

Л. П. ВЕРГАСОВА

ФУМАРОЛЬНЫЕ МИНЕРАЛЫ ПРОРЫВА ОЛИМПИЙСКОГО

Среди возгонов Олимпийского прорыва на основании данных оптических, рентгенофазовых (табл. 1), микрохимических и химических (табл. 2, 3) исследований было выделено 28 минералов, которые по химическому составу можно разделить на четыре группы.

- I. Самородные элементы. Группа серы: сера ромбическая.
- II. Галоидные соединения. Класс хлориды: лавренсит, молизит, галит, нашатырь, эритросидерит, карналлит, хлоралуминит, тахгидрит, гидрофиллит. Класс фториды: ральстонит, флюорит.
- III. Окислы. Класс простые окислы: гематит, магнетит, тридимит, опал, шербинит, ильземаннит. Класс гидроокислы: сассолин.
- IV. Кислородные соли. Класс сульфаты: афтиталит, эвхлорин, пальмерит, маловодная разновидность алуногена, ангидрит, полугидрат, гипс, алуноген, кизерит. По частоте встречаемости минералов соотношение групп можно представить в виде ряда: галоидные соединения > кислородные соли >> окислы >> самородные элементы.

Основным критерием для формирования характерных минеральных ассоциаций на прорыве являются температуры, при которых происходит осаждение возгонов.

Остановимся кратко на характеристике каждого фумарольного минерала.

Сера на фумарольных полях Олимпийского прорыва (табл. 5) найдена в пределах лавового потока и среднего взрывчатого кратера (в виде оплавленных зерен). Облик кристаллов дипирамидальный, цвет светло-желтый. По данным рентгенофазового анализа (см. табл. 1), фумарольная сера соответствует ромбической модификации. Химический анализ ряда окрашенных в интенсивный желтый цвет возгонов показал в них наличие незначительных примесей тонкодисперсной элементарной серы: с хлоридами — 0,38–0,5%, с фторидами — 0,12–0,39% (аналитик: Алексеева Т.Г., Институт вулканологии).

Галоидные соединения в возгонах прорыва наблюдались повсеместно, кроме фумарольных полей гребня шлакового конуса в интервале температур 70–500°C. Хлориды отличались своей интенсивной зеленовато-желтой, оранжево-желтой и оранжево-красной окраской и состояли в основном из смеси низкотемпературных ($t_{\text{осад}} < 100^\circ\text{C}$) гигроскопичных минералов, которые местами сплошным чехлом цементировали тонкий пирокластический материал до глубины 0,5 см. При опробовании возгоны производили впечатление замазки и очень пачкали руки. Со временем пробы постепенно "подсыхали", превращаясь в охристую рыхлую массу, загрязненную мелким пепловым материалом (A = 34, 1973 г., см. табл. 2). Диагностика хлоридов в силу их гигроскопичности и тонкозернистости основана на данных химических анализов водных вытяжек (см. табл. 3) и лишь частично оптики (так как многие минералы разрушаются иммерсионными жидкостями). Как минеральный вид были обнаружены хлоралуминит, эритросидерит (псевдооктаэдрические кристаллы красного цвета), тахгид-

Таблица 1

Рентгенофазовый анализ возгонов Олимпийского прорыва

А-22, 1973 г.		А-VII-3, 1972 г.		А-38 ₁ , 1973 г.		А-25 ₂ , 1973 г.		А-16 ₅ , 1973 г.	
d _{эксп.}	I	d _{эксп.}	I	d _{эксп.}	I	d _{эксп.}	I	d _{эксп.}	I
4,24	3	4,06 β	2	4,35		3,51	9	4,08	2
4,04	3	3,68	7	4,11	4	3,15	10	3,70	1
3,87	10	2,97 β	5	3,71 β		1,591	8	3,38	Сл.
3,56	2	2,69	10	3,40	9	-	-	2,90	7
3,46	4	2,51	8	3,19	9	-	-	2,83	8
3,33	5	2,43 β	1	3,068	4	-	-	2,42	Сл.
3,22	4-5	2,28	2	2,900	9	-	-	2,01	6
3,09	5	2,19	6	2,77	-	-	-	1,943	Сл.
2,84	5	2,01 β	3	2,67	-	-	-	1,640	1
2,76	1	1,833	7	2,516	6	-	-	-	-
2,675	1	1,757	1	2,384	2	-	-	-	-
2,616	4	1,689	9	2,187	-	-	-	-	-
2,565	1	1,632	3	2,134	-	-	-	-	-
2,490	2-3	1,593	6	2,063	-	-	-	-	-
2,424	3	1,481	8	1,985	-	-	-	-	-
2,370	3	1,450	6	1,813	5	-	-	-	-
2,101	5	1,347	4	-	-	-	-	-	-
2,054	1	1,309	9	-	-	-	-	-	-
1,952	1	1,278	Сл.	-	-	-	-	-	-
1,900	6	1,259	5	-	-	-	-	-	-
1,823	2	1,228	3	-	-	-	-	-	-
-	-	1,214	3	-	-	-	-	-	-
-	-	1,190	6	-	-	-	-	-	-
-	-	1,162	7	-	-	-	-	-	-
-	-	1,142	7	-	-	-	-	-	-
-	-	1,103	8	-	-	-	-	-	-

Примечание. Режим съемки - Fe_{Kα}, φMn_L УРС-70, аналитик: Кутыева Г.В., Институт вулканологии. Табличные данные по Михееву В.И. (1957): сера: 3,85 (10)-3,25(7)-3,10(6)-2,84(6)-2,12(6)-1900(6) - А-22, 1973 г.; гематит: 2,69(10)-2,52(10)-1,834(10)-1,688(10)-1,483(9)-1,448(9)-1,101(6) и магнетит: 2,99(6)-2,54(10)-2,09(7)-1,612(9)-1,479(9)-1,277(5) - А-VII-3, 1972 г.; сассолин: 3,498(6)-3,178(10)-1,585(4) - А-25₂, 1973 г.; афтиталит: 3,18(6)-2,90(10)-2,06(8)-1,65(6) - А-16₅, 1973 г. ангидрит: 3,49(10)-2,85(8)-1,86(7)-1,74(6)-1,64(8) - А-I-3, 1972 г.; гипс: 4,29(10)-

рит, карналлит, гидрофиллит, лавренсит, молизит. В качестве пигмента хлориды часто присутствовали во фторидах. Неокрашенные и негигроскопичные хлориды - галит и нашатырь наблюдались в виде самостоятельных мелкозернистых скоплений в горячем шлаке конуса и бортовых частях лавового потока при температурах 200 - 400°C, в качестве примесей - при температурах менее 100°C. Под микроскопом галит и нашатырь бесцветны. Галит аномально двупреломляет $n = 1,54$; нашатырь изотропен $n = 1,64$. Следует отметить редкую встречаемость нашатыря на fumarольных полях прорыва. Линии межплоскостных расстояний галита и нашатыря представлены в табл. 1. Отложения фторидов в виде рыхлых чешуеподобных бесструктурных масс, налетов,

A-I-3, 1972 г.		A-13, 1973 г.		A-II-2, 1972 г.		A-40 _{1a} , 1973 г.		A-37 _Б , 1973 г.	
d _{ЭКСП}	I	d _{ЭКСП}	I	d _{ЭКСП}	I	d _{ЭКСП}	I	d _{ЭКСП}	I
3,83	5	7,57	9	5,99	10	3,17	3	2,86	Сл.
3,49	10	4,30	9	4,27	1	2,87	10	2,725	10
2,97	3	3,79	4	3,91	2	2,22	1	2,227	1
2,84	6	3,36 β	1	3,60	4	2,01	9	1,931	5
2,46	3	3,07	10	3,18	5	1,943	1	1,737	Сл.
2,32	6	2,88	8	3,01	6	1,644	5	1,580	9
2,206	6	2,687	8	2,90	5	1,420	2	1,370	3
2,087	6	2,472	Сл.	2,51	1	1,324	Сл.	1,289	Сл.
1,985	1	2,215	4	2,289	3	1,264	8	1,229	5
1,937	1	2,077	7	2,126	2	1,155	6	1,181	Сл.
1,859	7	1,982	1	2,024	2	0,998	1	1,168	Сл.
1,745	8	1,881	6	1,961	2-3	-	-	1,118	4
1,648	8	1,810	6	1,909	4	-	-	1,038	7
1,591	1	1,778	6	1,805	2	-	-	1,007	Сл.
1,561	3	1,617	5	1,755	8	-	-	-	-
1,523	1	1,582	2	1,688	2-3ш	-	-	-	-
1,487	3	1,435	1	1,582	2-3	-	-	-	-
1,465	1	1,366	5	1,507	2-3	-	-	-	-
1,430	2	1,324	2	1,394	2-3	-	-	-	-
1,407	2	1,276	1	-	-	-	-	-	-
1,319	4	1,244	Шир.	-	-	-	-	-	-
1,275	6	1,204	3	-	-	-	-	-	-
1,214	5	1,156	1	-	-	-	-	-	-
-	-	1,141	7	-	-	-	-	-	-
-	-	1,087	4	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

3,06(6)-2,87(7)-2,68(6)-2,07(6) - A-13, 1973 г.; ральстонит: 2,99(8)-2,86(9)-1,905(7)-1,750(8) и флюорит: 3,16(7)-1,93(10)-1,65(9)-1,370(8) - A-II-2, 1972 г.; галит: 2,81(9)-1,99(10)-1,625(6)-1,259(10)-1,149(10)-0,991(6) - A-40_{1a}, 1973 г.; нашатырь: 2,733(10)-1,931(9)-1,727(7)-1,577(9)-1,365(7)-1,222(7)-1,032(7) - A-37_Б, 1973 г. Табличные данные ASTM для шербинита: 4,38(100)-4,09(35)-3,41(90)-2,88(65)-2,76(35)-2,61(40) - A-38₁, 1973 г.

корочек, а также в виде плотных, твердых, кораллоподобного облика образований белого, кремовато-желтого, красно-бурого до синевато-бурого (в зависимости от примесей хлоридов и окислов железа) цвета представляют собой субмикросталлическую смесь минералов ральстонита (в основном), флюорита и опала. Дебаеграмма фумарольного ральстонита (см. табл. 1) сходна с дебаеграммой обычного ральстонита, но большинство линий при малых значениях межплоскостных расстояний оказались широкими, что по литературным данным (Михеев, 1957) соответствует анизотропной β-модификации ральстонита. Редкие кристаллы морфологически имеют форму толстых ромбических таблиц (уплощенных по пинакoidу (001), у которых ребра осложнены

Таблица 2

Химический анализ возгонов Олимпийского прорыва (вес. %)

Компоненты	$t_{\text{газа}} > 500^{\circ}\text{C}$		$t_{\text{газа}} \leq 500^{\circ}\text{C}$	$t_{\text{газа}} \leq 250^{\circ}\text{C}$	$t_{\text{газа}} \leq 100^{\circ}\text{C}$
	A-1	A-2	A-37	A-14	A-34
	1972 г.		1973 г.		
SiO ₂	0,88	1,78	5,00	0,70	12,52
TiO ₂	Нет	Нет	0,20	0,50	0,34
Al ₂ O ₃	0,54	0,08	30,08	10,07	31,01
Fe ₂ O ₃	4,53	0,65	10,25	0,80	10,77
FeO	0,17	0,32	0,71	0,11	0,72
MnO	0,09	0,08	0,26	0,0	0,07
MgO	0,10	0,12	9,30	2,90	0,31
CaO	0,68	0,65	14,72	29,70	2,23
Na ₂ O	18,90	22,50	3,93	1,47	0,64
K ₂ O	22,30	23,30	1,05	0,66	0,48
H ₂ O ^м } H ₂ O ⁺ }	2,64 } 0,23 }		1,54 5,85	3,18 14,14	6,40 31,72
P ₂ O ₅	0,04	0,05	0,33	0,25	0,14
SO ₃	48,33	47,71	4,30	35,24	3,01
П.п.п.	Не опр.	Не опр.	9,59	Не опр.	Не опр.
Сумма	99,20	97,41	97,11	99,99	100,36

Примечание. А-34 - анализ частично измененного тонкого пирокластического материала.

Аналитики: Долгова Т.В., Князева Г., Институт вулканологии.

дополнительными гранями липирамыды (111)). Под микроскопом в иммерсионном препарате осколки раздробленных инкрустаций фторидов выступали в виде бесцветного, почти изотропного вещества с преобладающим показателем преломления $n = 1,38$ (ральстонит) и намного реже с $n = 1,43$ (флюорит). В табл. 1 приведены линии межплоскостных расстояний флюорита. Наличие фтора (до 24,8%) в возгонах прорыва подтверждено химическим анализом (аналитик Классова Н.С., Москва). Содержание фтора в водных вытяжках по данным потенциометрического определения фтора ионноселективным электродом незначительно: в пробах 1972 г. - 0,6 - 9,5%; 1973 г. - 0,04 - 2,1% (аналитик Огайджан Э.П., Институт вулканологии). Следует отметить, что помимо возгонообразования фторидов на fumarольных полях прорыва наблюдается интенсивное изменение лав и шлаков под действием fumarольных газов, содержащих фтор (фторметасоматоз).

Среди fumarольных минералов группы окислов наибольшее распространение на прорыве имеет гематит. В зависимости от температуры осаждения гематит принимает самые разнообразные формы. На лавовом потоке можно встретить гематит в виде самостоятельных скоплений мелких кристалликов таблит-

чатого габитуса с алмазным блеском, густо покрывающих поверхность обломков лав. Образование подобного гематита могло происходить при наиболее высоких температурах ($t_{\text{газа}} 1000^{\circ}\text{C}$), когда он, вероятно, осаждался на внешней остывающей корке еще жидкого внутри лавового потока. В ассоциации с высокотемпературными безводными сульфатами щелочей газовой бокки ($t_{\text{газа}} 900^{\circ}\text{C}$) и шлакового конуса ($t_{\text{газа}} 700-600^{\circ}\text{C}$) наблюдается яснокристаллический (см. табл. 1), слюдоподобный гематит с характерными темно-красными внутренними рефлексами. При температурах осаждения менее 400°C , в сочетании с фторидами и сульфатами кальция и алюминия гематит встречается в скрытокристаллических формах (микрошарики диаметром до 0,1 мм), окрашивая основной минерал в различные оттенки красно-бурого цвета. Весьма широко на прорыве распространена землистая или охристая разновидность гематита кирпично-красного цвета, характеризующая интенсивный процесс окисления железа в лавах и шлаках под действием фумарольных газов. Магнетит (см. табл. 1) в очень незначительных количествах был встречен в темноокрашенных высокотемпературных возгонах газовой бокки, магнитная фракция которых под микроскопом состояла из мелких изометричных зерен слабо выраженного октаэдрического облика. Не исключено также, что магнитная фракция представляет собой магнитную окись природного магнетита — маггемит. Тридимит был обнаружен на стенках пор, содержащихся во включениях лемэ в бомбах (Авдейко и др., 1974). Опал наблюдался в виде тончайшей иризирующей пленки на обломках лав. В незначительных количествах был обнаружен как аморфная примесь во фторидах при диагностике их методом рентгенофазового анализа, а при микроскопических исследованиях по наличию прозрачных изотропных зерен с $n = 1,45$. Кристаллическая окись ванадия (шербинит) осаждалась на выходе глубокой ниши под теплой глыбой лавы (1x2x0,5 м) на гребне шлакового навала (3 м) юго-западного борта лавового потока, пирокластике в глубине которой была раскалена до красного свечения. Тончайшие кристаллы шербинита призматического габитуса в виде войлокоподобной массы образуют поверхностный слой желтовато-зеленого цвета толщиной 1–2 мм на плотных, темноокрашенных шлакоподобных образованиях, состоящих из безводных сульфатов щелочей и гематита, цементирующих мелкий пирокластический материал. Отдельные экземпляры кристаллов шербинита достигали 2 мм и часто несли на своей поверхности темный налет (в скрещенных николях изотропный). Рентгенофазовый анализ (см. табл. 2) "крупных" и мелких кристаллов показал однородность анализируемого материала. Следует отметить хорошую сходимость с табличными данными ASTM для искусственной кристаллической окиси ванадия, за исключением линий в районе диффузионного кольца, характеризующего неполную раскристаллизованность вещества (что вполне вероятно) и заглушающего интенсивности линий при малых углах. Оптическое изучение минерала показало его идентичность с аналогичными находками природной кристаллической окиси ванадия с купола "Нового" вулкана Безымянного, описанного Е.К. Серафимовой (Борисенко и др., 1970). Ильземаннит (молибденовая синь) был обнаружен в высокотемпературных возгонах вышеописанного фумарольного поля (в 1973 г.) лавового потока, содержащих по данным полуколичественного спектрального анализа $\text{Mo} > 0,1\%$ (аналитик Шанина О.А., Институт вулканологии), по изменению окраски возгонов с желтовато-белой на фиолетовую. При опробовании точки наблюдения в 1975 г. ($t_{\text{газа}} - 400^{\circ}\text{C}$) ильземаннит (?) в виде пятнисто-распределенного пигмента окрашивал грязно-белые крошки возгонов в голубовато-черный и голубой цвет. Осаждение сассолина приурочено к плотным лавам вулканической постройки Алаида, овеваемым струей горячего (150°C) фумарольного газа. При диагностике чешуйки сассолина обнаруживали характерные для него физические и оптические свойства. Основные линии межплоскостных расстояний сассолина идентичны табличным данным (см. табл. 2). В водной вытяжке из

Таблица 3

Анализ водных вытяжек из возгонов Олимпийского прорыва (мг-л)

Компоненты	$t_{\text{газа}} > 500^{\circ}\text{C}$			$t_{\text{газа}} < 100^{\circ}\text{C}$	
	A-16 ₅ , 1973 г.	A-1, 1974 г.	A-2, 1974 г.	A-37 ₅ , 1973 г.	A-37 ₆ , 1973 г.
pH	4,15	4,0	5,65	5,85	3,82
NH ₄ ⁺	0,03	0,0	0,02	70,0	4,5
Fe ³⁺	0,31	0,0	0,0	0,0	0,0
Fe ²⁺	1,91	0,0	0,0	0,0	12,0
Al ³⁺	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Ca ²⁺	0,18	0,18	0,09	0,6	170,0
Mg ²⁺	0,20	0,25	0,19	0,0	162,0
K ⁺	5,88	7,72	4,48	0,0	0,0
Na ⁺	7,70	12,14	5,96	0,4	22,0
HCO ₃ ⁻	0,04	0,0	0,14	11,0	0,0
SO ₄ ²⁻	14,8	20,20	10,60	0,0	1,9
Cl ⁻	0,0	0,10	0,0	121,0	865,0
Сумма	31,05	40,59	21,48	714,6	1237,4

Аналитик Сергеева С.В., Институт вулканологии.

возгона, отобранного рядом, но при более низких температурах (менее 50°C) бора 3 мг/л (аналитик Марынова В., Институт вулканологии).

Класс сульфатов fumarольных минералов на прорыве представлен водными и безводными соединениями, среди которых наиболее высокотемпературными и, как потом оказалось, интересными по металлоносности, являются безводные сульфаты щелочей. На начальной стадии активизации fumarольной деятельности на прорыве высокотемпературные сульфаты впервые были обнаружены в газовой бокке, затем (в 1973-1974 гг.) на fumarольных полях гребня шлакового конуса (субконцентрические трещины) и лавового потока, где наблюдались выходы раскаленного пирокластического материала. Высокотемпературные сульфаты представлены в основном афтиталитом, в котором натрий незначительно преобладает над калием (табл. 6). Афтиталиты вышеуказанных fumarольных полей встречались в тесном прорастании с гематитом, в виде ориентировочного выращивания одного вещества на поверхности другого на плоскости {0001} и безводными сульфатами меди и свинца, с которыми они, вероятно, образуют изоморфные смеси. В зависимости от примесей агрегаты высокотемпературных возгонов окрашены в различные тона зеленого, голубого и фиолетового цветов. Процесс осаждения высокотемпературных сульфатов в раскаленных трещинах гребня шлакового конуса аналогичен процессу, описанному Б.И. Пийпом, изучавшим fumarольную деятельность Юбилейного прорыва (1956). Макроскопически афтиталит образует листоватые агрегаты, дендритоподобные образования, розетки, звездочки, массивные корки толщиной 1,5-2 см. При большом увеличении видно, что все вышеуказанные формы агрегатов созданы небольшими гексагональными или округлыми табличками, наросшими одна на другую, диа-

$t_{\text{газа}} < 100^{\circ}\text{C}$				$t_{\text{газа}} < 50^{\circ}\text{C}$	
A-34 ₁ , 1973 г.	A-23 ₁ , 1973 г.	A-384, 1973 г.	A-32 ₁ , 1973 г.	A-13, 1973 г.	A-25 ₂ , 1973 г.
3,0	4,71	5,0	4,14	5,45	3,38
100,0	4,5	0,1	0,7	0,7	1,25
0,3	0,0	0,0	10,0	0,0	4,5
5,2	0,5	0,0	0,0	0,0	1,5
0,0	11,7	0,0	0,0	0,0	16,8
129,0	0,6	2,2	2,8	0,0	11,0
123,0	1,8	64,5	20,9	195,0	17,0
17,6	0,0	4,3	11,5	0,0	0,0
48,0	0,5	8,9	7,0	0,6	4,5
0,0	14,6	25,6	0,0	12,2	0,0
1,9	0,0	7,7	2,9	499,0	259,0
865,0	60,3	88,6	39,0	7,1	0,0
1290,0	94,5	201,9	94,8	714,6	315,55

Таблица 4. Минеральные ассоциации возгонов Олимпийского прорыва

Высокотемпературные $t_{\text{осажд.}} > 500^{\circ}\text{C}$	Среднетемпературные $t_{\text{осажд.}} \text{ от } 100 \text{ до } 500^{\circ}\text{C}$	Низкотемпературные $t_{\text{осажд.}} < 100^{\circ}\text{C}$
1. Тридимит 2. Гематит 3. Афтиталит + + незначительные примеси эвхлорина, пальмерита?, гематита (иногда в значительных количествах)	1. Нерасшифрованные возгоны (А-37, 1973 г., см. табл. 2) + в виде примесей галит, гематит 2. Ральстонит + незначительные примеси флюорита, опала, гематита 3. Ральстонит, α -сера, хлориды (иногда в виде пигмента) 4. Ангидрит, маловодная разность алуногена + незначительная примесь гематита	1. Труднодиагностируемые гигроскопичные возгоны класса хлоридов + свободная кислота HCl 2. α -сера, гипс

метром 0,1 – 0,5 мм. Оптическое изучение высокотемпературных сульфатов затруднительно в силу их большой насыщенности, помимо примесных минералов, газовыми включениями. Показатель преломления $n = 1,48 \pm 0,006$, двуупреломление низкое. Данные рентгенометрического анализа фумарольного афтиталита представлены в табл. 1. Примесь эвхлорина придает афтиталитам би-

Таблица 5

Состав возгонов по линии Олимпийского прорыва

Место отбора	Температура на глубине 15 см, °С, 1973 г.	Состав возгонов
I. Фумаролы среднего эксплозивного кратера	≥ 130	Фториды Na, Mg, Al, хлориды Fe
Фумаролы перемычки между двумя воронками среднего эксплозивного кратера	40-80	Водные сульфаты Ca, α-сера
II. Фумаролы шлакового конуса:		
1. Верхняя бокка	≤ 500	Фториды Na, Mg, Al, окислы Fe.
2. Гребень шлакового конуса:		
а) трещины красного ка-ления (субконцентрические);	> 500	Безводные сульфаты Na, K, Cu, Pb, окислы Fe
б) залеченные трещины (субрадиальные);	≤ 250	Безводные сульфаты Ca, ма-ловодные сульфаты Al, окислы Fe
в) парящие площадки	< 100	Водные сульфаты Ca
3. Подножие шлакового конуса:		
а) горячий шлак и одиноч-ные выходы газов в лаве	150-400	Фториды Na, Mg, Al, безводные сульфаты Ca, хлориды Na, K, Mg, окислы Fe
б) одиночные выходы газов в лаве и парящие площадки	25-150	Фториды Na, K, Mg, Ca, хлориды Ca, Mg, Na, Fe, водные суль-фаты Ca
4. Внутренний борт шлако-вого конуса	50-300	Хлориды Al, Mg, Na, водные и безводные сульфаты Ca, окислы Fe, α-сера
III. Фумаролы лавового потока:		
а) выход раскаленного пи-рокластического материа-ла (на гребне шлакового навала);	> 500	Безводные сульфаты Na, K, Cu, Pb, окислы Fe, V, Mo(?)
б) одиночные выходы га-зов в лаве;	≤ 500	Нерасшифрованные возгоны (см. табл. 2), хлориды Na, окислы Fe
То же	100-300	Фториды Na, Mg, Al, α-сера, хлориды NH ₄ , K, Na, Al, Fe, окислы Fe
в) парящие площадки	< 100	Хлориды Ca, Mg, NH ₄ , Na, Al, Fe, свободная кислота HCl, водные сульфаты Ca

Таблица 6

Содержание щелочей в афгиталитах, экв. %

№ образца, год	Место отбора	Na	K	Σ_{Na+K}	$\frac{Na}{K}$
A-1-1972 г.	Газовая бокка	44,01	34,75	78,76	1,27
A-2-1972 г.		56,58	38,50	95,08	1,45
A-16-1973 г.	Раскаленные трещины гребня шлакового конуса	47,50	36,30	83,80	1,31
A-1-1974 г.		59,80	38,10	97,90	1,56
A-2-1974 г.		55,50	41,70	97,20	1,38

ризовую, голубовато-зеленую и зеленую окраску. Под микроскопом кристаллы эвхлорина призматического габитуса четко плеохроируют: по Ng - густой изумрудно-зеленый цвет, по Np и Nm - желтовато-зеленый Ng = 1,628, Np = 1,592, Ng-Np = 0,036, что соответствует оптическим данным для этого минерала, по Б.И. Пийпу. Присутствие минерала пальмьерита (?) предполагается на основании изоморфизма с безводными сульфатами щелочей и меди, а также по данным полуколичественного спектрального анализа (Pb > 1%, аналитик Шанина О.А., Институт вулканологии).

На фумарольных полях гребня шлакового конуса, наряду с раскаленными субконцентрическими трещинами, имели место субрадиальные трещины с температурой газа $\leq 250^{\circ}\text{C}$, в которых наравне с возгонообразованием наблюдалось интенсивное изменение пирокластического материала под действием фумарольных газов, визуально проявляющееся либо в виде широкой каймы (на 10-15 см) обеленных пород, либо в образовании массивных, опалоподобных, плотных корок субмикроструктуральной структуры, желтовато-белого, красновато-кремового цвета, полностью закрывающих местами эти трещины. Минеральный состав исходя из химического анализа корок желтовато-белого цвета (A-14, 1973 г., см. табл. 2) нам представляется как тонкая механическая смесь двух (трех) минералов - ангидрита (полугидрата) и маловодной разновидности алуногена. В порах и трещинах вышеописанных корок имело место осаждение кристаллического ангидрита и полугидрата с характерными для них оптическими свойствами. На фумарольных полях лавового потока ангидрит (см. табл. 1) выглядел несколько иначе, в виде лучистых микрокристалликов, образующих перистые, дендритоподобные агрегаты. Среди низкотемпературных сульфатов (гипс, алуноген, кизерит) гипс - наиболее часто встречающийся минерал. Образуется характерные призматического габитуса тонкопластинчатые кристаллы молочно-белого цвета. В табл. 1 приведены линии межплоскостных расстояний фумарольного гипса. Алуноген и кизерит наряду с сассолином, по-видимому, обязаны своим происхождением взаимодействию фумарольных газов с поровыми растворами пород вулканической постройки (вулкан Алаид), на поверхности которых эти минералы были найдены, и имеющих, по всей вероятности, состав, близкий к составу морской воды. В табл. 3 представлен химический анализ водной вытяжки из пробы возгонов (A = 25₂/73), содержащей низкотемпературные сульфаты.

Неподалеку от подножия шлакового конуса, в юго-западном борту лавового потока, при температуре $\leq 500^{\circ}\text{C}$ осаждались возгоны, минеральный вид которых неизвестен. Агрегаты возгонов были грубопенистые красно-бурого цвета, субмикроструктуральной структуры. Химический анализ возгонов (A = 37, 1973 г.) приведен в табл. 2. Под микроскопом остроугольные осколки возгона были густо насыщены микровключениями гематита, затрудняющими его оптическое изучение.

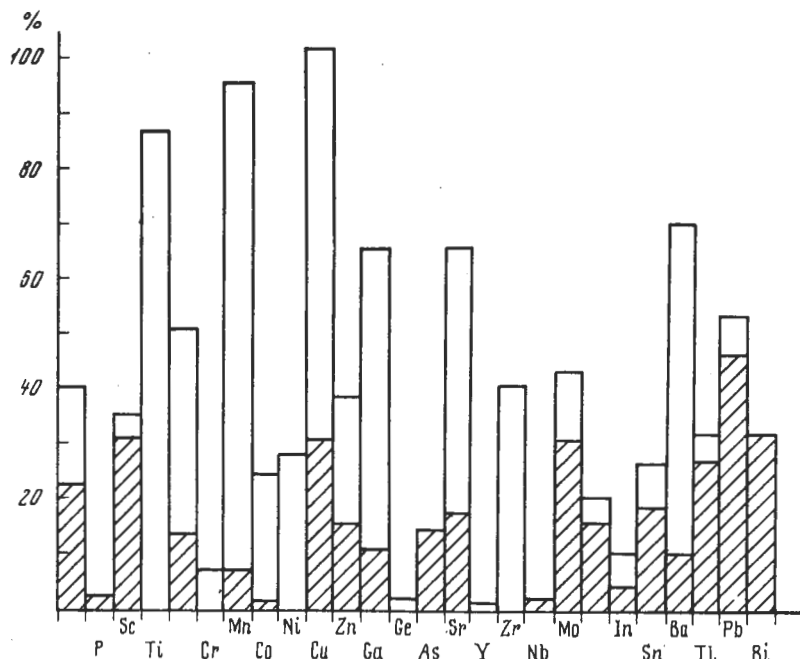


Рис.1. Частота встречаемости микрокомпонентов в возгонах Олимпийского прорыва (заштрихованы области значений выше кларка)



Рис.2. Геохимическая специализация (по классификации А.Н.Заварицкого) возгонов Олимпийского прорыва

Имея набор минералов с уже известными формулами, мы попытались представить макрокомпонентный состав возгонов по всему прорыву на 1973 год из расчета частот встречаемости катионов и анионов, входящих в формулы минералов в виде следующего ряда: $\text{Fe} \gg \text{Ca} > \text{Al} > \text{Na} > \text{Mg} \gg \text{K} > \text{Si} \geq \text{NH}_4$ и $\text{Cl} \gg S_\Sigma > \text{F}$; отношения частот встречаемости некоторых элементов и окислов: $\text{P} : S_\Sigma : \text{Cl} = 1 : 1,9 : 3,5$, где $S_\Sigma = S_{\text{сульф}} + S_{\text{эл}}$; $\text{Na}_2\text{O} / \text{K}_2\text{O} = 1,43$; $\text{MgO} / \text{CaO} = 0,85$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} / \text{Al}_2\text{O}_3 = 1,22$. По данным полуколичественного спектрального анализа (70 проб) в возгонах прорыва Олимпийского было обнаружено 26 микрокомпонентов (рис. 1). Из 710 определений металлов 246 имели значения выше кларка для пород основного состава, приводимого А.П. Виноградовым, что составляет 34,6% от общего числа определений. Такие элементы, как: Cu, Pb, B, V, Mo, образуют самостоятельные минералы – эхлорин, пальмерит (?),

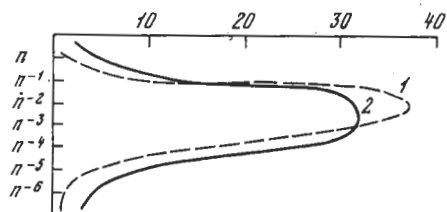
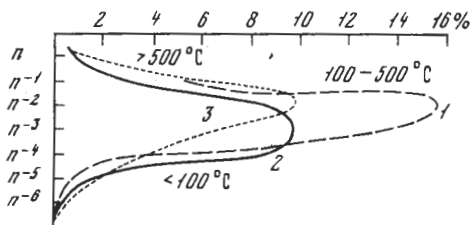


Рис. 3. Металлоносность возгонов Олимпийского прорыва в зависимости от температуры осаждения

1 - лавовый поток; 2 - шлаковый конус; 3 - взрывной кратер

Рис. 4. Металлоносность возгонов лавового потока и шлакового конуса Олимпийского прорыва

1 - лавовый поток; 2 - шлаковый конус

сассолин, шербинит, ильземаннит (?). По частоте встречаемости определений металлов, входящих в геохимические группы (по А.Н. Заварицкому) для возгонов прорыва характерна обогащенность их рудными микроэлементами и, в частности: $Pb > Cu$; $>Tl > Sn > Ag$, $Zn > Ga > In$ в меньшей степени Mo и еще меньше $Bi > As$ (рис. 2). Влияние температурного фактора на обогащенность возгонов микроэлементами прямо пропорционально росту температуры осаждения, т.е. высокотемпературные фумарольные минералы (афтиталит, окислы Fe) несут наибольшую металлическую нагрузку. Характерные концентрации микроэлементов в высокo- и среднетемпературных возгонах - n^{-2} , для низкотемпературных - n^{-3} (рис. 3). По линии прорыва возгоны лавового потока оказались наиболее металлоносными по сравнению с возгонами фумарольных полей шлакового конуса и среднего взрывного кратера. Это можно объяснить тем, что лавовый поток на своем пути перекрывает первую взрывную воронку, которая, видимо, имеет связь с глубинными эманациями. Состав микроэлементов возгонов шлакового конуса и лавового потока в основном идентичен. Исключение составляют индий, который наблюдается только в безводных сульфатах щелочей из раскаленных трещин гребня шлакового конуса, и мышьяк, обнаруженный в фумарольных минералах лавового потока, содержащих в большом количестве алюминий (изоморфное замещение). Содержания микроэлементов (рис. 4) в возгонах лавового потока и шлакового конуса по данным статистики отличаются, но не существенно. Значительные содержания некоторых микроэлементов (V, Mo) в возгонах лавового потока можно отнести за счет более благоприятных условий осаждения фумарольных минералов (глубокая ниша по сравнению со шлаковым конусом (открытая трещина). Геохимическая спе-

Таблица 7

Геохимическая специализация минеральных ассоциаций

Минеральные ассоциации	Геохимическая специализация (по частоте встречаемости)
Безводные сульфаты щелочей (афтиталит) + незначительные примеси эвхлорина, пальмьерита, гематита, магнетита Фториды (ральстонит) + незначительные примеси хлоридов и окислов железа	Cu, Pb, Zn, Tl, Ag, Sn, In, Bi, Mo Tl, Pb, Sn, Cu, Zn, Sc, Mo

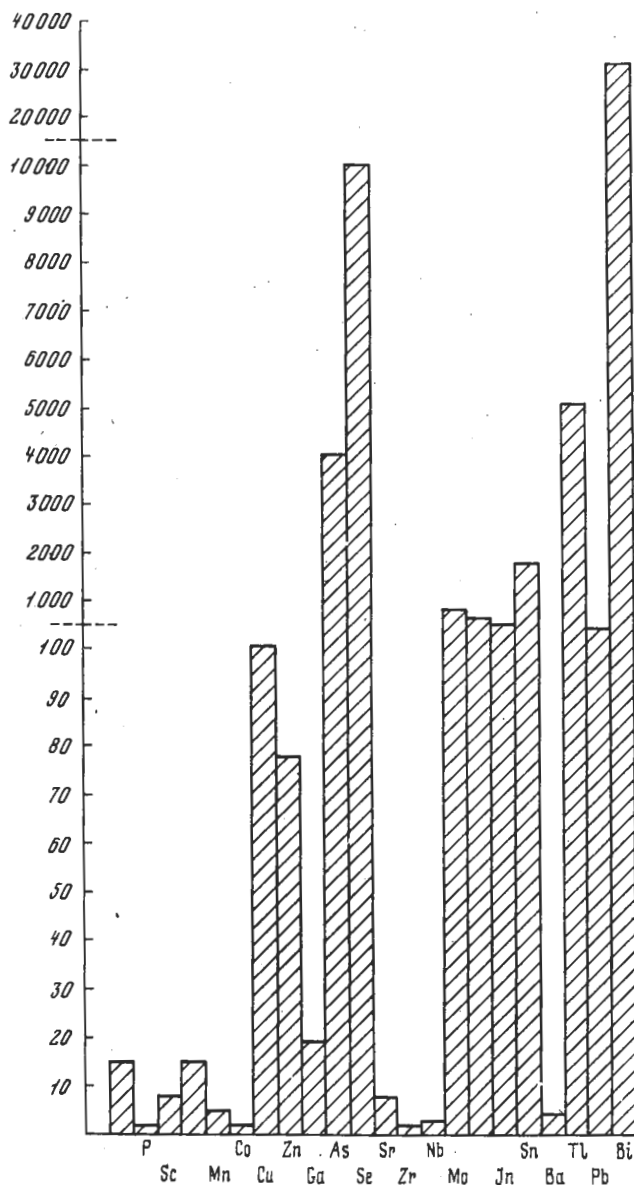


Рис.5. Максимальные превышения содержаний микроэлементов в возгонах Олимпийского прорыва (вулкан Алаид) (по отношению к кларку основных пород, по А.П.Виноградову, 1962 г.)

специализация возгонов шлакового конуса и лавового потока, по классификации А.Н. Заварицкого, аналогична и соответствует общей специализации возгонов всего прорыва, описанной выше. Для фумарольных полей среднего взрывного кратера мы не располагаем статистически значимым материалом, поэтому опустим его.

Металлоносность в зависимости от анионной составляющей фумарольных минералов нами не рассматривалась, так как большая часть определений микроэлементов (2/3) падает на высокотемпературные сульфаты,

Таблица 8

Количественный спектральный анализ возгонов Олимпийского прорыва (вес. %)

Фумарольные минералы	Tl	Pb	Sn	In
Афтиталит	0,01	0,006	0,011	0,004
Афтиталит с гематитом	0,005	0,015	0,020	0,002
Афтиталит бирюзовый	-	-	-	-
Фториды	0,01	-	-	-

Таблица 8 (окончание)

Фумарольные минералы	Bi	Cu	Ag	Zn	Sc
Афтиталит	0,001	-	0,002	0,165	-
Афтиталит с гематитом	-	-	-	-	-
Афтиталит бирюзовый	-	1,0	-	-	-
Фториды	-	-	-	-	0,01

Аналитик О.А. Шанина, Институт вулканологии.

Примечание: прочерк означает, что элемент не определялся. Как видно на рис. 5, обогащенность возгонов металлами может превышать до четырех порядков их кларковые содержания в породах основного состава. Таким образом, следует вывод, что в минеральных образованиях вулканических экструзий прорыва Олимпийского наблюдается активный процесс концентрации металлов в возгонах таких микроэлементов, как: Bi, As, Tl, Sn, Ag, I, Pb, Cu, Zn, Mo, V, Ga, Sr, Ba.

осаждающиеся при температурах более 500°C, в то время как фториды опробовались при температурах от 150 до 400°C (по хлоридам, элементам и гидроокислам материал непредставителен). Как частный случай, мы приводим здесь геохимическую специализацию некоторых минеральных ассоциаций (табл. 7).

ЛИТЕРАТУРА

- Авдейко Г.П., Хренов А.П., Флеров Г.Б., Токарев П.И., Широков В.А., Меняйлов И.А., Чирков А.М., Волынец О.Н., Дубик Ю.М., Вергасова Л.П., Пономарев Г.П. Извержение вулкана Алаид в 1972 г. - Булл. вулканол. станций, 1974, № 50.
- Борисенко Л.Ф., Серафимова Е.К., Казакова М.Е., Шумяцкая Н.Г. Первая находка кристаллической U_2O_5 в продуктах вулканических извержений Камчатки. Докл. АН СССР, 1970, т. 193, № 3.
- Войткевич Г.В., Мирошников А.Е., Поваренных А.С., Прохоров В.Г. Краткий справочник по геохимии. М., "Недра", 1970.
- Михеев В.И. Рентгенометрический определитель минералов. М., Изд-во литературы по геологии и охране недр, 1957.
- Пийп Б.И. Ключевская сопка и ее извержения в 1941-1945 гг. и в прошлом. - Труды Лаб. вулканол., 1956, вып. 11.