

Е. П. Леликов, Е. П. Терехов

ЩЕЛОЧНЫЕ ВУЛКАНИТЫ ДНА ЯПОНСКОГО МОРЯ

Дано описание щелочных вулканогенных пород олигоцен-раннемиоценового возраста — трахилипаритов, трахилипарито-дацитов, игнимбритов, трахиандезитов, туфов смешанного состава, широко развитых в юго-восточной части Японского моря и залегающих в виде покровов на ряде возвышенностей на гетероген-

ном древнем фундаменте. На основании представления о глубинном источнике щелочных магм делается вывод о том, что проникновение щелочных вулканитов происходило по глубинным разломам, с которыми связано блоковое опускание структур Японского моря и начало формирования его впадины.

Вулканогенные породы щелочного типа имеют широкое распространение в южной и юго-восточной части Японского моря, залегая в виде покровов на ряде подводных возвышенностей на глубине от 350 до 2150 м ниже уровня моря (рис. 1). Они установлены в юго-восточной части Восточно-Корейской возвышенности, в центральной части возвышенностей Ямато и Криштофовича, в северной части возвышенности Оки, на возвышенностях Пржевальского и Уллындо, на хр. Оки, банке Хакусан и на склоне желоба Таяма.

Покровы залегают на гетерогенном фундаменте, в строении которого принимают участие докембрийские и палеозой-мезозойские образования.

На возвышенности Криштофовича фундамент сложен роговообманковыми, биотит-амфиболовыми, биотитовыми гнейсами и мигматитами архей-раннепротерозойского возраста [4], которые прорваны биотит-роговообманковыми диоритами, гранодиоритами, биотитовыми и лейкократовыми гранитами нижнемелового возраста (110, 102 млн. лет). На хр. Оки и возвышенностях Ямато и Пржевальского щелочные вулканиты залегают на биотитовых гранитах позднепалеозойского возраста (270 млн. лет) и роговиках кварц-эпидот-биотит-амфиболовых и кварц-микроклин-эпидотовых, а также кварц-биотитовых сланцах и амфиболитах.

В туфах хр. Оки отмечаются обломки пироксен-роговообманковых гнейсов и порфиробластических гранитов, сходных с докембрийскими образованиями возвышенности Криштофовича и Ханкайского массива, наличие которых может свидетельствовать о докембрийском кристаллическом фундаменте этой структуры.

На банке Хакусан толщу вулканитов подсти-

лают филлиты палеозой-мезозойского возраста (180 млн. лет) и гранитоиды биотит-роговообманкового состава.

На Восточно-Корейской возвышенности и возвышенности Уллындо трахилипариты и туфы залегают на протерозойских гранитах, обломки которых в виде литокласт отмечаются в крупнообломочных туфах этой толщи.

По геологическому положению вышеописанные вулканиты сходны с нижнемиоценовыми вулканитами зоны зеленых туфов Японии, широко развитыми в пределах внутренних поясов северо-восточной и юго-западной Японии [6]. Древний фундамент здесь также сложен породами различного возраста и подвергся блоковым движениям и эрозии до начала формирования вулканитов, которые залегают непосредственно на метаморфическом комплексе Хида (о-ва Оки, район Хокурики), комплексе Сангун, меловых гранитах или на образованиях верхней палеозойской группы Тэтори.

Несмотря на значительную разобщенность выходов вулканитов в Японское море, они имеют близкий петрографический и химический состав на различных участках морского дна, изученного очень неравномерно. На большинстве полигонов эти породы подняты на двух — семи станциях драгирования, и лишь на хр. Оки они установлены более чем на 25 станциях. Среди них преобладают туфы и игнимбриды трахидацитового и трахилипаритового состава, а более основные породы (андезиты, андезиты-дациты и их туфы) встречаются в подчиненном количестве.

Наиболее широким распространением щелочные вулканиты пользуются на хр. Оки (полигон 25), расположенном в 90 км к северо-востоку от одноименных островов. Они подвпя-

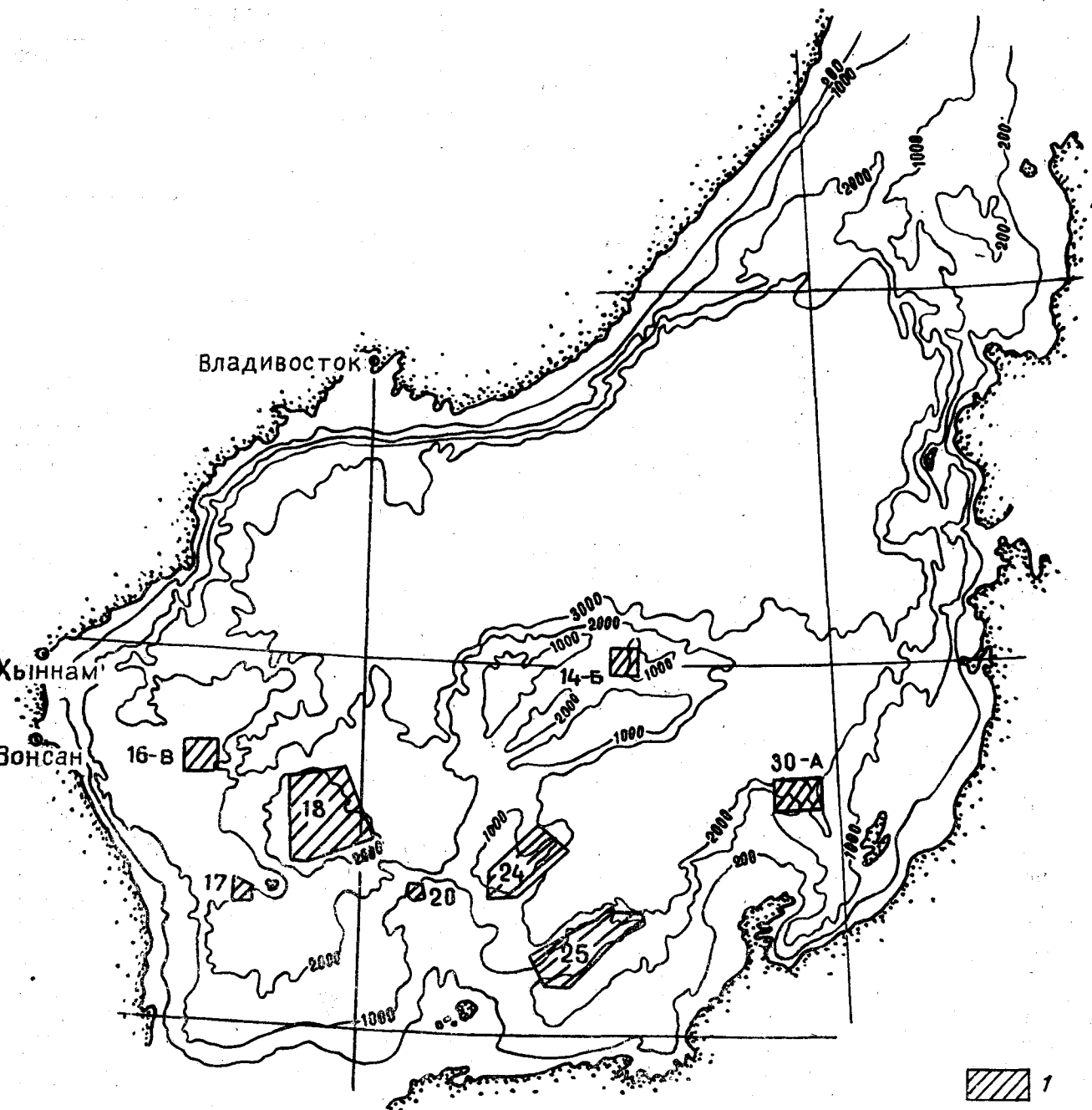


Рис. 1. Схема расположения площадей исследования.
1 — полигон и его номер.

ты на многочисленных станциях драгирования в пределах всего исследованного участка хребта длиной до 65 км и отнесены к двум толщам, нижняя из которых сложена вулканитами преимущественно липаритового состава, а верхняя — андезито-дацитового состава (рис. 2).

Породы нижней толщи установлены на склонах отдельных уступов и останцов, развитых на поверхности плато в интервале глубин 350—550 м, а в его северной части эти породы

были подняты со склона с глубины 1100 м. Они представлены игнимбритами, среди которых выделяются липарит-трахитовые, трахилипарито-дацитовые и трахилипаритовые разности. Игнимбриты сложены обломками кислого стекла с псевдофлюидальной текстурой и игнимбритовой структурой и обломками кристаллов калишпата (до 1,2 мм), кварца (до 2,4 мм), плагиоклаза (до 0,5 мм). Характерны наличие сферолитовых структур и перекристаллизация

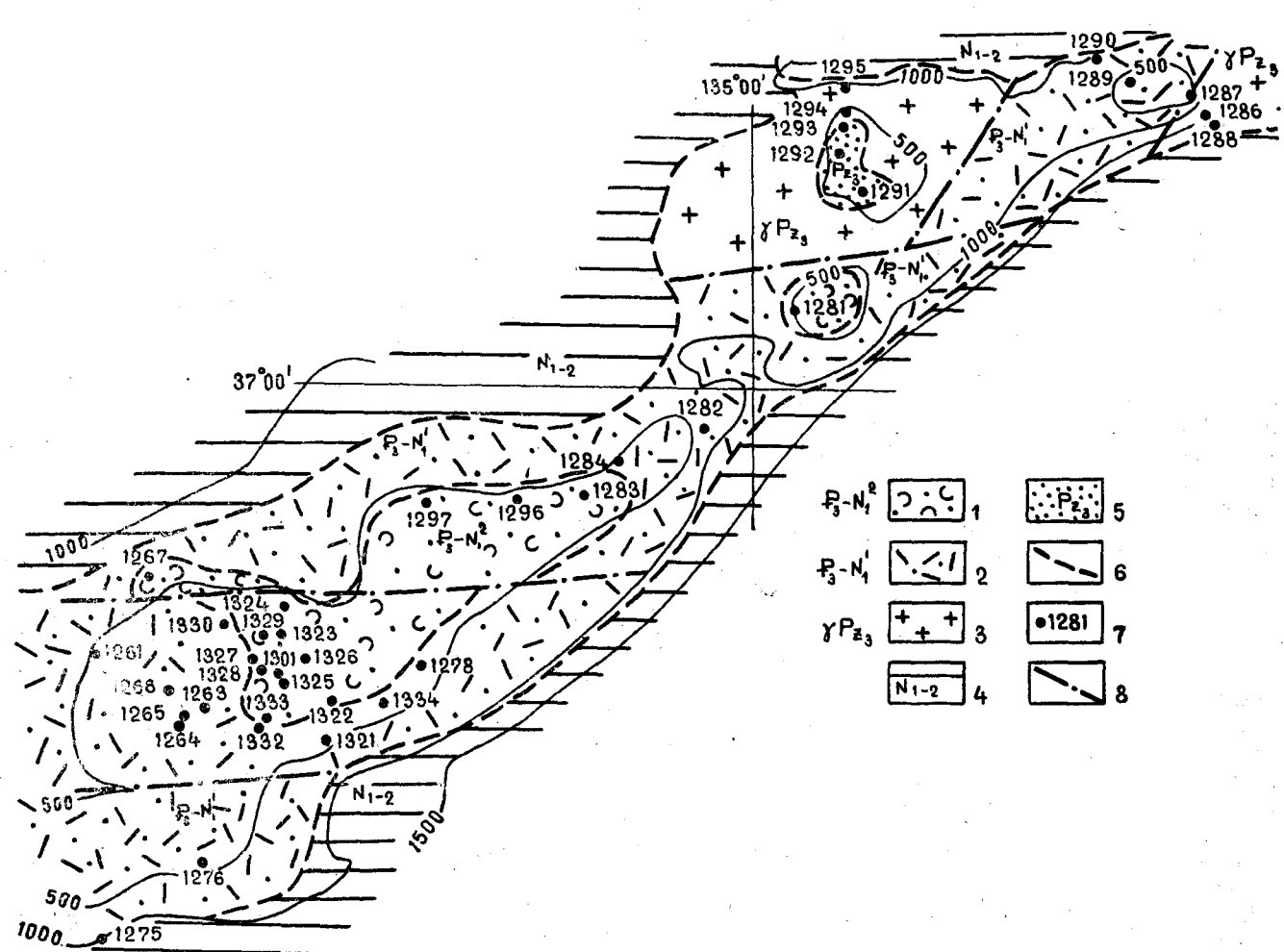


Рис. 2. Схематическая геологическая карта хр. Оки (полигон 25):

1 — вулканы андезит-дацитового состава верхней толщи; 2 — игнимбриты липаритового состава нижней толщи; 3 — граниты; 4 — неогеновые отложения; 5 — роговики; 6 — геологические границы; 7 — станция драгирования и ее номер; 8 — предполагаемые разрывные нарушения.

стекловатой массы с образованием участков кварц-полевошпатового состава с микрогранобластовой структурой вокруг кристаллов кварца. Отмечаются единичные кристаллы биотита и обломки пород, представленные перекристаллизованными эффузивами неясного состава, микроклиновыми гранитами и биотитовыми плагинейсами, представляющими собой образования кристаллического фундамента, вынесенные на поверхность в процессе излияния лав.

Верхняя толща, развитая в центральной и южной частях плато, слагает поле длиной до 32 и шириной до 12 км, вытянутое в северо-восточном направлении. Образования этой толщи установлены на поверхности хребта в его центральной части на глубине 270—400 м, а на северо-востоке в интервале глубин 450—550 м. В составе верхней толщи выделяются андезито-дацитовые игнимбриты, крупнообломочные и псаммитовые туфы смешанного состава и мелкообломочные пещловые туфы.

Игнимбриты сложены обломками стекла различной степени спекания, в небольшом количестве в них наблюдаются обломки плагиоклаза (до 2 мм), пироксенов (0,1—0,8 мм), роговой обманки (0,2—1,4 мм) и эффузивов среднего состава с гиалопилитовой и микролитовой структурой.

Крупнообломочные и псаммитовые туфы смешанного состава состоят из обломков пород (пироксеновых андезитов, плагинейсов и их туфов и липаритов) и кристаллов (плагиоклаза, кварца, калишпата и пироксена), сцементированных криптокристаллическим агрегатом с реликтами обломков стекла. Преобладание обломков андезитов в породе позволяет отнести их к туфам среднего состава.

Мелкообломочные витрокластические пещловые туфы состоят из обломков стекла (размером 0,05—0,1 мм) и редких обломков плагиоклазов алевритовой размерности, сцементированных стекловатой массой.

К северу от хр. Оки на возвышенности Пржевальского (полигон 24) развит вулканогенный комплекс, сходный с вулканами хр. Оки, но подразделить его на две толщи из-за небольшого количества станций драгирования не представляется возможным. В его сложении принимают участие туфы смешанного состава, туфы трахидацита, игнимбриты (липарит-трахитовые, трахилипаритовые и измененные трахилипарит-дацитовые), а также фельзит-порфиры.

Туфы смешанного состава состоят из обломков пироксеновых андезитов (60—70%), оплавленных зерен андезина (40—50% Ан) и кристаллов пироксена. Цементирующая масса представлена измененным стеклом. По размеру обломков (0,1—2 мм) это псаммитовые, а по составу — литокристаллокластические туфы.

Фельзит-порфиры — порфировые породы с сферолитовой, участками микрогранофировой основной массой, с порфировыми выделениями (до 15%) таблитчатых зерен кислого плагиоклаза (12—15% Ан) и калиевого полевого шпата, заключенными в кварц-полевошпатовом агрегате.

На северном склоне возвышенности Оки (полигон 20), в 120 км к северу от одноименных островов, установлены выходы туфов липаритового состава, перекрытых среднемиоценовыми отложениями. Это спекшиеся литокристаллокластические псефо-псаммитовые туфы и туфолавы с флюидалной текстурой. Литокласты (15—20%) представлены аргиллитами, кварцитами, липаритовыми и андезитовыми порфиридами, а среди кристаллокластов (до 50%) преобладают зерна кварца, альбит-олигоклаза, калиевого полевого шпата и биотита. Флюидалная сферолитовая основная масса их имеет стекловато-пепловый состав.

В центральной части возвышенности Ямато (полигон 14-В) с поверхности отдельно расположенной округлой возвышенности подняты витрокристаллокластические туфы андезитового состава, литокласты в которых сложены обломками андезитов, кристаллокласты — зернами плагиоклаза и пироксена, а основная масса — спекшимся или раскристаллизованным стеклом. Кроме того, здесь же распространены псефо-псаммитовые литокристаллокластические туфы и игнимбриты, аналогичные туфам смешанного состава и игнимбритам хр. Оки.

В пределах банки Хакусан и юго-западного борта трога Таяма (полигон 30-А) развиты андезито-дацитовые порфириты, липаритовые порфиры и липарито-трахитовые и трахилипаритовые туфы.

Андезито-дацитовые слабо флюидалные порфириты сложены тонкокристаллической, участками стекловатой, основной массой с порфировыми выделениями полевого шпата.

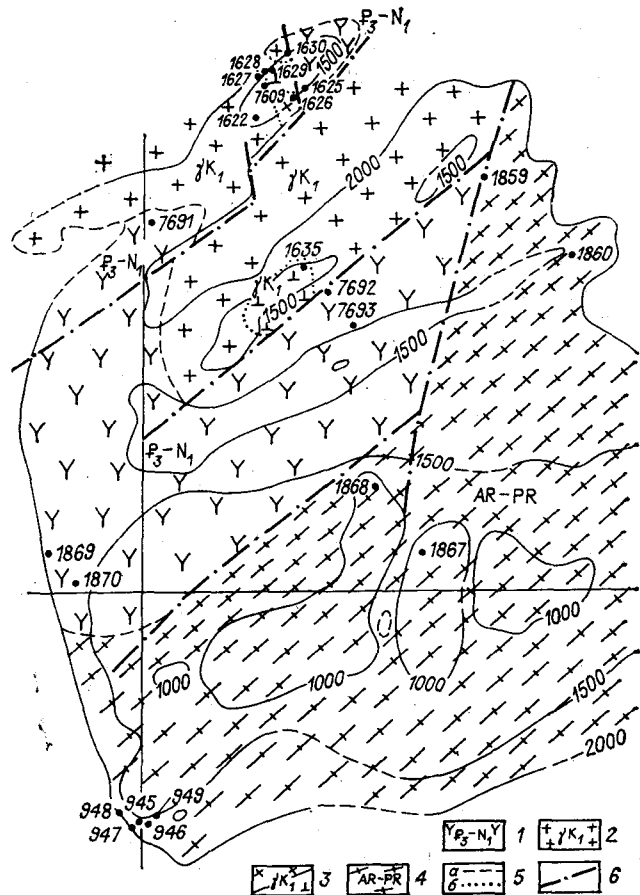


Рис. 3. Схематическая геологическая карта возвышенности Криштофовича (полигон 18).

1 — палеоген-неогеновые вулканы; 2—3 — нижнемеловые гранитоиды: 2 — граниты, 3а — гранодиориты, 3б — диориты; 4 — архей-раннепротерозойские гнейсы; 5 — геологические границы: а — между разновозрастными образованиями, б — между фаціальными разновидностями; 6 — предполагаемые разрывные нарушения.

Липаритовые порфиры имеют волнокристаллическую зернистую основную массу (до 30%) и содержат порфировые выделения полевых шпатов (до 40%) и зерна кварца (до 30%).

Псефо-псаммитовые туфы — флюидалные породы с кристалловитрокластической основной массой, литокласты которых представлены обломками липаритов, кремнистых алевролитов, а кристаллокласты — зернами полевого шпата.

На возвышенности Криштофовича (полигон 18, рис. 3) наряду с андезито-дацитами, аналогичными описанному на других возвышенностях, развиты кристалловитрокластические туфы трахилипарита, кристаллокласты которых представлены кварцем, калишпатовым и плагиоклазом различной размерности — от 0,02 до 0,8 мм, причем мелкие обломки имеют остроугольную форму, а края более крупных зерен оплавлены. В них обычно присутствуют обломки стекла с игнимбритовой структурой. Основную массу составляет стекло с реликтовой

Таблица 1

Результаты радиоизотопного определения возраста вулканитов

№ п/п	№ проб	К, %	Содержание радио-генного аргона в нг/г	Ar/K × 10 ⁻³ , г/г	Возраст, млн. лет
1	1263-а	4,08	7,4	1,52	27,5±1,5
2	1268-1 ^В	4,75	5,1	0,9	16,5±1,0
3	1432-6	1,20	1,53	1,52	27,5±1,5
4	1434-4	2,00	3,25	1,36	24,5±1,5
5	1649	1,93	3,48	1,51	27,5±1,5
6	1656-1	3,09	4,2	1,14	20±1,5
7	1605	5,26	5,81	0,93	17±1,0

Примечание: 1263-а, 1268-1^В — игнимбрилы липарит-трахитовые; 1432-6, 1434-4, 1649 — туфы андезито-дацитов; 1656-1 — туф смешанного состава; 1605 — трахилипарит.

Анализы проб выполнены в лаборатории треста «Киевгеология» Котлярским П. М.

псевдофлюидальной структурой. Здесь же наблюдаются трахилипариты с порфировой структурой, обусловленной развитием выделений полевого шпата, роговой обманки и биотита в стекловатой или микрокристаллической основной массе.

На возвышенности Уллындо (полигон 17), расположенной в 25 км к западу от одноименного острова, развиты туфы андезито-дацита и трахилипарита. Среди них преобладают породы с литокристаллокластической структурой и обломками пород (30—35%), представленных андезитами, плагиогранитами, фельзитами, туфами липаритов и кварцем, заключенных в связующей массе с микросферолитовой, пепловой и кристаллокластической псаммитовой структурой. Основная масса сложена лейстами плагиоклаза, зернами эпидота, амфибола и рудного минерала, сцементированных стеклом.

В меньшем количестве встречены кристаллокластические туфы с выделениями олигоклаза, калишпата, роговой обманки, эпидота и рудного минерала, заключенных в стекловатой массе, с игнимбритовой и микрофельзитовой структурой.

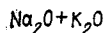
На юго-восточном склоне Восточно-Корейской возвышенности (полигон 16-В) подняты

Таблица 2

Результаты радиоизотопного определения возраста вулканитов

№ пробы	К, %	K ⁴⁰ , г/г × 10 ⁷	Ar ⁴⁰ , г/г × 10 ⁷	Ar ⁴⁰ /K ⁴⁰	Возраст, млн. лет
1869-16	5,13	62,586	0,0848	0,001354	23,4
1221-2	3,32	40,50	0,005628	0,00139	24,0

Примечание. 1869-16 — туф трахидацита; 1221-2 игнимбрил трахилипаритовый. Пробы проанализированы в лаборатории Приморгеология Грачевой А. А.



05

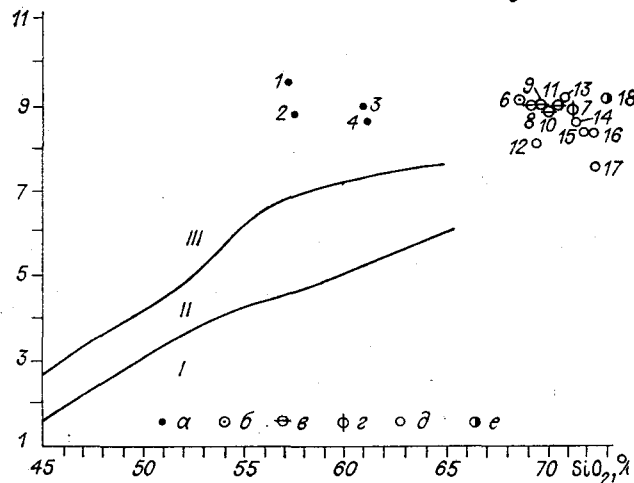


Рис. 4. Соотношение щелочей и кремнезема в вулканитах (диаграмма Куно [3]).

I — поле толеитовых серий; II — поле известково-щелочных серий; III — поле щелочных серий; а — туфы трахиандезитового и смешанного состава; б — туфы трахидацитов; в — игнимбрилы и туфы липарито-трахитовые; г — трахилипарито-дацит; д — игнимбрилы трахилипаритовые; е — трахилипарит. Номера точек соответствуют порядковым номерам табл. 2.

тонкофлюидальные трахилипариты, состоящие из чередования полосок мощностью до 0,1 мм, сложенных агрегатом, в котором преобладают мелкие лейсты плагиоклаза и полос, состоящих из основной массы буроватого цвета без порфировых выделений. Структура породы микропорфировая с микрофельзитовой основной массой, с порфировыми выделениями (до 10%) альбит-олигоклаза размером до 0,5—1,0 мм.

Время формирования вулканитов на основании радиоизотопного анализа (калий-аргоновый метод) определяется как поздний палеоген — ранний миоцен (24—27,5 млн. лет, табл. 1, 2).

Вулканиты характеризуются повышенной концентрацией щелочей (табл. 3), суммарное содержание которых составляет 8,0—11,5%, причем всем типам пород, за исключением двух образцов трахилипаритовых игнимбритов, свойственно преобладание калия над натрием. На диаграмме, отражающей соотношение щелочей и кремнезема (диаграмма Х. Куно, 1970), описываемые вулканиты относятся к породам щелочной серии, причем суммарное содержание щелочей остается постоянным для разновидностей среднего состава и липаритов (рис. 4).

Всем типам пород свойственно низкое содержание магния и кальция, а также закономерное снижение кальция и суммарного железа в направлении от средних разностей к кислым. На диаграмме $\Sigma\text{Fe} - \text{Na} + \text{K} - \text{Mg}$ точки, соответствующие этим породам, располагаются в щелочной области и вариационная кривая их проходит почти параллельно линии $\Sigma\text{Fe} - \text{Na} + \text{K}$

Химический состав пород (% массы)

Номер образца

Компонент	Номер образца																	
	1656	1659	1289-3 ^а	1289-3 ^б	939	1257-2 ^б	1256-1 ^в	1608	1643-1	1643-3	1261-7	1255-2	1643	1286-4 ^е	939-2	1222	1221-2	1605
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO ₂	57,35	57,55	61,04	61,14	67,84	68,74	70,15	69,40	70,46	69,96	69,20	69,27	71,32	71,64	71,92	72,46	72,64	73,14
TiO ₂	0,92	0,94	0,46	0,43	0,18	0,26	0,42	0,28	0,14	0,13	0,12	0,20	0,13	0,31	0,28	0,26	0,19	0,16
Al ₂ O ₃	17,73	16,83	12,26	11,50	14,92	13,46	12,80	14,18	12,62	13,07	12,67	12,87	13,73	12,42	13,53	13,91	13,26	13,20
Fe ₂ O ₃	6,53	8,36	5,78	6,86	2,21	1,89	3,15	1,64	2,84	2,41	1,14	2,32	1,78	1,60	2,37	1,24	1,72	1,17
FeO	1,04	1,19	0,85	1,12	1,47	2,84	1,63	0,77	1,19	1,31	2,45	1,11	0,82	1,44	0,39	1,01	1,08	1,67
MnO	0,22	0,24	0,13	0,11	0,07	0,09	0,07	0,05	0,07	0,06	0,09	0,01	0,05	0,07	0,30	0,05	0,05	0,05
MgO	1,05	1,24	0,63	0,53	0,55	0,33	0,26	0,79	0,43	0,21	0,01	0,24	0,03	—	0,50	0,20	0,30	0,03
CaO	4,39	3,36	1,91	1,91	0,42	0,53	1,03	0,85	0,88	0,79	0,70	2,40	0,88	1,51	1,68	1,13	0,99	0,44
Na ₂ O	4,00	3,75	3,90	3,80	5,00	4,00	4,26	3,95	4,16	4,17	4,33	3,48	4,83	4,44	3,62	3,87	3,50	3,50
K ₂ O	5,54	5,07	5,12	4,82	6,50	5,13	4,64	6,00	4,80	4,44	5,00	4,64	4,56	4,21	4,00	4,50	4,10	5,57
P ₂ O ₅	—	—	0,13	0,13	0,04	0,06	0,17	0,08	—	0,05	0,03	0,94	0,17	0,10	0,26	0,04	0,04	0,04
H ₂ O ⁻	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁻	—	—	2,80	2,64	—	—	0,32	—	—	—	—	0,39	—	0,36	—	—	—	—
П. п. п.	1,11	1,34	4,42	4,58	1,46	2,30	0,90	1,92	2,60	3,06	3,59	1,66	1,66	1,00	1,32	1,41	1,46	0,58
Сумма	99,88	99,87	99,42	99,57	100,66	99,63	99,77	99,91	100,19	99,67	99,63	99,53	99,96	99,10	100,17	100,08	99,41	99,55
H ₂ O ⁺	—	—	—	—	—	2,22	—	0,96	—	2,98	3,10	—	1,26	—	—	—	—	—

Примечание: обр. 1656, 1659, 1289-3^а, 1289-3^б — туфы трахиандезитового и смешанного состава; 939, 1257-2^б — туф трахидациита; 1256-1^в — трахилипарит-дацит; 1608, 1643-1, 1643-3, 1261-7 — игнимбриты и туфы липарито-трахитовые; 1255-2, 1643, 1286-4^е, 939-2, 1222, 1221-2 — игнимбриты трахилипаритовые; 1605 — трахилипарит; 1656, 1659 — полигон 14-Б; 1289-3^а, 1289-3^б, 1267-1, 1286-4^е — полигон 25; 939, 939-2 — полигон 17; 1257-2^б, 1256-1^в, 1255-2 — полигон 24; 1608, 1605 — полигон 16-В; 1643-1, 1643-3, 1643 — полигон 30-А; 1222, 1221-2 — полигон 20.

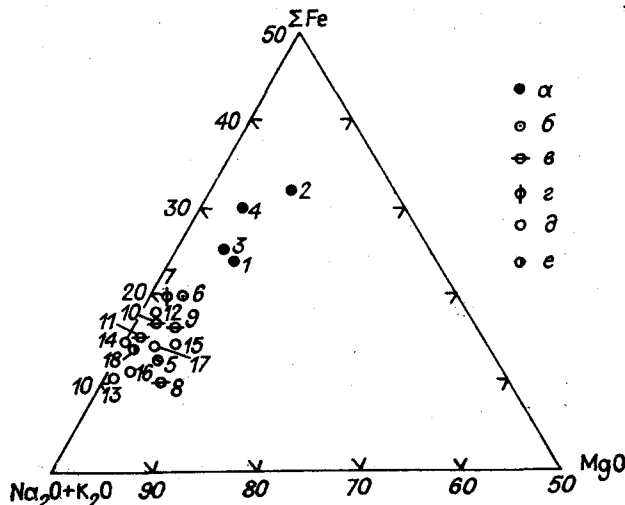


Рис. 5. Петрохимическая диаграмма вулканитов. Условные обозначения аналогичны рис. 4.

с незначительным отклонением в магнезиальную область туфов трахиандезитового состава (рис. 5). Широкое развитие игнимбритов в составе вышеописанных толщ указывает на возможность их формирования в аэральном источнике щелочных магм, которые характерны для консолидированных орогенических зон [2], может свидетельствовать о наличии в позднем палеогене на всей акватории Японского моря или в его юго-западной части зрелой коры континентального типа. Подъем магматических

расплавов и блоков опускание структур этого участка по глубинным разломам привели к сокращению мощности земной коры прежде всего за счет уменьшения мощности гранитного слоя до 6,5—3 км [1]. Возможно, это происходило путем переплавления пород докембрийского и палеозойского фундамента с селективным усвоением расплавами их компонентов, что могло служить дополнительным источником щелочности (калиевости) этих магм.

Формирование щелочных вулканогенных толщ является своеобразным рубежом в геологической истории Японского моря, завершающим «континентальную» историю развития Японского моря, структура которого в домиоценовое время развивалась как единое целое со структурами окружающей суши. Эти вулканиты представляют собой аэральные образования, приуроченные к глубинным разломам, по которым происходило излияние щелочной магмы глубинных очагов, а также опускание блоков земной коры и начало формирования впадины Японского моря. Собственно морская его история начинается со среднего миоцена, с накопления толщ с морской фауной [5], в основании которых залегает базальный горизонт валуников, образованный в прибрежно-морских условиях. Его современное положение на глубинах 1700—2200 м ниже уровня моря свидетельствует о значительном опускании япономорских структур в послемiocеновое время.

ЛИТЕРАТУРА

1. Васильковский Н. П. и др. Основные черты геологического строения дна Японского моря. М.: Наука, 1978.
2. Коржинский Д. С. Зависимость содержаний редких элементов в магматических породах от их щелочности.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 4.
3. Куньо Х. Латеральная вариация базальтовой магмы вквост окраин континентов и островных дуг.— В кн.: Окраины континентов и островные дуги. М.: Мир, 1970.
4. Леликов Е. П., Пирогова Л. Г. Петрохимические и геохимические особенности пород гнейсомигматитового комплекса юго-западной части Японского моря.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 5.
5. Леликов Е. П. и др. Геологическое строение подводного хребта Оки и возвышенности Пржевальского.— В кн.: Новые данные по геологии Дальневосточных морей. Владивосток, 1979.
6. Геологическое развитие Японских островов/Мина-то М., Гораи М., Фукахаси М. М.: Мир, 1968.