской свиты относятся к фации прибрежно-морских равнин с относительно высокой соленостью воды. Минимальный привнос терригенного вещества обусловлен субтропическим климатом и устойчивой тектонической обстановкой [10]. Биостромовые водорослевые известняки хачикской свиты характеризуются толсто-слоистой, массивной текстурой, при высоких содержаниях урана по сравнению с перекрывающими отложениями соответственно; предполагается высокая скорость их накопления, кратковременный контакт с морской водой и ограниченное выщелачивание урана.

В джюльфинское и дарашамское время постепенное изменение литофациальных, гидродинамических и гидрохимических условий осадконакопления привело к образованию органогенно-полидетритовых, отсортированных шламовых и микрозернистых, а в пограничной части—глинистых известняков. Толсто-слоистые и массивные слои переходят в среднеслоистые, затем тонкослоистые разности, все чаще и чаще по напластованию последних можно видеть следы растворения и переработки материала. Попутно вверх по разрезу постепенно уменьшается концентрация урана и растет отношение Th/U.

В пограничных красноцветных глинистых известняках наблюдаются менее резко выраженные изменения, и можно полагать уменьшение в этот период времени скорости осадконакопления, соответственно-более продолжительное время контакта морской воды с осадками, что вызвало усиление выщелачивания урана. Эти процессы интенсифицируются при накоплении красноцветных глинистых известняков, которые несут следы длительного контакта с наддонной морской водой. Этот же вывод следует из рассмотрения распределения придия [11] в исследуемых отложениях. По этим же данным отрицательная аномалия Ва объясняется возможным уменьшением солености бассейна, приведшим на рубеже перми и триаса к биологическому кризису. Данные изотопного состава углерода и кислорода карбоната не допускают полагать о возможном подтоке пресных вод в бассейн.

Красноцветные глинистые известняки перекрываются нижнетриасовыми среднеслоистыми биостромовыми водорослевыми известняками, переходящими в биоморфные разности линзовидной и караваяевидной формы. Образование последних обусловлено стабильной тектонической обстановкой и увеличением скорости роста каркасных водорослевых организмов.

Резюмируя вышеизложенное, заметим, что вариации изотопного состава углерода, кислорода карбонатов и распределения P3Э, Th, U, Sr в пограничных пермо-триасовых отложениях приводят к выводу о направленных изменениях гидродинамических и гидрохимических условий осадконакопления. Регрессия моря и связанные с ней изменения газового режима и солености, влияние эксплозивного вулканизма на осадконакопление малых скоростей в пограничный период P<sub>2</sub>—T<sub>1</sub>, по всей вероятности, и приводили в суммарном выражении к известному биологическому кризису.

ՓՈՔՐ ԿՈՎԿԱՍԻ ՊԵՐՄԻ ԵՎ ՅՐԻԱՍԻ ՍՍՀՐԱՆԱՄԵՐՁ ՆՍՏՎԱԾՔՆԵՐԻ  
ԵՐԿՐԱՔԻՄԵՆԱՅԻ ՎԵԱՔԵՐՑԱԼ

Ա մ փ ո փ ու մ

Հողվածում քննարկվում են Փոքր Կովկասի տարածքի վերին պերմի—ստորին տրիասի սահմանային շերտերի քարաբանությանն ու ներկարարիմիային վերաբերվող տվյալները, մասնավորապես, ածխածնի, թթվածնի իզոտոպային կազմերը, հազվագյուտ հողային տարրերի (ZnS), թորիումի, ուրանի, ստրոնցիումի պարունակությունների բաշխման օրինաչափությունները կրաքարերում:

Ըստ քարաբանական ուսումնասիրությունների, վերին պերմի միջին հարկի խաշիկի շերտախմբի ապարները ներկայացված են բիտումային, միջին-խոշոր շերտային և զսնգվածային ջրիմուռային բիոստրոմային կրաքարերով, որոնցում նկատվում են լեզվականման կայծքարային կոնկրեցիաներ:

Ջուլֆայի հարկի ապարները ներկայացված են խոշոր-միջին շերտային կենդանածին-դետրիտային կրաքարերով:

Դարաշամի հարկի ապարները կենդանածին-շլամային կրաքարեր են, որոնք սահմանային մասում փոխարինվում են կարմրավուն կավային տարատեսակներով: Վերջիններս, որոնցով ըստ հնեաբանական ուսումնասիրությունների տվյալների անցկացվում է վերին պերմի—ստորին տրիասի սահմանը, մանրահատիկային են:

Ստորին տրիասի ինդոսի հարկի ապարները հիմնականում միջին շերտային մանրահատիկ կրաքարեր են, կենդանածին և կավային տարատեսակների ենթաշերտերով: Հիշյալ ապարների հիմքում անջատվում է կարմրավուն ջրիմուռային բիոստրոմային կրաքարերի հորիզոնը, որը վերանցնում է սպրնչականման տեքստուրայի բիոմորֆ տարատեսակի:

Լիթոգրամի վրա հստակորեն հրկում է, որ կտրվածքի վրա ներքևից-վերև աստիճանաբար նվազում է կարբոնատայնությունը, ավելանում շուծվող նստվածքային նյութը  $R_2O_3$ -ը: Սահմանային մասում այս օրինաչափությունից շեղում է նկատվում:

Միներալոգիական ուսումնասիրությունները ցույց են տվել, որ հետազոտվող նստվածքային ապարները բնորոշվում են քվարց-ամֆիբոլ-պիրոքսենային միներալային համախմբով, որը ցույց է տալիս բեկորային նյութի աղբյուրի ընդհանրությունը:

Խաշիկի և մասնավորապես ջուլֆայի ու դարաշամի շերտախմբերի ապարներում ZnS բաշխումը ցույց է տալիս թեթև և միջին լանտանոիդների բարձր պարունակություն ու ցերիումի խիստ պակաս, ինչը պայմանավորված է հեղմահարման պրոցեսում նյութերի և տարրերի տարբեր վարքով:

Դարաշամի հարկի վերին մասի ապարներում ZnS բաշխման վերլուծությունը ցույց է տալիս կրաքարային նստվածքներում հրաբխային մոխրային նյութի առկայությունը: Հրաբխային պրոցեսների ակտիվացման հետևանքով նարավոր է, որ առաջ են եկել կենդանական աշխարհի կենսագործունեության համար անբարենպաստ պայմաններ:

Վերին պերմի—ստորին տրիասի սահմանային կրաքարերում ընդհանուր առմամբ նկատվում է թթվածնի և ածխածնի իզոտոպային կազմերի աստիճանական թեթևացման հակում: Նշված օրինաչափությունից կտրուկ շեղում է նկատվում սահմանային կարմրավուն կավային կրաքարերում, որտեղ ածխածնի իզոտոպային կազմը խիստ թեթևանում է: Դա, ըստ երևույթին, կապվում է ծովի ետքաշման փուլերի հետ: Հետևաբար բացառված չէ, որ պերմ-

տրիասի սահմանային կենսաբանական սուր ճգնաժամը կարող էր պայմանավորված լինել ծովի կարծառն հարաշմամբ:

Ուսումնասիրվող նստվածքներում ուրանի և թորիումի պարունակությունների փոփոխությունների բնարկումը թույլ է տալիս դատելու բեկորային նյութի հասունության ստորձանի և նստվածքակուտակման արագության մասին: Խաչիկի դարաշրջանում նստվածքակուտակման արագությունը ավելի մեծ է եղել, քան հաջորդ փուլերում, իսկ սահմանային կավային կրաքարերի առաջացման ժամանակ՝ ամենագածրը:

Այսպիսով, ածխածնի, թթվածնի իզոտոպային կազմերի,  $\delta^{13}C$  բաշխման և թորիումի, ուրանի, ստրոնցիումի պարունակությունների փոփոխությունների առանձնահատկությունների վերլուծությունը պերմ-տրիասի սահմանային կրաքարերում ցույց է տալիս նստվածքակուտակման ջրաշարժման, ջրաքիմիական պայմանների փոփոխություններ: Սահմանային փուլում տեղի են ունեցել կարծառն և կտրուկ այնպիսի պրոցեսներ, ինչպիսիք են՝ ծովի ևտ քաշվելը և դրա հետ կապված գազային ու աղիության ուժեղացումը, նստվածքակուտակման արագության փոփոխությունները, սրոնք էլ, բառ երևույթին, հանգեցրել են կենդանական և բուսական աշխարհի կենսաբանական ճգնաժամին:

H. A. KHANZATIAN

## ON THE MINOR CAUCASUS PERMIAN AND TRIASSIC BOUNDARY SEDIMENTS GEOCHEMISTRY

### Abstract

The isotopic composition of carbonates C and O as well as the distribution of TR, Th, U, Sr in the Permian and Triassic boundary sediments have shown some trend changes of the sedimentation geodynamical and hydrochemical conditions, as the retreat of the sea and connected with it the gas regime and the salinity changes, the explosive volcanic influence, which as a result have probably brought to a biological crisis.

### ЛИТЕРАТУРА

1. Виноградов А. П. Геохимия редких и рассеянных элементов в почвах. М.; Изд. АН СССР, 1957, 210 с.
2. Григорян А. Г. Новые данные о пограничных отложениях пермо-триаса юго-западной части АрмССР (Советашен) по конодонтам. Матер. IV-ой техн. конф. молодых уч. и спец. района 26 Комиссаров, 5—8 декабря, 1984. Цахкадзор, Ереван. 1985, с. 82.
3. Казьмин В. Г., Сборщиков И. М. Развитие океана Тетис в позднем палеозое-раннем мезозое и проблемы реконструкции Пангеи. Изв. АН СССР, серия геолог. 1989, № 5, с. 55—67.
4. Карякин Ю. В. Осадочно-вулканогенные формации офиолитового комплекса Тургачайской зоны Малого Кавказа. X Всес. литолог. совещ. Тез. докл. Ереван, изд. 1989, с. 20—22.
5. Каласников Ю. А. Мезозойские события и банальт-океанический феномен. Международный симпозиум «Глубинное строение Тихого океана и его континентального обрамления». Благовещенск, 1988, с. 84—86.
6. Котляр Г. В., Захаров Ю. Д. и др. Позднепермский этап эволюции органического мира. Л.: Недра, 1983, 200 с.
7. Кузнецов Ю. В. Радиохронология океана. М.: Атомиздат, 1976, с. 141—150.
8. Смыслов А. А. Уран и торий в земной коре. М.: Недра, 1974, с. 88—89.

9. Титлева И. А., Векслер Т. И. Уран и торий в процессе выветривания пород Якутии. — Геохимия, 1969, № 6, с. 740—744.
10. Ханзидян Г. А. Глинистые минералы карбонатных пород верхней перми и нижнего триаса территория Армянской ССР, как критерия палеогеографической обстановки. — Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1988, XLI, № 2, с. 18—25.
11. *Alekseev A. S., Barsukova L. D. and all.* The permian-triassic boundary event: Geo chemical investigation of the transcaucasia section. Abstr. Lunar and planet Sci. Conf., 14th, 1983. p. 3—4.
12. *Cavelier C., Chateaneuf J. J. and all.* Geology events at the Eocene/oligocene boundary—Paleogeogr. Paleoclimat. Paleoecol. 1981.
13. *Davies R. G., Jones C. R. and all.* Geology of the Masuleh sheet. Northwest Iran. Geological survey Iran Report № 24, 1972. pp. 20—29, 49—50.
14. *Piper D. Z.*, 1974. Rare earth elements in sedimentary cycle: a summary. Chem. Geol., 14; 285—304.
15. *Renard M., Delacotte O. et Letolle R.*—Le strontium et les isosopes stables dans les carbonates totaux de quelques sites de L'Atlantique et de la Tethys — Bulletin de la Societe Geologique de France. Le serie, tom XXIV, № 3; 1982. p. 519—535.
16. *Stepanov D. L., Golshaini F. and Stöcklin J.* Upper permian and permian-triassic boundary in north Iran; Geological survey of Iran. Report № 12, 1969, pp. 44—48.
17. *Stöcklin J.* Possible ancient continental margins in Iran; in Burk C. A., and Drake C. I. (editors), the geology of continental margins, № 1. Springer-Verlag, 1974.

Известия АН Армении, Науки о Земле, 1992, XLV, № 1, 25—33

УДК: 553.534 (479.25)

К. И. КАРАПЕТЯН, П. Л. МУРАДЯН

## НОВЫЕ ДАННЫЕ О ЦЕНТРЕ ИЗВЕРЖЕНИЙ ИГНИМБРИТОВ БАССЕЙНА р. ПАМБАК И ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ПОДНЯТИЯХ ПАМБАКСКОГО И БАЗУМСКОГО ХРЕБТОВ

На основании приводимых в статье геологических, петрографических, вулканологических и геоморфологических данных, а также критического обзора имеющихся точек зрения предлагается новая версия, согласно которой игнимбриды бассейна р. Памбак так же, как и большинство игнимбридов Армении, были извергнуты вулканом Арагац. Пространственная отчлененность памбакских игнимбридов от арагацских объясняется поздними воздыманиями Памбакского и Базумского хребтов; после извержения игнимбридов (~300—325 тыс. лет тому назад) амплитуда поднятий отдельных блоков составляет 320—340 м и 900—920 м.

Основная масса новейших игнимбридов (туфов и «туфолав») Армении приурочена к массиву г. Арагац и прилегающим к нему плато; исключение составляют игнимбриды бассейна р. Памбак, отчлененные от указанной области Памбакским хребтом. Обычно образование арагацских игнимбридов в той или иной форме увязывают с деятельностью Арагаца [1, 13, 16, 19, 7, 2 и др.], что же касается памбакских игнимбридов, то центры их извержений определяются в пределах самого бассейна, вне непосредственной связи с Арагацем [3, 18, 19, 14], но чаще о них ничего не говорится.

В долине р. Памбак игнимбриды, развитые преимущественно в среднем ее течении, на отрезке с. Налбанд—гор. Кировакан (26—