

11. *Костяев А.Г., Куликов О.А., Малаева Е.М.* и др. Сопоставление условий образования диамиктоновых и сортированных пород высоких водоразделов северных и центральных областей западно-евразийских равнин // Корреляция палеогеографических событий: материк — шельф — океан. М., 1995. С. 135—150.
12. *Костяев А.Г., Куликов О.А.* Условия образования диамиктоновых пород основных водоразделов западно-евразийских равнин по геохимическим данным // Докл. РАН. 1994. Т. 336. № 2. С. 225—228.
13. *Куприн П.Н., Потапова Л.И.* О некоторых чертах диагенеза органического вещества в осадках южных морей // Природа органического вещества современных и ископаемых осадков. М., 1973. С. 186—193.
14. *Куприн П.Н., Потапова Л.И., Ермакова В.И.* и др. Структурные особенности органического вещества осадков Черного моря // Органическое вещество современных и ископаемых осадков и методы его изучения. М., 1974. С. 55—62.
15. *Куприн П.Н., Потапова Л.И.* Раннедиагенетические превращения органического вещества в осадках // Основные условия генерации и аккумуляции нефти и газа. М., 1978. С. 17—35.
16. *Лаврушин Ю.А.* Строение и формирование основных морен материковых оледенений // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 288. М., 1976.
17. *Лазуков Г.И.* Антропоген северной половины Западной Сибири. М., 1972.
18. Методическое руководство по люминесцентно-битуминологическим и спектральным методам исследований органического вещества пород и нефтей. М., 1979.
19. *Попов А.И.* Четвертичный период в Западной Сибири // Ледниковый период на территории Европейской части СССР и Сибири. М., 1959. С. 360—384.
20. *Потапова Л.И., Куприн П.Н., Щербаков Ф.А.* и др. Состав органического вещества верхнего слоя осадков Белого моря в связи с условиями их накопления // Комплексное исследование природы океана. Вып. 6. М., 1979. С. 187—195.
21. *Суздальский О.В.* О генезисе моренных суглинков и подстилающих их отложений на севере Западной Сибири // Антропогенный период в Арктике и Субарктике. М., 1965. С. 180—189.
22. *Чочия Н.Г., Евдокимов С.П.* Палеогеография позднего кайнозоя Восточной Европы и Западной Сибири (ледниковая и ледово-морская концепции). Саранск, 1993.
23. *Шарно Н.М., Аммосова Я.М., Потапова Л.И.* и др. Применение метода гелипроникающей хроматографии для изучения состава гуминовых кислот морских осадков // Исследование органического вещества современных и ископаемых осадков. М., 1976. С. 348—353.

Поступила в редакцию
10.01.98

УДК 552.313.8:551.782.1 (477.75 + 479)

М.Н. Щербакова

ПИРОКЛАСТИКА ИЗ ОЗЕРНО-МОРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОЧНОГО ПАРАТЕТИСА В ИНТЕРВАЛЕ ПОСЛЕДНИХ 14 МЛН ЛЕТ

С 80-х годов на геологическом факультете МГУ выполнялись работы по созданию радиологической шкалы для озерно-морских отложений Восточного Паратетиса, районов Понто-Каспия. Одновременно проводилась корреляция отложений указанного региона и морских образований Средиземноморья. При корреляции широко использовался метод треков деления ^{238}U по вулканическому стеклу. Данные радиологических определений опубликованы ранее [6, 7, 8, 11].

Метод треков предъявляет определенные требования к вулканическим стеклам (размерность $>0,1$ мм, прозрачность, отсутствие вторичных изменений), которым удовлетворял не весь собранный материал. В то же время в ходе работ весь материал обрабатывался, но результаты практически не публиковались [9, 10]. Чтобы восполнить этот пробел,

автор поставила следующие задачи: 1) систематизировать данные по вещественным характеристикам (компонентному составу, соотношению витро- и кристаллокластики), охарактеризовать витрокластику; 2) обозначить типы эксплозивных извержений, выявить последовательность смены разных типов извержений во времени; 3) провести стадийные исследования выпавшей пирокластики; 4) перейти от регионально-стратиграфических (общегеологических) построений к палеовулканологическим, рассмотрев их во времени и пространстве.

Методика работы. Прослой пирокластики представлены пестроокрашенными, чаще белыми, а также серыми, желтыми и зеленовато-серыми слоями, в нижней части (1—1,5 мм) они окрашены оксидами железа, слойки массивные (самые мощные 15—20 см), а также тонкогоризонтальнослоис-

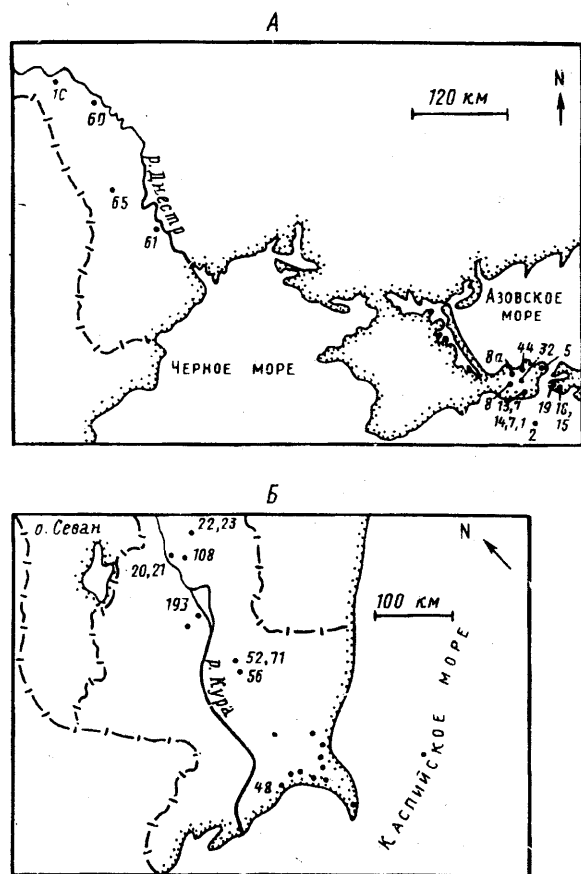


Рис. 1. Топографическое положение изученных образцов: А — Молдавия (1с, 60, 61, 65); Крым, Керченский п-в (1, 2, 5, 7, 8, 13, 14, 32, 44); Таманский п-в (15, 18, 19); Б — Азербайджан (20, 21, 22, 23, 48, 52, 56, 71, 108, 193 и др.)

тые, редко градационные. Микрослоистая текстура подчеркивается лимонитовыми оторочками мощностью несколько миллиметров. Иногда в основании слоек отмечалось большое количество биотита. Основная часть пород представлена рыхлыми (менее мощные) или слабосцементированными (более мощные), легко ломающимися рукой разностями.

Представляется, что большая часть выпавшей пироклаستيки была переотложена, о чем свидетельствует наличие слоистой текстуры во многих образцах [4], что не позволяет применить к пирокластике генетический термин “туф”.

Поскольку большая часть образцов представлена рыхлыми разностями, использовалась следующая методика: образцы пироклаستيки рассеивались по трем размерным фракциям ($> 0,1$; $0,1-0,05$ и $< 0,05$ мм); для каждой из них приготавливались искусственные шлифы и под бинокляром отбиралось стекло (навески до 20 г). Для стекла определялись показатели преломления и затем оно анализировалось с помощью химического, спектрального и других анализов. Для ряда образцов по дифрактограммам определяли вторичные, развившиеся по стеклу

глинистые минералы; обнаруженные во фракции $< 0,05$ мм акцессорные минералы тоже диагностировались.

Фактический материал. Образцы отобраны в районе Понто-Каспия: на Керченском и Таманском полуостровах, в Азербайджане и Молдавии (рис. 1), где они приурочены к озерно-морским отложениям миоцена, плиоцена и плейстоцена (от сарматского до апшеронского ярусов включительно).

Сарматский ярус (13,7—9,3 млн лет). В Приазовской части Керченского п-ва (балка Аджель) пирокластолиты отобраны в кровле нижнего сармата. На Таманском п-ве среднесарматская пирокластика сохранилась в виде трех горизонтов (мощностью от нескольких миллиметров до 3 см) на мысе Панагия — Попов камень. На Керченском п-ве в 4, 12 и 16,5 м выше кровли среднего сармата опробован ряд маломощных горизонтов (не более 1 см). Это тот же уровень, что и в разрезе Панагия — Попов камень (в 50 м ниже митридатских слоев). Пирокластика, выпавшая в конце позднего сармата, обнаружена в виде достаточно мощных горизонтов (до 5—20 см) во многих разрезах на Керченском п-ве: на мысе Такиль (в 24 м ниже митридатских слоев), в балке Аджель, в скважинах в районе пос. Нижнезаморское. Все позднесарматские образцы оказались пригодны для радиологической датировки.

Мы также изучали образцы, любезно переданные нам сотрудниками Института геофизики и геологии АН Молдавии В.Х. Рошке и Г.М. Билинкис.

Мэотический ярус (9,3—7,0 млн лет). На территории Азербайджана большое количество горизонтов пироклаستيки встречено в разрезе сармата (?) — мэотиса в Кобустане, где в разрезе Б.Сияки развита карбонатно-глинистая толща суммарной мощностью 320 м, содержащая ряд достаточно мощных горизонтов пироклаستيки (от 2,5 до 25 см). Образцы верхнемэотических пород отобраны в 15—20 м ниже их границы с понтическими в разрезе Джейранбатан (к югу от Сумгаита). Разрез представлен толщей серых глин с прослоями диатомитов — в интервале 15 м здесь описано 6 прослоев пироклаستيки. В этом же разрезе, но в 60 м выше, непосредственно в подошве продуктивной свиты плиоцена установлено еще 5 слоев в 10-метровой пачке глинистых пород, относящихся к верхнему мэотису. В разрезе у кочевья Юсуф (Центральный Кобустан) среди толщи карбонатных, относительно глубоководных глин мощностью 6,7 м прослеживается ряд маломощных (1,5—3 см) прослоев переотложенной пироклаستيки. По радиологическим определениям они отвечают верхам мэотиса — низам понта. Более молодые датировки характеризуют образцы из Адживели и Сюнди. Верхний понт представлен разрезом г. Боян-Ата (Кобустан), где в толще чередующихся глин и ракушечников суммарной мощностью до

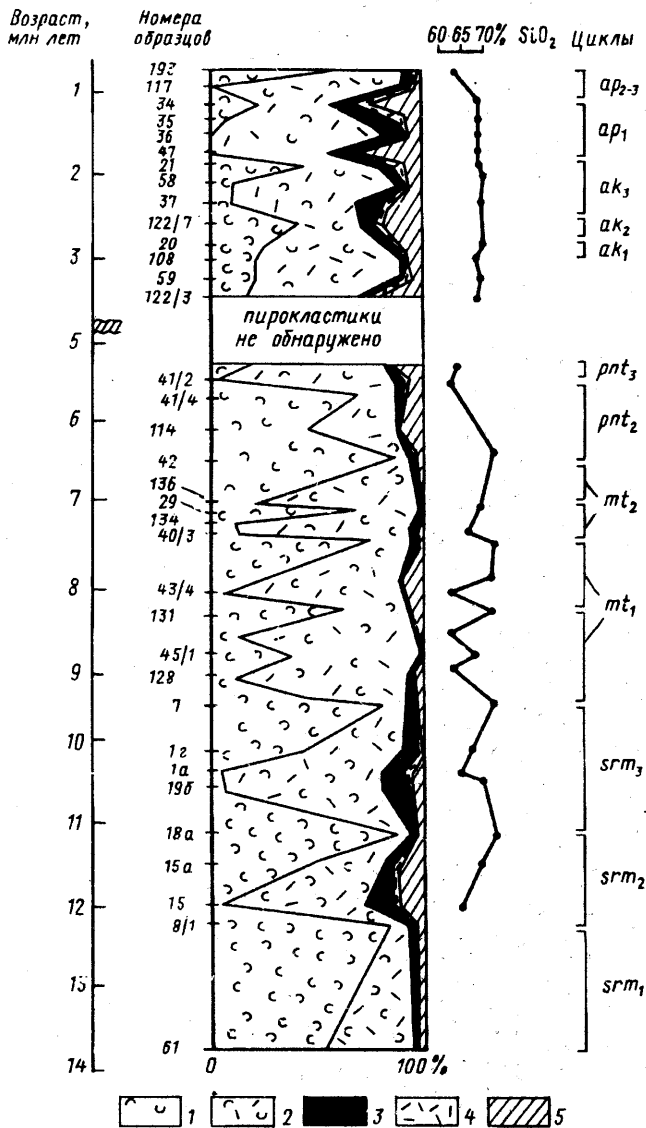


Рис. 2. Основные особенности изменения компонентного и химического состава пирокластиков в интервале от сармата до апшерона. Витрокластик: 1 — стекловатая, 2 — пемзовидная; 3 — биотит; 4 — полевые шпаты; 5 — кварц

100 м датировано 6 прослоев пирокластики, в нижнем слое мощностью 1 м в стеклах описаны двухфазные газово-жидкие включения [13].

Ачкагельский ярус (3,4—1,8 млн лет). Морские отложения широко распространены на территории Юго-Восточной Грузии и Азербайджана, но не во всех разрезах уверенно устанавливается приуроченность горизонтов пирокластики к нижнему, среднему или верхнему подъярусам рассматриваемого яруса. Пригодным для радиологического датирования оказался образец, отобранный в 20 м выше видимой подошвы разреза из района Молладаг. В верхней части образований нижнего ачкагыла — в 60 м над основанием разреза — пирокластиты были вскрыты скв. Кушкун. Стекла из среднеакчагельских отложений отобраны из пирокластики (мощность от 5—15 см до 1 м) в районе Квабеби и

Кушкун. В 10 м ниже видимой кровли в разрезе Ясамальской долины (на юго-западной окраине Баку) образец был датирован как среднеакчагельский.

Апшеронский ярус (1,8—0,7 млн лет). Морские отложения апшеронского яруса, заключающие обособленные горизонты пирокластики, охарактеризованы 13 образцами. Они отобраны в разрезах выше-названной Ясамальской долины, а также в г. Карагош. В разрезе Кобустана в 9 м над маркирующим слоем глин, по которому проводится граница ачкагыла и апшерона, находится нижний слой пирокластики. Образец, отобранный в г. Дуздаг, датирован средним апшероном. В разрезе апшеронских отложений на оз. Зюх П.П. Авдусин [1] среди глин описал 2-метровую пачку с прослоями пирокластики. Нижний слой ранее датирован К — Аг методом по стеклу, возраст $0,82 \pm 0,25$ млн лет.

Результаты исследований. Компонентный состав пирокластитов. Основными компонентами изученных пород во фракциях $> 0,1$; $0,1-0,05$ и $< 0,05$ мм оказались витро- и кристаллокласты. Литокласты отсутствуют (не исключено, что за счет выпадения их из пирокластического облака ближе к источнику). Доказательством типоморфности кристаллокластов (кварца, плагиоклаза, биотита, роговой обманки, а из аксессуарных минералов — циркона и апатита) является то, что во многих образцах они наблюдаются в рубашках вулканического стекла. Наиболее часто в оторочках стекла оказывался кварц. Подобные наблюдения имеются для всех разновозрастных образцов от сармата до апшерона включительно.

Во фракции $< 0,05$ мм часто встречались типичные для вулканических пород циркон и апатит ($< 1\%$). Это относится к сарматским образованиям Керчи — Тамани и мэотиса — понта Азербайджана. В ачкагыл-апшеронских отложениях Азербайджана аксессуарные составляют иногда $> 1\%$, например, в образцах из ачкагыльских образований в Ясамальской долине, из апшеронских — в районе оз. Зюх.

При описании образцов выяснилось, что в изученных разрезах происходит изменение компонентного состава снизу вверх по стратиграфическим подразделениям ранга ярусов и подъярусов (рис. 2, 3). Образцы, отобранные из нижней части каждого из подразделений, сложены главным образом пемзовидным стеклом, высокогазонасыщенным ($> 70\%$), размеры включений которого колебались в пределах $0,1-0,2$ мм. Для подобных образцов характерно высокое содержание биотита, иногда до $10-25\%$, кварца в них — от 1 до 10% и более, плагиоклаза — несколько процентов. По показателям преломления стёкол ($1,510-1,506$) и их химическому составу (SiO_2 $63-64\%$) пемзовидные разности отвечают андезито-дацитам и дацитам, например образцы из

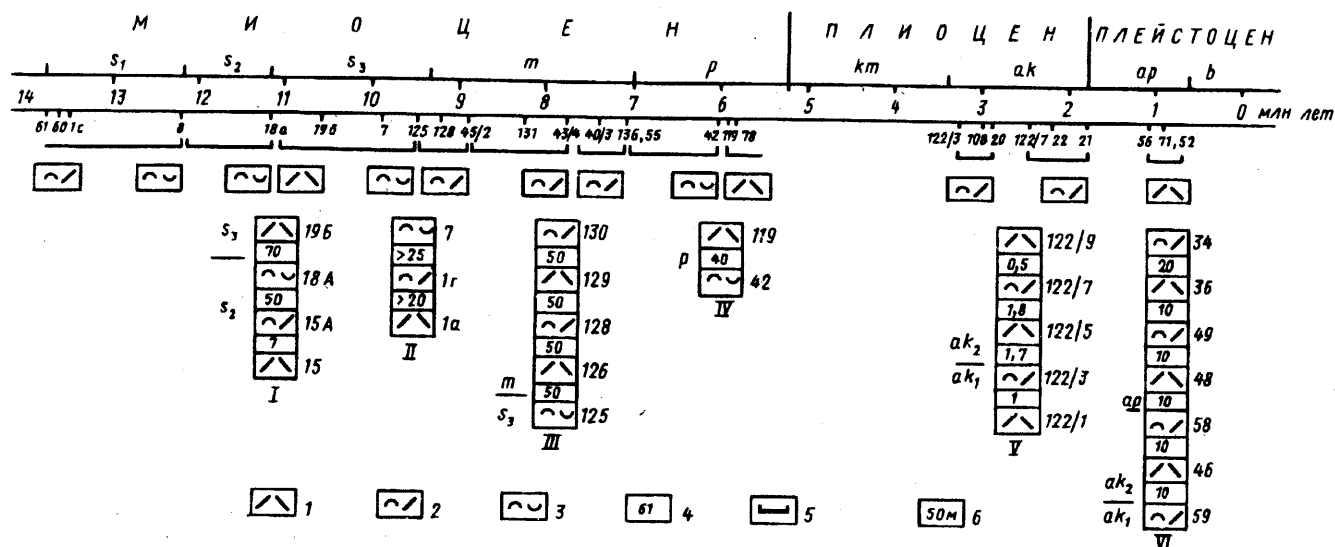


Рис. 3. Цикличность эксплозивных извержений в интервале последних 14 млн лет (Восточный Паратетис). Витрокластита: 1 — пемзовидная, 2 — стекловато-пемзовидная, 3 — стекловатая; 4 — номер образца; 5 — разрезы (I — мыс Панагия-Попов камень, Таманский п-в; II — пос. Заветное — мыс Такиль, Керченский п-в; III — г. Б. Сияки, Азербайджан; IV — Боян-Ата; V — Ясамальская долина, юго-запад Баку; VI — г. Каракощ, юго-запад Баку); 6 — внутри колонок указаны в м интервалы пород, вмещающих пирокластиты

верхнего сармата Тамани и верхнего апшерона в районе Караджа.

Выше по разрезу, над “пемзовидными” залегают стекловато-пемзовые, двухкомпонентные пирокластиты, в которых наряду с пемзой (от 30 до 60%) появляется прозрачное стекло (от 40 до 60%), размеры зерен до 0,2 мм, биотита в таких образцах оказывается меньше 15%. По показателям преломления (1,501—1,500) и химическому составу (SiO_2 67—68%) эти разности пирокластитов отвечают дацито-риолитам, например образец из образований нижнего апшерона в районе Карагош.

Над двухкомпонентными находятся пирокластиты, сложенные существенно прозрачным, непемзовидным стеклом. Размеры стекловатых черепков достаточно крупные (0,25—0,3 мм). Эти стекловатые пирокластиты имеют минимальные содержания кварца (2—4%), плагиоклаза (1%), биотита (до 5%). В мелкопесчаной фракции (> 0,1 мм) таких образцов, составляющей в породе обычно не более 1%, много агрегатов — механически сцепленных осколков стекол, практически черных под микроскопом. Стекло по показателям преломления (1,499; 1,498; 1,493 и ниже) и химическому составу (SiO_2 69—70 и 71—72%) отвечает риолиту (пример — образцы из верхнесарматских отложений Керчи и среднепентийских Азербайджана).

Во всех изученных образцах в более тонких фракциях (<0,05 мм) отмечается максимальное количество кварца, в то же время содержание биотита увеличивается от 1 до 10%. В двухкомпонентных пирокластитах пемзовидное стекло крупнее, чем прозрачное, например в образце из верхнего сармата

Тамани размер пемзовидного стекла 0,15, прозрачного 0,07 мм.

Количественно-минералогические подсчеты проведены для 100 образцов, которыми мы располагали. На рис. 2 помещены наиболее представительные из них.

Химический состав стекол. Для отобранных стекол с размерами 0,05—0,1 мм имеются данные силикатного химического анализа. Как видно из данных таблицы, породы отвечают андезито-дацитам, дацит-риолитам и риолитам. Хотя химические анализы характеризуют породы из двух регионов — Керченско-Таманского и Азербайджана, основные особенности стекол близки: их объединяют низкие содержания Al_2O_3 , TiO_2 , Fe_2O_3 , а также преобладание Na_2O над K_2O .

Наши результаты хорошо коррелируются с опубликованными данными о химическом составе вулканитов из Грузии, Армении, Азербайджана [1, 2, 3, 5] и для пород из вулканических центров, и для образцов из участков морского бассейна, приближенных к источникам пирокластического материала. Особенно уверенно реконструируются вулканические центры акчагыльского времени, поставившие пирокластический материал преимущественно в восточном направлении.

Пирокластиты из Молдавии и Керченско-Таманского региона, источниками которых, как представляется [12], были вулканы Карпат, близки к ним по химизму вулканитов [14].

Данные количественного спектрального анализа стекол. Для дополнительной характеристики описываемой пирокластитики проведены спектральные ана-

Результаты химических анализов

Номера проб	Оксиды											
	SiO ₂	TiO ₂	P ₂ O ₅	Al ₂ O ₃	Fe _{общ}	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	п.п.	H ₂ O
8	70,42	0,15	0,04	13,22	2,09	0,03	0,02	0,95	3,30	3,92	5,25	
8*	68,35	0,17	0,04	13,19	1,94	0,06	0,91	1,45	3,91	3,66	6,06	0,85
18a	71,12	0,22	0,04	12,76	2,49	0,07	0,24	0,91	3,21	3,59	4,85	
1a	62,97	0,35	0,007	12,88	4,61	0,08	1,44	2,54	3,11	2,10	6,36	2,52
2	62,54	0,46	0,11	13,17	7,57	0,10	1,44	3,63	3,11	3,06	5,81	0,51
7	70,17	0,34	0,08	12,42	1,88	0,08	0,65	1,45	3,44	4,08	4,93	0,51
7*	70,96	0,16	0,04	11,96	1,91	0,05	0,64	1,11	3,13	4,10	4,45	
14	72,57	0,13	0,04	12,30	2,03	0,06	0,20	0,85	3,00	4,19	4,28	
8a	71,53	0,13	0,04	12,72	2,06	0,02	0,20	0,85	3,43	4,00	4,72	
45/1	67,21	0,25	0,08	14,00	2,90	0,03	0,43	1,12	3,43	2,98	7,55	
43/4	71,24	0,12	0,06	13,06	1,68	0,09	0,20	0,80	4,00	3,21	5,05	
43/2	67,50	0,36	0,04	14,42	3,04	0,04	0,66	1,06	3,29	3,27	5,81	
55	71,21	0,13	0,04	12,29	2,40	0,04	0,20	0,83	3,56	3,19	5,30	
42	72,10	0,09	0,04	12,37	2,10	0,06	0,20	1,16	3,76	3,26	5,00	
37	69,27	0,24	0,28	13,82	2,40	0,04	0,66	2,26	4,00	2,24	4,28	
34	69,54	0,21	0,12	13,78	2,68	0,04	0,45	1,91	3,63	3,53	3,59	
193	63,85	0,68	0,16	14,72	4,08	0,07	0,87	2,00	4,20	4,00	4,00	

*Анализы выполнены в химической лаборатории кафедры геохимии МГУ, остальные — в комплексной экспедиции ВИМСа.

лизы стекла. К сожалению, в нашем распоряжении их оказалось недостаточно, чтобы установить корреляционные связи. Однако, несомненно, выявились общие тенденции содержания разных элементов в

количествах менее и более кларка, а также в кларковых, что, вероятно, связано со спецификой вулканических провинций, поставлявших пирокластический материал на протяжении длительного времени. Видимо, в силу того, что в рассматриваемые регионы поставлялся близкий по составу известково-щелочной материал, геохимическая специализация пирокластиков также оказалась похожей.

Пемзовые, двухкомпонентные и стекловатые пирокластиты имеют индивидуальные особенности: существенно пемзовидные различия характеризуются содержаниями Ni, V, Co, Cu выше кларковых, близки к кларковым и выше них содержания Sc и Pb. Для стекловатых пирокластитов вышекларковые содержания имеют Sc и Pb, нижекларковые — Ni, V, Co, Cu (рис. 4). Подчеркнем, что от пемзовых различий к стекловатым меняется положение отдельных элементов: от выше- до нижекларковых, это относится к Cu, Co, Ni, V (рис. 4).

При сравнении данных, полученных при спектральном и рентген-флуоресцентном анализе, возникли некоторые расхождения в определении Zn: в первом случае его содержание выше кларка, во втором — оно кларковое, причем для одного и того же образца. Аналогичным образом изменяется концентрация Zr. Для Sr характерно обратное, т.е. первый метод дает пониженные значения, второй — равные кларку.

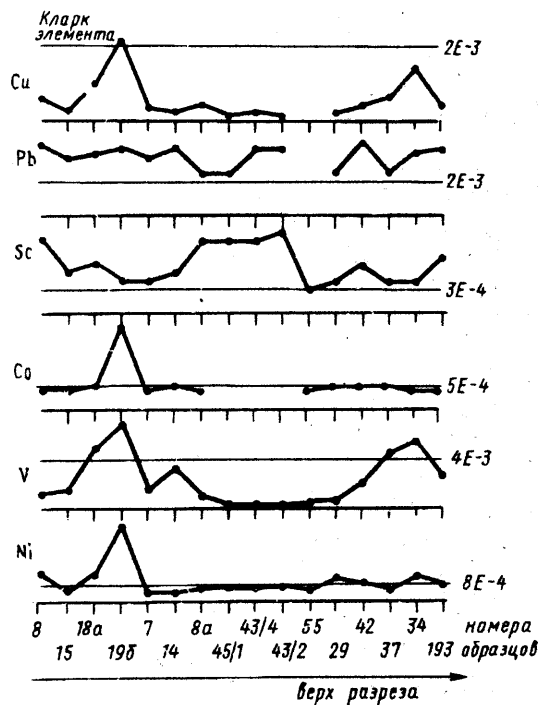


Рис. 4. Данные количественного спектрального анализа

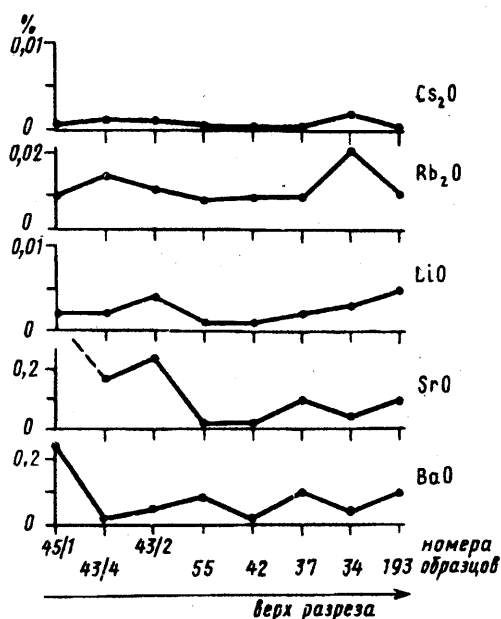


Рис. 5. Результаты определения BaO и SrO методом рентгено-радиомерии; LiO, Rb₂O и Cs₂O — методом пламенной фотометрии для образцов от мэотиса до апшерона

Для ряда образцов методом пламенной фотометрии получены содержания оксидов BaO, SrO, LiO, Rb₂O и Cs₂O. Для LiO намечается слабая тенденция к накоплению, для SrO и BaO — к уменьшению значений с увеличением возраста. Содержания Rb₂O и Cs₂O практически не меняются (рис. 5).

Заключение. Подтверждено высказанное нами ранее предположение о распространении пирокластиков в восточном направлении (от Карпат до Молдавии, Керчи и Тамани и от Армении до Азербайджана). С запада на восток соответственно уменьшаются размеры витрокластов в однообразных пирокластитах. Так, для отложений нижнего сармата Молдавии размер осколков прозрачного стекла составляет 0,25 мм, для образца с Керченского п-ва — 0,07 мм (расстояние между этими образцами до 500 км); для образца из среднего сармата (Молдавия) — 0,4 мм, а у образца с Таманского п-ва — 0,2 мм (расстояние между точками отбора до 600 км). В верхнесарматских отложениях по направлению от Керченского п-ва до Тамани (расстояние до 100 км)

размеры пемзовидных стекол уменьшаются с 0,45 до 0,15 мм. Аналогичны данные и для Азербайджана: в мэотических отложениях от г. Б.Сияки до Джейранбатана пемзовидное стекло мельчает от 0,2 до 0,1 мм (расстояние до 70 км); для понтических отложений от Сюнди до Джейранбатана уменьшение составляет от 0,3 до 0,1 мм (расстояние до 100 км); для акчагыльских — от г. Кушкуну до разреза Карагош — от 0,4 до 0,15 мм (расстояние более 100 км); наконец, для апшеронских — от хр. Караджа до оз. Зюк — размеры стекол уменьшаются от 0,4 до 0,1 мм (расстояние более 200 км).

На основе данных по дифрактометрии стекол для рассматриваемого интервала времени подтверждается высокая степень сохранности стекла. Для заключения об измененности стекол часть наших образцов любезно посмотрел В.Г. Шлыков. Оказалось, что для нижнего сармата (Керченский п-в) степень окристаллизованности стекол очень низкая. В стеклах образцов из среднего сармата (Таманский п-в) установлены “несовершенный” каолинит и плохо окристаллизованный смектитоподобный минерал. В образцах из верхнего сармата с Керченского и Таманского п-вов отмечена совсем незначительная примесь разбухающих слоистых минералов, плохо окристаллизованных. Судя по отдельным пробам из акчагыльского и апшеронского интервалов г. Карагош, глинистые минералы присутствуют в стеклах лишь в виде следов.

Установленная нами последовательность смены компонентного состава пирокластиков в последние 14 млн лет (от сармата до апшерона) коррелирует со сменой динамики извержений — от вулканических (на ранних этапах активизации эксплозивной деятельности) до глинианских (в заключительные фазы). Разрез построен циклично, при анализе цикличности отмечено, что продолжительность отдельных циклов сокращается от сармата (1,5 млн лет) до апшерона (0,4 млн лет). Подробнее это изложено в трудах Международной конференции “Циклы природы и общества” [10].

Работа выполнена при финансовой поддержке Научного фонда программы “Университеты России” и РФФИ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авдусин П.И. Пирокластические осадки в третичном комплексе пород северо-восточного Азербайджана // Нефтяное хозяйство. 1935. Т. XXIX. № 10. С. 7—17.
2. Азизбеков Ш.А. Вулканические пеплы Азербайджана // Тр. Ин-та геологии им. Губкина. 1947. Т. XIII. С. 3—45.
3. Азизбеков Ш.А., Рустамов М.И. Петрохимические особенности нижнемиоценовых эффузивов Нахичеванской складчатой области // Изв. АН Азерб. ССР. Сер. геол.-геогр. наук и нефти. 1962. № 1. С. 3—11.

4. Фролов В.Т., Щербакова М.Н. Принципы совершенствования классификации и номенклатуры вулканогенных обломочных пород // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1988. № 4. С. 3—11.
5. Чубинишвили К.Г. Неогеновые континентальные молассы Восточной Грузии. Тбилиси, 1982.
6. Чумаков И.С., Ганзей С.С., Бызова С.Л. Геохронология сармата Восточного Паратетиса // Докл. АН СССР. 1984. Т. 276. № 51. С. 1189—1193.

7. Чумаков И.С., Бызова С.Л., Ганзей С.С. К геохронологии мзотиса и понта Восточного Паратетиса // Докл. АН СССР. 1988. Т. 303. № 1. С. 178—181.

8. Чумаков И.С., Бызова С.Л., Ганзей С.С. Геохронология и корреляция позднего кайнозоя Паратетиса. М., 1992.

9. Щербакова М.Н. От генезиса современных тефр к реконструкциям динамики извержений прошлого // Мат-лы 11 Всесоюзн. палеовулканологического симпозиума (Тез. докл.). Ташкент, 1986. С. 131—132.

10. Щербакова М.Н. К цикличности эксплозивных извержений в интервале последних 14 млн лет (по материалам Восточного Паратетиса) // Мат-лы 3-й Междунар. конфер. "Циклы природы и общества". Ставрополь, 1995. Вып. 3—4. С. 91—93.

11. Chumakov I.S., Byzova S.L., Ganzey S.S. et al. Interlaboratory fission track dating of volcanic ash levels from

eastern Paratethys. A Mediterranean-Paratethys correlation // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 1992. T. 95. P. 287—295.

12. Parachoniak W. Miocenske Utwory Piroklastyczne Przedgorza Karpat Polskich. Warszawa, Wydawnictwa Geologiczne, 1962.

13. Sherbakova M.N. Карпаты — возможный источник неогеновых пеплов Керченского и Таманского полуостровов // Carpatho-Balkan Geol. Ass. Proc. Rep. Of the XII Congr. Of KBGA. Part 1. Poland, Cracow. Published: Geol. Institut. 1985. P. 454—457.

14. Sherbakova M.N., Melnikov F.P., Prasolov E.M. The gas-liquid inclusions in the natural glasses of Azerbaijan // Second International conference on natural glasses. Prague, 1987. P. 149—154.

Поступила в редакцию
19.12.96

УДК 551.465

С.В. Голубев, В.С. Савенко

КИНЕТИКА ГОМОГЕННОГО ОСАЖДЕНИЯ ФОСФАТА КАЛЬЦИЯ ИЗ МОРСКОЙ ВОДЫ

Несмотря на то, что экспериментальному моделированию процесса формирования океанских фосфоритов посвящено большое число работ, кинетическим аспектам этой проблемы уделялось немного внимания, и сведения о величинах индукционного периода гомогенного осаждения фосфатов кальция в морской воде практически отсутствуют. Основываясь на результатах изучения кинетики гетерогенного роста и раскристаллизации фосфатов кальция [7—9], можно предположить, что скорость гомогенного осаждения фосфатов кальция в морской воде в большей или меньшей степени зависит от концентрации магния, фторидов, растворенных органических веществ и величины рН.

Несмотря на более чем столетнюю историю изучения проблемы генезиса морских фосфоритов, многие ее аспекты остаются до сих пор окончательно нерешенными. В частности, нет единого мнения о возможности осаждения фосфатов кальция непосредственно из морской воды, как это предполагается в пользующейся широким признанием гипотезе хемогенного фосфоритообразования А.В. Казакова [2]. Эксперименты по изучению растворимости в морской воде свежесоздаваемых фосфатов кальция и современных природных фосфоритов с возрастом, не превышающим 1 млн лет, показывают невозможность образования апатитовых фаз даже при максимальных концентрациях растворенных фосфатов,

которые наблюдаются в районах апвеллингов на шельфе Намибии и Перу—Чили [1,3,4]. В то же время известны многочисленные проявления фосфатизации океанских карбонатных осадков, служащие аргументом в пользу представлений о пересыщенности глубинных вод океана относительно апатита и, следовательно, допускающих хемогенное образование морских фосфоритов в зонах апвеллингов, где степень пересыщенности морской воды возрастает из-за увеличения температуры и величины рН. Если последняя точка зрения справедлива, то причиной несоответствия реальным условиям экспериментальных данных [2—4] может быть повышенная растворимость свежесоздаваемых фосфатов кальция, обусловленная высокой степенью пересыщения растворов, использовавшихся в лабораторных экспериментах.

Известно, что дисперсность и степень кристалличности осажденных твердых фаз, сильно влияющие на их растворимость, зависят от величины пересыщения растворов, из которых образуются эти фазы: чем ниже степень пересыщения, тем более крупные, лучше раскристаллизованные и менее растворимые образуются осадки [6]. Однако параллельно с этим увеличивается индукционный период образования зародышей твердых фаз, и при небольших пересыщениях время, необходимое для начала хемогенного осаждения фосфатов кальция, может стать настолько большим, что превысит время пребывания глубинных водных масс в зонах апвеллингов и