

IV. ПЕТРОЛОГИЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД

Главной чертой вулканизма Узонского района является параллельное развитие центров основного (базальтового) и кислого дацит-липаритового вулканизма на всем протяжении четвертичного времени (табл. 1 и 2, рис. 19). Андезиты с содержанием SiO_2 56-61% практически отсутствуют. Возможно, что базальтовый и кислый вулканизм Узонско-Гейзерной депрессии генетически связаны между собой и представляют выражение единой контрастной серии вулканических пород. Д. И. Фрих-Хар и позднее А. Е. Шанцер установили, что контрастные серии вулканических пород характерны для веохненеогенового вулканизма Камчатки. Э. Н. Эрлих показал, что бимодальное распределение вулканических пород по SiO_2 , отражающее контрастный характер вулканизма, типично для тектонических систем типа Камчатки. Это резко отличает вулканизм районов раннеорогенной фазы развития от островных дуг нормального, курильского типа, для которых типично нормальное распределение вулканических пород по SiO_2 с главным пиком в области андезитов (сравнительно малое количество базальтов и отсутствие значительных масс кислых вулканических пород).

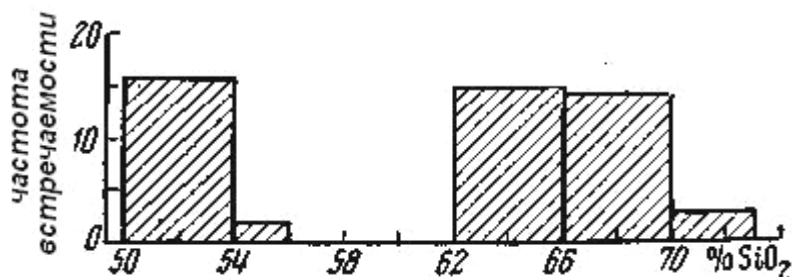


Рис. 19. Гистограмма распределения вулканических пород района Узонско-Гейзерной депрессии по SiO_2

До настоящего времени не было описано конкретных примеров проявления контрастного вулканизма в четвертичное время. Первая попытка сделана для района Узонско-Гейзерной депрессии. Поскольку именно на четвертичных вулканах достоверно определяются центры вулканизма и последовательность отдельных фаз процесса, и благодаря растянутой временной шкале достигается корреляция наиболее дробных его единиц; такой пример, по-видимому, может служить своего рода эталоном.

Таблица 1

Химический состав основных лав Узонско-Гейзерной депрессии (в вес. %)

Компоненты	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35
SiO ₂	69,78	69,92	70,66	70,68	70,09	70,84	71,16	71,60	72,36	71,94	66,46	73,22	60,66	63,04	63,08	63,42	66,94
TiO ₂	0,56	0,46	0,23	0,36	0,52	0,52	0,51	0,52	0,49	0,49	0,92	0,39	0,72	0,62	0,68	0,72	0,49
Al ₂ O ₃	13,76	14,56	14,89	14,56	14,52	14,14	14,65	14,16	13,08	12,61	15,19	12,16	10,87	14,72	16,81	14,80	13,87
Fe ₂ O ₃	1,00	0,74	0,90	1,51	1,14	0,48	0,57	0,47	0,66	0,55	0,62	3,00	10,47	1,84	2,27	1,43	0,79
FeO	2,57	2,61	2,45	2,22	1,58	1,61	1,06	1,50	2,62	2,62	3,11	0,19	10,47	1,49	0,91	2,04	1,89
MnO	1,15	0,15	0,15	0,13	0,17	0,16	0,16	0,16	0,23	0,25	0,27	—	0,12	0,17	0,11	0,18	0,14
MgO	0,79	1,41	1,37	1,55	0,91	0,75	0,67	0,75	0,38	0,37	1,36	0,49	1,05	0,74	0,89	1,21	0,81
CaO	2,60	1,54	1,48	1,45	2,34	2,57	2,57	2,29	2,09	2,07	3,74	0,80	2,50	3,59	1,84	3,52	2,38
Na ₂ O	4,62	5,06	4,89	4,95	5,25	5,49	4,88	5,17	4,78	4,57	5,31	4,25	2,14	3,34	1,49	3,08	3,86
K ₂ O	2,35	2,45	2,45	2,45	2,48	2,49	2,64	2,50	3,20	3,26	1,92	3,47	0,64	2,16	1,87	1,93	2,47
H ₂ O ⁻	0,90	0,06	0,08	0,08	n/об	0,04	0,42	0,04	0,24	0,28	0,06	0,28	2,18	2,04	3,31	1,27	0,79
H ₂ O ⁺	0,34	0,51	0,30	0,28	0,95	0,81	0,35	0,36	0,25	0,31	0,24	0,73	3,88	6,28	5,91	5,99	4,92
P ₂ O ₅	0,43	0,16	0,15	0,19	0,37	0,41	0,36	0,08	0,06	0,13	0,26	0,34	0,07	0,19	0,14	0,18	0,13
CO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,55	99,63	100,00	100,41	100,32	100,01	99,94	99,60	100,44	99,45	99,46	99,32	100,57	100,27	99,47	99,77	99,48
Числовые характеристики, по А. Н. Заваричко																	
a	13,30	14,20	13,75	13,80	14,78	15,96	14,34	14,60	14,54	14,84	14,07	13,96	5,68	11,30	6,47	10,22	12,43
b	2,40	1,90	1,79	1,70	1,99	1,42	2,41	1,93	1,11	0,71	2,96	0,99	3,08	4,76	2,36	4,52	3,02
c	5,50	6,40	7,21	7,20	5,37	5,07	3,47	3,92	5,41	5,45	7,47	3,65	21,45	5,27	13,60	7,66	6,03
S	78,80	77,50	77,34	77,30	77,86	77,85	79,78	79,55	79,24	79,00	75,50	81,39	69,79	78,66	77,67	77,60	78,52
f'	61,70	49,00	43,63	46,40	59,25	38,96	48,07	49,15	60,25	57,83	30,63	74,54	88,85	64,78	22,16	46,06	44,18
m'	24,70	36,50	30,91	34,50	27,16	23,37	32,89	30,5	12,82	9,64	49,54	21,81	8,28	23,94	11,84	28,57	23,26
c	13,60	—	—	—	13,58	37,76	19,23	20,34	26,92	32,53	19,82	—	—	—	—	—	—
n	75,30	75,80	75,23	75,50	75,89	73,55	73,83	75,45	69,36	69,02	80,95	64,76	85,00	70,00	54,42	71,42	69,60
t	0,60	0,50	0,25	0,40	0,51	0,56	0,50	0,50	0,49	0,49	0,98	0,40	0,88	0,75	0,56	0,85	0,53
φ	14,80	9,40	10,91	16,30	17,29	7,78	15,38	10,16	10,25	8,43	7,20	69,09	42,03	30,98	15,13	17,14	11,62
a'	—	14,50	25,45	19,10	—	—	—	—	—	—	—	—	3,63	2,86	11,26	66,00	24,76
Q	—	24,70	25,48	25,20	24,17	22,66	28,47	27,97	28,29	27,61	19,90	38,33	19,46	29,97	38,84	30,24	28,16

1—дацит из лавового потока разреза плато Широкого (правый борт р. Шумной); 2—дацит из лавового потока в разрезе плато Широкого (левый борт ручья Безмякинского); 3—дацит из лавы правого борта ручья Безмякинского; 4—дацит из лавы левого борта р. Гейсера; 5—дацит из лавового потока правого борта р. Шумной; 6—дацит из лавового потока в разрезе плато Широкого; 7—дацитовый андезитовый туф в разрезе плато Широкого; 8—дацитовые андезиты северного склона вулкана Узон; 9—дацитовый андезит северного склона вулкана Узон; 10—дацитовые андезиты в разрезе плато Широкого; 11—дацитовый андезит туф верхней части разреза плато Широкого; 12—13—дацитовые лавы восточной г. Озёрной; 14—15—16—17—дациты восточной горы Белой; 18—19—20—21—22—23—24—25—26—27—28—29—30—граниты из восточной части плато Широкого; 31—32—дипариты из восточной части плато Широкого; 33—34—граниты из восточной части плато Широкого; 35—гранитный ксенолит из восточной части плато Широкого; 36—палеозойский гранитный ксенолит из восточной части плато Широкого; 31—35—пемзовые и пемзитовые туфы Узон-Гейсера. Анализы выполнены в химической лаборатории Института вулканологии.

Базальты являются петрографически однородными породами. Лавы представляют собой серые, темно-серые породы с макроскопически видимыми вкрапленниками плагиоклаза и мелкими зернами пироксена и окисленными кристаллами оливина. Под микроскопом обнаруживается серийно-порфировая структура с вариациями структуры основной массы от типично интерсертальной, иногда пилотакситовой, до микролитовой. При общей однородности состава вкрапленников по относительному количеству различных темноцветных минералов среди базальтов выделяются две разновидности: оливин-двупироксеновые базальты с содержанием оливина 2-4% и двупироксеновые базальты, в которых оливин встречается лишь в отдельных зернах.

Плагиоклаз - постоянный минерал вкрапленников всех разновидностей базальтов. Форма и размер его выделений разнообразны. Преобладают удлиненно-таблитчатые и лейстовидные кристаллы размером от 0,2 до 1 мм. Встречаются как совершенно прозрачные неоплавленные зерна, так и корродированные зональные, переполненные включениями стекла. Средний номер плагиоклаза вкрапленников 62-66 с вариацией состава от № 59 до № 68. Микролиты содержат 50-58% An. Состав внешних зон зональных кристаллов близок составу микролитов. Оливин - второй по распространённости минерал оливин-пироксеновой разновидности базальтов. Размер выделений 0,3-0,4 мм. Оптические свойства крупных неизменённых вкрапленников следующие: Ng 1,720, Nm 1,701, Np 1,685, Ng-Np 0,35, - 2V = 85-88°, что соответствует составу Fa₃₂Fo₇₈. Большая часть кристаллов оливина сильно резорбирована, разломана, переполнена включениями стекла. По трещинам спайности и вокруг них оливин заполнен окислами железа, иногда замещается гиперстеном. Моноклинный пироксен образует идиоморфные зерна размером 0,2-0,4 мм, редко встречаются более крупные выделения до 1,5 мм. В большинстве вкрапленников хорошо заметна спайность по двум направлениям. Часто отмечаются простые (двойники по (100)), редко сложные. По оптическим свойствам - это обычные авгиты эффузивных пород. C: Ng 41-42,5-43°; 2V = 50-51-52°; Ng-Np), 21-0,23-0,27. Молекулярный состав: Wo 35-38, En 44-46-49, Fs 13-5-17. В основной массе всех разновидностей базальтов моноклинный пироксен присутствует в виде зеленовато-окрашенных продолговатых кристаллов размером 0,01-0,05 мм. C: Ng 43-44°; 2V = 44°.

Характерной особенностью всех описываемых лав является повсеместное присутствие в них небольших количеств ромбического пироксена в виде вкрапленников (0,5-1%, реже 1,5% объема породы). Размеры зерен 0,2-1-0,6 мм; часты двойники. Ng-Np 0,09, 2V - 60°; - 62°; - 64°; - 67°, что соответствует гиперстену с 35 - 40% Fs.

Две отмеченные разновидности базальтов разделяются и по структуре основной массы. В оливин-пироксеновых базальтах порода хорошо раскристаллизована, структура основной массы интерсертальная, иногда близкая к пилотакситовой. Стекла немного, оно чистое, прозрачное (N=1,547). Микролиты плагиоклаза имеют относительно крупные размеры (до 100 мк), часто почти изометричны и содержат 55—58% An. Микролиты моноклинного пироксена часто также изометричны или имеют таблитчатые формы. C: Ng 43, 2V= 44°. Много магнетита. Двупироксеновые плагиоклазовые базальты характеризуются менее раскристаллизованной, более тонкозернистой структурой, близкой к микролитовой, микропилотакситовой.

Среди микролитов преобладает плагиоклаз, моноклинный пироксен, очень много магнетита: стекло часто темное, бурое, переполненное магнетитовой пылью.

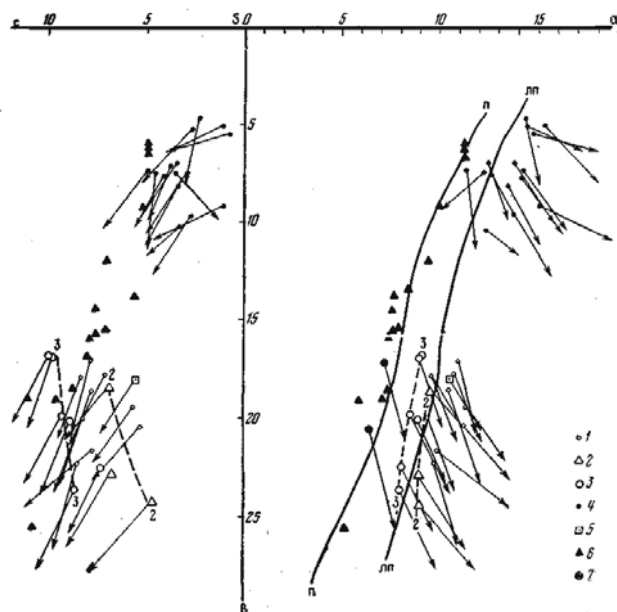


Рис. 20. Диаграмма химического состава вулканических пород района Узонско-Гейзерной депрессии

1 - лавы основного состава докальдерного комплекса - аналоги лав плато Камчатки. Лавы основного состава докальдерного комплекса в разрезе борта Узонско-Гейзерной депрессии; 2-под вулканом Узон; 3-под горой Озерной; 4-лавы и экструзии кислого состава всех трех комплексов; 5-лавы маара оз. Дальнего; 6 - лавы и экструзии посткальдерного комплекса Семячинской кольцевой структуры; 7- лавы вулкана Узон

Общей особенностью минерального состава базальтов является практическое отсутствие минералов ранних фаз кристаллизации, характеризующих условия высоких давлений и температур реликтовых плагиоклазов № 75-90, протознстатитов, кальциевых пироксенов и высокомагнезиальных оливинов. Ассоциация пироксенов и плагиоклаза, присутствующих в описанных базальтах, относительно низкотемпературная и связана с кристаллизацией в верхних частях подводящего канала. В этом отношении они аналогичны базальтам Карымского района, где также наблюдается параллельное развитие центров базальтового и кислого вулканизма (Иванов, 1970). Эволюция химического состава продуктов последовательных стадий базальтового вулканизма, развивающихся параллельно с прогрессирующим кислым вулканизмом, характеризуется резким снижением содержания щелочей (рис. 20, см. табл. 1).

Снижение щелочности сопровождается некоторым уменьшением содержания SiO_2 (от 56—52% в базальтах плато района Верхний Стан до 49-51% в базальтах вулкана Узон) и суммы темноцветных компонентов (*b* по А. Н. Заварицкому). Содержание анортитовой извести (*c* по А. Н. Завгрицкому) в базальтах последовательных стадий вулканизма нарастает. При этом возрастание значений *c* в наиболее основных разностях базальтов отвечает общему ряду дифференциации крупных стратовулканов типа Ключевской сопки. В крупных базальтовых стратовулканах типа Ключевской и Кроноцкой сопки процесс накопления анортитовой извести наблюдается в виде непрерывного ряда дифференциации, в Узонско-Гейзерном районе он проявляется в выплавке (или поступлении на поверхность) последовательно эволюционировавших базальтов нескольких фаз вулканизма. Однако если в вулканах типа Ключевской сопки содержание щелочей в базальтах остается постоянным, щелочность последовательных фаз резко уменьшается. Даже при наиболее низких содержаниях щелочей (соответствующих океаническим толеитам) содержание Al_2O_3 достаточно постоянно (17-19%), т. е. отвечает обычным высокоглиноземистым базальтам. Последовательность выделения минералов вкрапленников также соответствует схеме кристаллизации высоко глиноземистых базальтов. Очевидно, все эти особенности связаны с отделением кислых магм от исходных магм основного состава.

Кислые вулканические породы представлены лавами, экструзивными куполами и игнимбритами, связанными между собой единством петрографических особенностей и общностью петрохимических свойств. По изменению содержания SiO_2 среди кислых вулканических пород выделяются две группы - дациты и липариты (см. табл. 2).

Вулканические продукты дацитового состава широко развиты в докальдерном комплексе (лавы и игнимбриты плато Широкого, устья р. Гейзерной, левого притока р. Шумной) и среди отложений кальдерообразующей фазы вулканизма (игнимбритовые покровы). Значительно меньшее развитие имеют породы этого состава в посткальдерную стадию развития вулканизма. Ими сложены отдельные экструзии начала посткальдерного этапа (гора Белая, сопка Останец).

Дациты, слагающие лавовые потоки и экструзии плато Широкого и левого бережья р. Шумной, характеризуются удивительным однообразием петрографического состава и незначительными вариациями химизма.

Как правило, это серые, темно-серые, иногда почти черные породы с хорошо выраженной столбчатой, иногда веерной отдельностью, плотные, слабопористые, иногда с заметными фенокристаллами плагиоклаза, пироксена, рудного минерала. Под микроскопом породы обнаруживают серийно-порфиновую структуру с гиалиновой микролитовой и гиалопилитовой структурой основной массы. Среди вкрапленников всегда преобладает плагиоклаз, в небольших количествах присутствует пироксен. Очень редко встречаются отдельные зерна амфибола и рудный минерал.

Таблица 3

Минеральный состав кислых пород Узонско-Гейзерной депрессии (в %)

Породы	Плагиоклаз	Пироксены	Амфибол	Магнетит	Сферолиты	Основная масса
Дацитовые лавы	5-7-10 10-15	2,5-2,2 3-5	—	1-1,5	—	75-80
Экструзии дацитового состава	9-15 12-20-22	1,5-3 3,8-4	2 —	2,5 1,5-1	—	70-80
Игнимбриты дацитового состава	10-15 10-25	1-2-5 2-4	—	1	—	75-85
Липаритовые лавовые потоки	7-10 7-8	1-1,5 1-1,5	1 —	1,5 1,2	25	85-58
Липариты экструзий	13-16	0,8-1	0,2-0,5	0,9	—	85
Сферолитовые липариты	12	1	1-0,9	0,5	39	48

Дациты и андезито-дациты лавовых потоков и экструзий докальдерного комплекса содержат минимальное количество вкрапленников. Количество вкрапленников в посткальдерных дацитовых экструзиях горы Белой и сопки Останец резко возрастает (табл. 3).

Плагиоклаз - преобладающий минерал вкрапленников. Он составляет от 2-5 до 15% объема породы. Присутствует как в виде отдельных крупных (до 1,5 мм) кристаллов, часто оплавленных, резорбированных, переполненных частицами стекла, так и в виде многочисленных мелких прозрачных зерен (табл. 4). Ромбический и моноклинный пироксены встречаются в этих дацитах в очень небольших количествах в виде мелких кристаллов, обычного для дацитовых лав габитуса и состава. Состав ромбического пироксена по углу оптических осей ($2V = 63-66^\circ$) соответствует гиперстену с 30-31% Fs (Винчелл 1953). Гиперстен и авгит имеют примерно одинаковые размеры (0,2-0,5 мм) идиоморфные зерна. Иногда гиперстен обрастает авгитом.

Таблица 4

Оптические свойства минералов-вкрапленников в кислых породах Узонско-Гейзерной депрессии

Группа пород	Количество вкрапленников, %	Номер плагиоклава		Гиперстен		Авгит			Амфибол		
		от	до	$2V$	$Ng-Np$	$2V$	$C:Ng$	$Ng-Np$	$2V$	$C:Ng$	$Ng-Np$
Лавы дацитовые	10-15	44	48	61	0,010	55	45	0,019	—	—	—
		50	53	63	0,011	56	42	0,020			
		46	56	62	0,09	57	44	0,021			
				66							
Экструзии дацитового состава	15-20	40	42	61	0,09	55	43	0,019	—	—	—
		44	51	62	0,09	56	40	0,020			
		50	53	63	0,011	54	41	0,018			
		52	53	61							
Игнимбриты дацитового состава	10-25 10-15	40	50	—54	0,011	52	42	0,020	—	—	—
		42	52	—60	0,012	54	43	0,018			
		50	58	—58	0,013	54	45	0,017			
Липариты	10-16 10-11	39	40	—68	0,010	55	37	0,019	—70	3-5	0,021 0,035
		38	42		0,010	52	39	0,021			
		42	44	—58	0,011						

Основная масса характеризуется гиалопилитовой, гиалитовой, иногда микролитовой структурой и представляет собой бурое прозрачное, а иногда черное непрозрачное стекло с небольшим количеством чистых прозрачных микролитов плагиоклаза, пироксенов и рудного минерала. В некоторых дацитовых лавовых потоках структура основной массы становится типично микролитовой, состоящей из тонкого войлока микролитов плагиоклаза, редких пироксенов и стекла. В таких лавах, как правило, содержится наименьшее количество фенокристаллов; они приближаются к афировым разностям.

Игнимбритовые покровы, связанные с кальдерообразующей фазой вулканизма Узонской структуры, а также игнимбритовые слои, залегающие внутри докальдерного комплекса кислых лав плато Широкого,

при большом разнообразии текстурных их разновидностей характеризуются стабильностью состава и петрографических особенностей. Они относятся к типичным дацитам с содержанием кремнекислоты от 65 до 68%. Состав агломератовых туфов в этих же разрезах несколько более основной ($62-64\% \text{SiO}_2$).

Игнимбритовые прослои, описанные в низах разреза плато Широкого, сложены наиболее кислыми дацитовыми породами группы дацитов ($68\% \text{SiO}_2$), но несколько отличаются от пород игнимбритовых покровов главной кальдерообразующей фазы. Главной текстурной разновидностью этого слоя являются умеренно сваренные светло-бурые игнимбриты с хорошо выраженной плитчатой сдельностью, землистым изломом, в нижней части которых наблюдаются линзовидные включения шелковистой пемзы (0,5-1 м). В верхней части слоя игнимбриты становятся более плотными крепкими розовато-серыми породами со столбчатой и блоковой отдельностью, флюидалной текстурой, обусловленной наличием светло-бурых полосок шириной 1 - 2 см с большим количеством кристаллической фазы (до 25%), с небольшим количеством посторонних обломков (10%), из-за чего порода приобретает лавоподобный облик. Среди кристаллической фазы преобладает плагиоклаз (от 10—15 до 25%) в виде идиоморфных кристаллов, обломков кристаллов. Он часто зонален, сдвойникован, по составу варьирует от 40 до 50% An.

Темноцветных минералов отмечено 2-3%. Моноклинный пироксен обычно вставляет 1-2%; $2V = +54^\circ$, $C: Ng 42^\circ$. Количество ромбического пироксена 2-2,5%. $2V = -58-60^\circ$. Магнетит составляет до 1% объема породы. Витрокластическая основная масса несет следы пепловой структуры и переходит в перлитовое стекло. По составу основная масса достаточно однообразна. Показатель преломления $N 1,500-1,505$. Типичны флюидалные текстуры, такситовые структуры. В целом эти игнимбритовые прослои по составу и петрографическим характеристикам практически не отличаются от дацитовых лавовых потоков этих же разрезов.

Дацитовые игнимбриты, слагающие покровы, связанные с образованием Узонско-Гейзерной структуры, имеют по петрографическим признакам ряда отличий от игнимбритов разреза плато Широкого. Основные разновидности этих покровов - плотный, иногда пористый фьямме-игнимбриит, содержащий черные линзы дацитового стекла, и серый, легкий игнимбриит, состоящий из спекшихся частиц светло-бурого стекла, с тонкими линзочками черного обсидианового стекла. Эти разновидности игнимбритов отличаются меньшим количеством кристаллической фазы, большим количеством чужеродных обломков и стекловатой основной массой, содержащей два стекла - светлое и бурое.

Основная масса имеет пеплово-пемзовую структуру; стекло девитрифицировано, часто превращено в микрофельзитовый агрегат. Пустоты заполнены микроагрегатом минералов - тридимитом, кристобалитом, полевым шпатом. Значение показателей преломления стекла в основной массе $N 1,505-1,510$. Среди кристаллической фазы преобладает плагиоклаз (5-10-15%). Он часто идиоморфен, иногда корродирован, зонален. В основном это андезин № 49-52. Зерна моноклинного и ромбического пироксенов обычные. Количество их не превышает 1-3%. Магнетит составляет около 1%. Эти разновидности главного игнимбритового покрова Узон-Гейзерной структуры имеют состав типичный для дацита (SiO_2 65-66%), несколько более основного, чем нижележащие игнимбритовые слои, и в точности соответствуют составу дацитов, слагающих комплекс кислых лавовых толщ плато Широкого.

Игнимбриты при большом разнообразии текстурных разновидностей характеризуются большим сходством минерального состава. Они относятся к порфиорокластическому типу (Сперанская, 1966). Во всех разновидностях кристаллическая составляющая представлена одинаковым набором минералов (плагиоклазом - андезином, ромбическим, моноклинным пироксеном, магнетитом, иногда акцессорным апатитом). Состав плагиоклазов и пироксенов в целом не меняется во всех горизонтах игнимбритов. Игнимбриты, относящиеся к докальдерному комплексу Узонско-Гейзерной структуры, отличаются несколько более кислым составом (SiO_2 68%), большим количеством кристаллической фазы, малой примесью посторонних обломков и большей степенью спекания. Самые молодые игнимбриты Узонской структуры содержат меньше кристаллической фазы. Для основной массы не характерна пневматолитовая кристаллизация и девитрификация.

Липариты (липарито-дациты, 69-73% SiO_2) связаны с последней стадии активной вулканической деятельности, начавшейся после образования Узонско-Гейзерной депрессии и продолжавшейся, по видимому, до голоцена (SiO 69-73%). Липаритами сложены молодые экструзии и небольшие липаритовые вулканы с вершинными экструзивными монолитами (сопка Гейзерная, плато Круглое, лавовые потоки горы Озерной и др.). По геологическому положению петрографическим особенностям и химическому составу они представляют естественное завершение эволюции пород группы дацитов.

Липаритовые потоки и экструзии имеют главные текстурные разновидности от пемзовидных светлых зеленовато-серых липаритов перлитового типа через плотные массивные стекла обсидианового типа красного и черного цвета и полустекловатые сферолитовые полосчатые липариты, слагающие промежуточные зоны к массивным флюидалным раскристаллизованным липаритам. Изучение минерального состава этих разновидностей показало некоторое различие в содержании кристаллической фазы (см. табл. 3). Максимальное количество кристаллической фазы наблюдается в сферолитовых полустекловатых липаритах и обсидиановых стеклах. Разница между минимальными и максимальными содержаниями вкрапленников в отдельных разновидностях достигает 10%. Преобладающим минералом среди вкрапленников является плагиоклаз. Среднее содержание его 11,2%, при общем колебании значений

от 6,5 до 16%. По составу он отвечает андезину № 35-45%. Средний состав соответствует № 40. Изменения количества вкрапленников темноцветных минералов, ромбического и моноклинного пироксенов и роговой обманки, вероятно, в связи с весьма малыми их содержаниями в породе, незначительны (1,0-1,5%).

С взрывной деятельностью, сопровождавшей рост липаритовых экструзий, видимо, связано образование толщи пирокластических отложений, кроющих игнимбриту и бронирующих плато Широкое. В этих толщах рыхлых пирокластических отложений встречено множество ксенолитов интрузивных пород преимущественно гранодиоритового и гранитного составов. Среди обломков полнокристаллических пород обнаружено большое количество ксенолитов гранитного состава, несущих следы явного плавления. Они представляют собой породы кислого, гранитного состава, состоящие из кварца, калиевого полевого шпата, редкого плагиоклаза и небольшого количества темноцветных минералов.

Изучение образцов показало, что при плавлении стекло появляется на границе зерен кварца и полевого шпата, затем между полевыми шпатами. Одновременно начинают изменяться (распадаться) пироксены. При дальнейшем увеличении расплава стекло пронизывает всю породу, фиксируясь в виде жилок и слоев. В расплавленных ксенолитах количество стекла достигает 75%, порода приобретает вид настоящего эффузива, вкрапленниками служат реликты калиевого полевого шпата, резорбированного кварца и мелкие зерна пироксена, чаще всего опациitized. Характерной особенностью реликтов полевых шпатов является широкое развитие ситовидных, губчатых, соловидных структур и структур типа отпечатков пальцев. Эти структуры развиваются в краевых частях кристаллов и постепенно захватывают их целиком. Появление их обусловлено предпочтительным плавлением вдоль плоскостей спайности и трещин. Кварц остается чистым во все стадии плавления, границы его со стеклом резкие, гепправильные. Реликтовый кварц заметно более трещиноват, чем в материнской породе. Отмечается перекристаллизация краевых частей зерен кварца в grano-кластовый агрегат, при этом показатель преломления кварца понижается.

Стекло плавленных пород черное или коричневатое, под микроскопом чистое, прозрачное, в основном бесцветное, иногда окрашено в бурые тона вокруг опациitized реликтов пироксенов, не содержит микролитов. Оно абсолютно изотропно, показатель преломления 1,494-1,497 (SiO_2 74%). Характерны высокая пористость и наличие трещинок перлитовой отдельности. Химический состав стекла практически идентичен составу породы начальной стадии плавления (табл. 5).

Таблица 5

Химический состав плавленных ксенолитов (в вес.%)							
Компоненты	1	2	3	Компоненты	1	2	3
SiO_2	73,22	74,02	75,04	CaO	0,80	1,62	1,03
TiO_2	0,39	0,16	0,10	Na_2O	4,25	4,10	4,10
Al_2O_3	12,16	13,15	12,53	K_2O	3,47	2,85	3,16
Fe_2O_3	3,00	1,38	1,33	H_2O^-	0,28	—	—
FeO	0,19	0,80	0,69	H_2O^+	0,73	1,12	1,10
MnO	—	0,09	0,08	P_2O_5	0,34	0,06	0,07
MgO	0,49	0,19	0,09	С у м м а	99,32	99,54	99,32

1- гранит начальной стадии плавления; 2-вулканическое стекло из гранита начальных стадий плавления; 3-вулканическое стекло из гранита конечных стадий плавления.

По химическому составу и петрохимическим свойствам плавленные гранитоиды полностью аналогичны липаритам молодых экструзий (гора Озерная, плато Круглое). Они связаны с толщами взрывных пирокластических отложений послекальдерного комплекса, предвещающих появление молодых липаритовых экструзий. По-видимому, они представляют собой корку или закристаллизованное краевые части того вулканического очага, который поставлял кислые липаритовые лавы на поверхность, вовлекая в извержение закристаллизованные части магмы.

Следует отметить важную особенность минерального состава кислых вулканических пород - преобладание среди цветных минералов пироксенов. Амфибол присутствует практически как аксессуарный минерал. Это определенно свидетельствует о «сухости» магм.

Единство пород этой группы отражается и в общности петрохимических характеристик всех входящих в ее состав пород. При вариациях содержания SiO_2 от 65 до 72% содержание щелочей составляет 6-8%, Na всегда преобладает над K. Значение параметра a , отражающего щелочность пород, колеблется для одних и тех же игнимбритов или для сходных по составу пород экструзивных куполов и лав. Он имеет значения от 12,5 до 15. При этом породы с меньшим содержанием щелочей часто пересыщены глиноземом. Это отражает, по-видимому, начальную фазу развития тенденции к общему снижению щелочности в кислых вулканических породах посткальдерной фазы, отмеченной для ряда кальдер Камчатки, таких, как Больпепе-Семячинская, Хангарская. Четкое проявление этой тенденции связано с развитием порфировых серий кислых вулканических пород, содержащих до 20-25% вкрапленников. Такие породы в Узонско-Гейзерной депрессии практически отсутствуют. Для решения вопроса о соотношении базальтового и кислого вулканизма важно подчеркнуть, что фигуративные точки пород базальтов плато располагаются в начале, а дацит-липаритового состава - на окончании вариационной линии базальт-андезитовых серий Восточной Камчатки. Это свидетельствует о родственности пород обоих типов вулканизма.

Родственность продуктов базальтового и кислого вулканизма говорит о единстве источника их происхождения. Учитывая данные по другим районам проявления кислого вулканизма Камчатки (Эрлих,

Мелекесцев, 1971), можно говорить об общности мантийного источника питания вулканов обоих типов. Отделение от исходного расплава кислых магм приводит к специфическим изменениям химизма связанных с ним базальтов, в результате чего они достаточно четко отличаются от базальтов районов проявления базальт-андезитового вулканизма. Одновременность проявления кислого и базальтового вулканизма свидетельствует о специфике условий, необходимых для отделения кислых дериватов. Кислый вулканизм связан с формированием в коре крупных периферических очагов. На существование их указывают мощные игнимбритообразующие выбросы кислой пирокластики, приводящие к образованию кальдер и вулканотектонических депрессий.