

О. И. СУПРУНЕНКО, Б. А. МАРКОВСКИЙ

ЩЕЛОЧНЫЕ ВУЛКАНИТЫ ПОЛУОСТРОВА КРОНОЦКОГО (КАМЧАТКА)

(Представлено академиком Ю. А. Кузнецовым 3 V 1972)

В настоящее время щелочные вулканические породы на Камчатке известны в пределах Срединного и Восточного хребтов, где они входят в состав раннегеосинклинальной формации позднемелового-палеогенового (?) возраста ⁽¹⁾. На территории Западной Камчатки также известны щелочные вулканические породы преимущественно неогенового возраста, относящиеся к щелочно-базальтоидной формации и характеризующие переход этого региона к платформенному тектоническому режиму ⁽²⁾. Следует отметить, что щелочные породы как раннегеосинклинальной, так и посторогенной формации являются производными щелочной оливиновой базальтовой магмы существенно калпегового характера ⁽³⁾.

В пределах Восточно-Камчатских полуостровов щелочные породы впервые встречены при бурении на Конусной антиклинальной структуре (бассейн р. Тюшевки), расположенной на перешейке Кроноцкого полуострова, в зоне сочленения Тюшевского наложенного прогиба с так называемой вулканической областью восточных полуостровов ⁽⁴⁾.

Щелочные породы Конусной структуры вскрыты двумя из трех скважин, пробуренных на профиле субширотной ориентировки. В основании изученного скважинами разреза залегает толща толеитовых базальтов и вулканокластических пород основного состава (козловская свита-олигоцен). На дневной поверхности эта толща развита в западной части Кроноцкого полуострова: ею венчается разрез раннегеосинклинальной вулканоогенной формации полуострова. В скважинах Конусной площади образования козловской свиты несогласно перекрыты толщей нормально-осадочных песчано-глинистых флишевых отложений с фауной моллюсков и фораминифер ранне-среднемиоценового возраста (татьянинская и оленинская свиты). Эти осадочные отложения относятся к флишевой формации, соответствующей предорогенной стадии развития рассматриваемой территории.

Щелочные базальтоиды Конусной площади залегают в основании миоценового комплекса, в непосредственной близости к контакту его с подстилающими вулканогенными образованиями козловской свиты. Базальтоиды образуют два силла протяженностью более 1300 м, которые разделены пачкой туффигов мощностью до 50 м и содержат ксенолиты последних размером до 1 м. Нижний силл располагается собственно по контакту толеитовых базальтов и туффигов. Мощность верхнего пластового тела щелочных базальтоидов меняется от 70 м в западной части Конусной структуры до 43 м в центральной части, и далее на восток тело выклинивается. Мощность нижнего силла в западной и центральной скважинах выдерживается постоянной и равна примерно 10 м, однако далее в восточном направлении он также выклинивается. Возможность изучения контактов ограничивалась выходом керна. Нижний контакт верхнего силла характеризуется сложным пропикновением (в зоне мощностью около 10 см) щелочных базальтоидов во вмещающие породы и многочисленными мелкими ксенолитами последних, приуроченными к эндоконтактовой части тела

базальтоидов. Верхний контакт, наблюдавшийся для обоих тел, — неровный, извилистый. Тuffиты в экзоконтакте на расстоянии до 5 м осветлены и уплотнены. Непосредственно у контакта наблюдается зона закалки вмещающих пород мощностью 1,5–2 см.

Макроскопически щелочные базальтоиды представляют собой сизо-черные афанитовые породы, часто обладают миндалекаменной текстурой. Размер миндалин варьирует от долей миллиметра до 1,5–2 см. Количество миндалин по разрезу тел не выдержано.

Среди афанитовых щелочных базальтоидов встречаются участки темного вулканического стекла размером от нескольких до 15–20 см. Нередко ими обогащены отдельные части тел до нескольких метров по вертикали. Микроскопическое исследование щелочных базальтоидов показало, что по минеральному составу они близки к мончикитам и представлены преимущественно стекловатыми породами. Наименее раскристаллизованные разновидности щелочных базальтоидов сложены коричневым вулканическим стеклом с показателем преломления 1,562*. Стекло обычно свежее, иногда с характерной перлитовой отдельностью. В ряде случаев в вулканическом стекле присутствуют резорбированные кристаллы, форстерита размером до 3×1 мм ($N_g = 1,684$; $N_m = 1,665$; $N_p = 1,644$), вкрапленники лейцита (?) до 3–4 мм в поперечнике, замещенные изотропным или слабо двупреломляющим анальцимом ($N = 1,487$), и микролиты биотита и баркевикита. В наиболее раскристаллизованных разновидностях содержание кристаллической фазы не превышает 50–70%: максимальное содержание оливина в породах 10, титан-авгита 10–15, плагиоклаза 20–30, микролитов биотита и баркевикита до 30–35%. Кристаллы оливина нередко образуют гломеропорфировые агрегаты и обычно замещены идингситом. Сиренцево-фиолетовый титан-авгит ($N_g = 1,759$; $N_p = 1,728$) представлен, как правило, удлиненными, иногда игольчатыми кристаллами до 1–1,5 мм в длину. Плагиоклаз — лабрадор № 55–57 ($N_g = 1,568$; $N_m = 1,563$; $N_p = 1,559$) — образует лейстовидные кристаллы размером до $2 \times 0,2$ мм. По плагиоклазу в отдельных случаях развивается альбит или анальцим. Баркевикит присутствует в виде микролитов удлиненной формы, а также образует сферолитовые сростания. Он плеохроирует в буро-красных тонах и часто непрозрачен вследствие выделения окислов железа. Биотит представлен в изученных породах мелкими таблитчатыми кристаллами, а чаще микролитами, образующими четырех- и шестилучевые сростания. Рудный минерал распределен в породе неравномерно. Местами игольчатые выделения его настолько обильны, что образуют как бы каркас основной массы, при этом наблюдаются наросты рудного минерала в виде щеток на кристаллах плагиоклаза и пироксена. Вулканическое стекло в щелочных базальтоидах с большим содержанием кристаллической фазы изменено более значительно по сравнению с породами витрофировой структуры. По стеклу развивается хлорит и анальцим. Последний не только присутствует в массе вулканического стекла и замещает вкрапленники лейцита, но и выполняет совместно с хлоритом и карбонатом миндалины, а также встречается в прожилках. По данным термического анализа вулканических стекол отмечается их ощутимая палагонитизация, сопровождающаяся развитием цеолитов.

Щелочные базальтоиды охарактеризованы 7 химическими анализами (табл. 1). На диаграмме А. Н. Заварицкого их фигуративные точки располагаются вправо от вариационной линии лав вулкана Этна в поле щелочных пород. По индексу А. Риттмана $\sigma = 16,9$ (среднее по 7 анализам) они близки к щелочной (кальевой) серии Помпеи с $\sigma = 17,1$. Содержание в их нормативном составе (табл. 1) оливина и нефелина позволяет рассматривать эти породы как щелочные оливиновые базальты — базальтиты⁽⁵⁾.

* Здесь и далее показатели преломления определены Н. Я. Монаховым с точностью $\pm 0,002$.

№ анал.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	П. п. п.	P ₂ O ₅	CO ₂	SO ₃
1	45,80	2,12	15,89	2,72	4,24	0,07	5,11	6,12	4,56	2,30	3,73	5,18	1,25	0,56	—
2	46,04	2,25	16,83	1,23	6,32	0,03	5,09	5,43	4,88	3,04	1,56	5,65	1,25	0,34	—
3	46,10	1,64	18,71	2,69	3,63	0,05	5,37	5,87	5,31	2,17	—	8,01	0,59	—	0,10
4	46,24	1,93	17,64	3,36	4,21	0,05	4,92	5,65	5,13	2,01	—	7,96	0,59	—	0,02
5	46,28	1,69	17,86	2,69	3,59	0,05	5,13	6,03	5,54	1,89	—	8,05	0,71	—	—
6	46,48	1,69	17,06	2,37	4,56	0,09	5,57	7,39	1,63	5,43	—	6,94	0,69	—	0,13
7	47,16	2,25	16,46	2,49	4,77	0,12	6,48	5,10	2,60	5,50	1,84	3,91	1,25	0,60	—

П р и м е ч а н и е. Анализы №№ 2—6 выполнены в химической лаборатории Камчатского института. Все опре-

О высокой степени дифференциации исходной магмы, производными которой являются эти породы, свидетельствуют относительно низкие значения кристаллизационного индекса (к.и., табл. 1) Польдерваарта и Паркера⁽⁸⁾. Заметим, что к.и. является показателем магматической дифференциации, отражает фазы «первичной» петрогенной системы анортит — диопсид — форстерит и показывает отклонение от начала кристаллизации (к.и. = 100) гипотетической начальной магмы.

Суммарное высокое содержание щелочей (до 8%), характерное для щелочных базальтоидов обоих силлов, выдерживается по разрезу, однако их соотношение резко меняется, причем без видимого изменения минерального состава пород (табл. 1 и 2). Эти изменения носят большей частью незакономерный характер, и лишь для центральной части 70-метрового силла на расстоянии 30 м вверх по разрезу тела содержание K₂O возрастает от 2,17 до 6,31, а Na₂O соответственно уменьшается от 5,31 до 1,39%. Среднее значение соотношения щелочей по 13 определениям в щелочных базальтоидах (K₂O 3,68, Na₂O 3,37%) приближается к соотношению щелочей в наименее раскристаллизованных их разностях и, возможно, отвечает первичному содержанию в расплаве К и Na.

Т а б л и ц а 2

№ анал.	8	9	10	11	12	13
K ₂ O, %	4,07	6,31	4,95	4,03	5,84	1,78
Na ₂ O, %	2,06	1,39	1,71	2,11	1,40	4,22

П р и м е ч а н и е. Определения произведены методом фотометрии пламени в химической лаборатории Всесоюзного геологического института.

В химических анализах пород, в том числе и в практически неизменном вулканическом стекле, обращает на себя внимание большая величина потерь при прокаливании, отражающих содержание летучих компонентов, и в первую очередь H₂O (термовесовой анализ щелочного вулканического стекла показал, что при нагревании от 50 до 170° выделяется 2,8% H₂O, от 170 до 380° 2,4%, от 380 до 750° 2,6% и от 750—900° 0,6% воды). Это обстоятельство, наряду с большим количеством минералов в породах, а также наличием в них гидроксилсодержащих минералов (амфибол и биотит) позволяет предполагать высокую газонасыщенность исходного расплава. Последнее находится в соответствии с данными о повышенных концентрациях летучих компонентов в щелочных базальтах и о существующей корреляции между содержанием K₂O, P₂O₅ и H₂O⁺ (⁷).

Таким образом, впервые для зоны восточных полуостровов Камчатки охарактеризованы специфические щелочные базальтоидные породы. Возраст этих образований и их приуроченность к определенной стадии тектономагматического цикла вследствие ограниченности данных не могут быть в настоящее время однозначно установлены. Однако существенно стекловатый характер пород, свидетельствующий о высокой скорости их застывания и, косвенно, о небольшой мощности перекрывающих осадков, а также положение их в низах осадочного разреза (N₁¹⁻²) позволяют пред-

Таблица 1

№ анал.	Сумма	Ar	Cl	Mt	Or	Ab	Ne	An	Di			Ol		К.и.
									Wo	En	Fs	Fo	Fa	
1	99,65	2,73	4,02	3,94	13,59	31,99	3,67	16,09	2,89	2,21	0,37	7,37	1,38	28,2
2	99,99	2,73	4,27	1,78	17,95	25,27	8,68	15,03	1,90	1,15	0,64	7,07	4,93	25,6
3	100,24	1,29	3,11	3,90	12,82	27,33	9,53	20,81	2,02	1,58	0,21	8,26	1,24	32,5
4	99,71	1,29	3,66	4,87	11,88	31,61	6,34	19,17	2,25	1,74	0,26	7,36	1,23	30,3
5	99,51	1,55	3,21	3,90	11,17	30,08	9,09	18,28	3,11	2,45	0,32	7,24	1,04	30,8
6	100,03	1,51	3,21	3,43	32,08	9,73	2,20	23,20	3,93	2,81	0,77	7,75	2,33	37,0
7	100,43	2,73	4,27	3,61	32,50	17,50	2,44	17,00	0,19	0,14	0,03	11,21	2,46	28,5

геологического управления, №№ 1—2, 7 — в химической лаборатории Всесоюзного геологического деления в процентах.

полагать образование щелочных базальтоидов в начальный этап накопления миоценовых отложений. Несмотря на петрографическое и петрохимическое различие щелочных базальтоидов и подстилающих толентовых базальтов козловской свиты, относящихся к раннегеосинклинальной формации, не исключается возможность их парагенетической связи. Подобные соотношения предполагаются рядом исследователей для толентовых и щелочных базальтов океанических островов. В пользу этого свидетельствуют палеогеографические данные, позволяющие предполагать существование в конце палеогена в океане на месте Кроноцкого полуострова подводного поднятия, сложенного преимущественно базальтами, сходными с океаническими толентами. К западному флангу этого поднятия и приурочены описанные щелочные базальты.

Важным представляется тот факт, что щелочные вулканические породы Камчатки, вне зависимости от возраста и приуроченности к тому или иному этапу геологического развития полуострова, постоянно обладают повышенной калиевой щелочностью. Это, очевидно, является специфической чертой камчатского региона и, видимо, обусловлено особенностями состава верхней мантии рассматриваемой территории.

Всесоюзный нефтяной научно-исследовательский
геологоразведочный институт
Ленинград

Поступило
24 IV 1972

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

¹ В. К. Ротман, Б. А. Марковский, ДАН, 165, № 1 (1965). ² И. С. Гузиев, В сборн. Вулканизм и геохимия его продуктов, 1966. ³ В. К. Ротман, Б. А. Марковский, ДАН, 193, № 6 (1970). ⁴ Геология СССР, 31, 1964. ⁵ Д. Х. Грин, А. Э. Рингвуд, В сборн. Петрология верхней мантии, М., 1968. ⁶ A. Polder-vaart, A. B. Parker, Am. J. Sci., 262, № 3 (1964). ⁷ J. G. Moore, Contr. Mineral. and Petrol., 28, № 3 (1970).