

УДК 550.42 : 552.333

© 1990 г.

О. Н. ВОЛЫНЕЦ, В. С. УСПЕНСКИЙ, Г. Н. АНОШИН, М. Г. ВАЛОВ,  
М. Г. ПАТОКА, Ю. М. ПУЗАНКОВ, В. В. АНАНЬЕВ,  
Ю. Г. ШИПИЦИН

**ЭВОЛЮЦИЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО РЕЖИМА  
МАГМООБРАЗОВАНИЯ НА ВОСТОЧНОЙ КАМЧАТКЕ  
В ПОЗДНЕМ КАЙНОЗОЕ  
(по геохимическим данным)**

Изучение вещественного состава вулканитов Восточной Камчатки, соответствующих времени заложения северной ветви Курило-Камчатского глубоководного желоба, показывает, что они резко отличаются от пород, слагающих собственно позднеплиоцено-четвертичный Восточный вулканический пояс. При этом наиболее древние вулканиты имеют позднемиоценовый возраст и по своим геохимическим характеристикам ( $Zr/Nb = 6-9$ ,  $La/Ta = 12-23$ ,  $La/Yb_n = 7-32$ ) соответствуют внутриплитным щелочным и субщелочным базальтам. Более молодые плиоценовые вулканиты отвечают умеренно-щелочным и субщелочным вулканитам окраинно-континентальных рифтов типа рифта Рио-Гранде ( $Zr/Nb = 18-25$ ,  $La/Ta = 20-23$ ,  $La/Yb_n = 2,3-2,9$ ), а позднеплиоценовые вулканиты собственно Восточного пояса—типичным породам островных дуг ( $Zr/Nb = 30-120$ ,  $La/Ta = 35-75$ ,  $La/Yb_n = 0,7-1,9$ ).

Таким образом, эволюция магматизма в истории развития Восточного вулканического пояса Камчатки резко отличается от модели, общепринятой для островных дуг.

EVOLUTION OF GEODYNAMIC REGIME OF MAGMA FORMATION IN EAST KAMCHATKA IN THE LATE CENOZOIC AS SHOWN BY GEOCHEMICAL DATA, by Volynets O. N., \* Uspensky V. S., \*\* Anoshin G. N., \*\*\* Valov M. G., \*\* Patoka M. G.,\*\* Puzankov Yu. M.,\*\*\* Ananyev V. V.,\* and Shipitsyn Yu. G.\*\*\* Studies of bulk composition of volcanites in East Kamchatka which correspond to emplacement of the northern branch of the Kurile-Kamchatka deep sea trench indicate that they sharply differ from rocks composing the Late Pliocene — Quaternary Eastern volcanic belt proper. The oldest volcanites belong to Late Miocene and in their geochemical characteristics ( $Zr/Nb=6-9$ ,  $La/Ta=12-23$ ,  $La/Yb_n=7-32$ ) correspond to intraplate alkaline and subalkaline basalts. More recent Pliocene volcanites correspond to moderate alkaline and subalkaline volcanites of marginal continental rifts (of the Rio Grande rift type) ( $Zr/Nb=18-25$ ,  $La/Ta=20-23$ ,  $La/Yb_n=2,3-2,9$ ) and the Late Pliocene volcanites of the Eastern belt proper are typical island arc rocks ( $Zr/Nb = 30-120$ ,  $La/Ta = 35-75$ ,  $La/Yb_n = 0.7-1.9$ ).

Therefore, the evolution of magmatism in the Eastern volcanic belt in Kamchatka sharply differs from the commonly accepted island arc model.

(Received September 16, 1989)

\* Institute of Volcanology, Far East Division, USSR Academy of Sciences, Petropavlovsk-Kamchatskii. 683006, USSR

\*\* PGO «Kamchatgeologia», Ministry of Geology, Petropavlovsk-Kamchatskiy 683016, USSR

\*\*\* Institute of Geology and Geophysics, Siberian Division, USSR Academy of Sciences, Novosibirsk, 630090, USSR

### Введение

Известно, что в миоценовое время Восточная Камчатка представляла собой невулканическую область, в пределах которой формировался Тюшевский прогиб, заполнявшийся терригенными осадками [6]. Однако вслед за заложением в позднем миоцене северной части Курило-Камчатского желоба этот район стал ареной активной вулканической деятельности [6], и здесь сформировался Восточный вулканический по-

яс, представляющий собой одно из звеньев современной Курило-Камчатской островодужной системы.

Хотя верхнеплиоцен-четвертичные вулканы, слагающие пояс, изучены весьма детально [1, 2, 8 и др.], сведения о более древних вулканических проявлениях, соответствующих времени заложения желоба и этапу первоначальной вулканической активности, крайне ограничены. Установлено только, что выходы их протягиваются прерывистой полосой вдоль западного обрамления пояса по восточным отрогам Валагинского хребта и в хр. Тумрок, а в составе их в отличие от низко- и умереннокалиевых лав собственно Восточного пояса присутствуют субщелочные базальты и трахибазальты неясной сериальной принадлежности [3, 5, 11]. Силлы щелочных базальтов обнаружены также в низах неогенового разреза при бурении в зоне сочленения Тюшевского прогиба со структурой Кроноцкого полуострова на восточном обрамлении вулканического пояса [10].

Исследование геологического положения и геохимическое опробование вулкаников раннего этапа развития Восточного пояса, проведенное при геологическом картировании масштаба 1:50000 в 1986—1988 гг. под руководством М. Г. Патоки, В. С. Успенского, М. Г. Валова на одном из участков западного обрамления его, а также ревизия опубликованных материалов [3, 5, 10] дали принципиально новые результаты, важные для понимания тектономагматической эволюции Восточной Камчатки в позднем кайнозое.

### **Геологическое положение вулкаников раннего этапа развития Восточного пояса**

Район исследований расположен на восточных отрогах Валагинского хребта в бассейне р. Левая Жупанова (рис. 1, врезка). Вулканизм проявился здесь на поздней стадии развития неогенового Тюшевского прогиба, когда последний заполнялся вулканотерригенной континентальной молассой [11]. Верхняя часть местного стратиграфического разреза, включающая вулканы, относится нами и предыдущими исследователями к шапинской свите, возраст которой до последнего времени считался плиоценовым [5, 11]. Однако полученные новые данные не вполне согласуются с этими представлениями. Учитывая важность датировки вулканических проявлений, особенно начала вулканизма, остановимся подробнее на вопросе возраста свиты.

Шапинская свита изучалась в разрезах на р. Левая Жупанова, по ее правым притокам — ручьям Хрустальный и Холодный и на горе Стол (соответственно см. рис. 1, разрезы 1—4). При этом в трех первых случаях охватывались и подстилающие, а в последнем — перекрывающие образования. На нижней и верхней границах свиты фиксировались лишь незначительные размывы без каких-либо признаков структурного несогласия. Полученный по разрезам биостратиграфический материал анализировался в ПГО «Камчатгеология» палеонтологом Л. Н. Коновой, микропалеонтологом Р. М. Мясниковой, палеоботаником Г. Б. Чигаевой, палинологом З. Ш. Соколовой, палеомагнитологом Р. И. Ремизовским.

Шапинскую свиту во всех разрезах подстилает 230-метровая толща песчаников, изредка переслаивающихся с алевролитами, которая содержит макро- и микрофауну. Пеллециподы и гастроподы представлены 30 видами, из которых характерны и не встречаются в более древних отложениях *Nucula tenuis* (Montagu), *Yoldia* cf. *epilongrissima* Glad. *Y. ermanensis* Glad., *Tellina* cf. *pulchra* Slod., *Siliqua costata* (Say), *Mactra coalingensis* Arnold, *M. selbyensis* Packard, *Mya* ex gr. *producta* Conrad, *Sinum* cf. *scopulosus* Conrad, *Neptunea despecta* L. Фораминиферы в толще песчаников встречаются редко и в небольших количествах. До вида

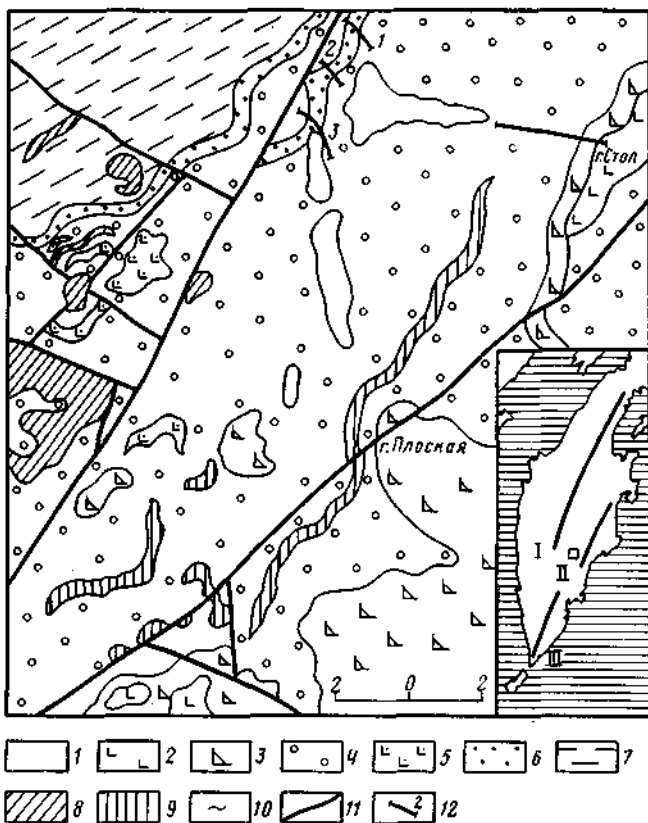


Рис. 1. Схема геологического строения бассейна р. Левая Жупанова: 1— рыхлые четвертичные отложения; 2— нижнечетвертичные базальты; 3—5— шапинская свита (верхний миоцен — плиоцен): 3— базальты верхней части разреза, 4— вулканотерригенная моласса, 5— щелочные базальты нижней части разреза; 6— песчаниковая толща (верхний миоцен); 7— алевролитовая толща (миоцен); 8—10— субвулканические тела: 8— дацитов, 9— базальтов, 10— щелочных базальтов; 11— тектонические нарушения; 12— геологические разрезы и их номера. На врезке показано положение вулканических поясов Камчатки (I— Срединный хребет, II— Восточный, III— Южный), квадратиком обозначен район исследований

определены *Buccella cf. pseudogrigida* Seonenko, *Criboelphidium cf. vulgare* (jVolosh.), *Elphidiella cf. nutovoensis* (Borovl.), *E. oregonensis* (Cushm. et Grant), *Pseudoelphidiella cf. hannai* (Cushm. et Grant), *P. cf. problematica* (Volosh.), *Globobulmina pacifica* Cushm. *Islandiella cf. miocenica* (Volosh. et Borovl.) Как макро-, так и микрофаунистический комплексы принадлежат, без сомнения, верхам этолонского регионального горизонта, датированного [4] средним — поздним миоценом. Такой вывод подтверждается тем, что отложения, более древние, чем песчаники, также характеризуются этолонской фауной, а по палеомагнитным данным толща песчаников формировалась 7,4—5,8 млн. лет тому назад.

Сама шапинская свита содержит обильные флористические остатки. В ее нижней части, главным образом на руч. Хрустальный, из собранной палеофлоры до вида определены *Equisetum parlatorii* (Heer) Shimper, *Matteuccia septentrionalis* For., *Salix vimenoides* Cheleb., *S. preobrajenskiyi* Cheleb., *S. ovalis* Vczer., *S. itelmensis* Cheleb., *S. cf. samylinae* Ilijinsk. et Pheva, *S. cf. uglensis* Cheleb., *S. keniaina* Wolfe, *S. cf. brachipoda* (Trautv. et Mey) Kom., *S. triandroides* Cheleb. Этот комплекс флоры, по заключению Г. Б. Чигаевой, «ближе всего стоит к флорам классической свиты Восточной Камчатки и эрмановской свиты Западной Камчатки, возраст которых... устанавливается в пределах позднего миоцена». Рас-

смагивая 15 полноценных палиноспектров из этой же части разреза, З. Ш. Соколова заключает: «...основным компонентом являются ель, ольха, береза, тсуга; постоянны, но малочисленны теплолюбивые формы широколиственных и таксодиевых. В то же время заметное участие трав, постоянная встречаемость восковников (до 60%) позволяет предположить позднемиоценовый возраст отложений, относимых к шапинской свите».

В верхней части шапинской свиты, на горе Стол саликсовая флора заметно обновилась, представлена уже иными формами. Отсюда определены: *Salix glaucifolia* Cheleb., *S. udensis* (Trautv. et Mey) Kom. *S. abskondita* Laksh., *S. preobrajenskyi* Cheleb., *Alnus tumrokensis* Cheleb., *Alnaster pseudokamtchaticum* Baik.

По заключению Г. Б. Чигаевой, появляются виды ив, имеющие сходство с современными, что позволяет датировать вмещающие отложения плиоценом. К такому же выводу приходит З. Ш. Соколова, которая, однако, не исключает и эоплейстоценовый возраст. Для этой части разреза известны и диатомологические определения, которыми возраст отложений определяется в пределах: поздний плиоцен-эоплейстоцен [3].

Вулканические проявления установлены как в нижней, так и в верхней частях разреза шапинской свиты. В нижней части, развитой по правым притокам р. Левая Жупанова — ручьям Хрустальный и Степанова, в бассейнах этих ручьев, на участке, расположенном в 5—6 км юго-восточнее горы Корниловской, встречены единичные лавовые потоки субафировых оливиновых базальтов мощностью от 10 до 30—50 м. Потоки залегают среди конгломератов и менее грубых осадочных пород и, возможно, формируют небольшой палеовулкан. Дайки клинопироксен-оливиновых базальтов отмечены в междуречье ручьев Хрустальный и Степанова, по руч. Степанова и Холодный. Поскольку проявления оливиновых базальтов приурочены к низам разреза шапинской свиты, возраст их скорее всего позднемиоценовый.

Восточнее, на правом и левом берегах р. Левая Жупанова в районе гор Стол и Плоская в верхах свиты, развит комплекс субафировых оливиновых и метаплагиофировых базальтов и более редких андезитобазальтов. Они слагают лавовые потоки мощностью 5—15 м, расслоенные горизонтами базальтовой пирокластики, иногда с линзами терригенных и органогенных (диатомиты) пород, а также мощные (до 30 м) и протяженные (по 15 км) силлы и редкие дайки. Извержения носили, по-видимому, ареальный характер и привели к формированию обширных лавовых плато. Возраст лав, как и всей верхней части разреза, плиоценовый.

### **Петрография и минералогия вулканических пород**

Как уже отмечалось, среди базальтов нижней части разреза выделяются порфиоровые и субафировые разности. Первые содержат до 20—30% вкрапленников оливина и клинопироксена и имеют хорошо раскристаллизованную основную массу; вторые — единичные вкрапленники оливина, субфенокристы и микролиты клинопироксена в существенно стекловатом мезостазице. Порфиоровые базальты относительно свежие, тогда как субафировые подверглись значительному изменению.

Состав минеральных фаз исследовался на микроанализаторе *Camebax* в Институте вулканологии ДВО АН СССР (аналитик В. В. Ананьев). Представительные анализы минералов приведены в табл. 1—3.

Вкрапленники оливина в порфиоровых базальтах зональные, с широкими магнезиальными ( $Fe_{84-86}$ ) ядрами и очень узкими более железистыми краевыми зонами ( $Fe_{76-83}$ ). Оливин содержит эвтедральные включения глиноземистой шпинели ( $Al_2O_3 = 34-45$  вес% при  $Cr_2O_3 = 15-23$  вес% и  $f = 33-45$  ат.%). Вкрапленники клинопироксена окрашены в розоватый цвет и часто имеют структуру типа песчаных часов, причем

Представительные анализы оливинов и шпинелидов базальтов щапинской свиты

№ п/п	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Σ	f, ат. %
1	40,38	0,00	0,00	0,00	0,00	14,92	0,24	43,60	0,13	99,31	16,1
2	38,41	0,00	0,00	0,00	0,00	20,72	0,33	39,98	0,09	99,53	22,5
3	38,42	0,00	0,00	0,00	0,00	20,51	0,36	39,54	0,15	98,68	22,5
4	37,84	0,00	0,00	0,00	0,00	24,18	0,48	37,15	0,22	99,88	26,8
5	35,63	0,00	0,00	0,00	0,00	39,02	0,86	24,12	0,30	99,93	47,6
6	34,77	0,00	0,00	0,00	0,00	42,49	0,90	22,17	0,25	100,58	51,8
7	0,00	0,65	41,88	15,22	12,19	14,50	0,18	16,08	0,00	100,71	33,6
8	0,00	1,07	38,82	18,26	10,10	18,86	0,26	13,09	0,00	100,48	44,7
9	0,00	9,38	11,00	4,97	36,15	33,46	0,52	4,88	0,42	100,79	79,4
10	0,00	6,52	6,69	3,39	46,85	31,61	0,35	4,02	0,00	99,42	81,5
11	0,00	17,36	1,58	0,44	35,43	39,56	0,89	4,28	0,30	99,84	83,8
12	0,34	19,94	0,80	0,00	27,09	45,64	1,00	1,37	0,27	96,44	94,9
13	0,00	15,50	2,38	0,00	36,14	42,85	0,59	1,32	0,00	98,78	94,8

Примечание. 1-6 — оливины: 1-3 — о-ср. 112; 4-6 — обр. 3227. 1, 4 — ядра вкрапленников; 2, 5 — их краевые зоны; 3, 6 — микролиты. 7, 8 — шпинели: обр. 112, включения во вкрапленниках оливина. 9, 10 — хромистые титаномagnetиты: 9 — обр. 112, включение во вкрапленнике клинопироксена. 10 — обр. 3227, включение во вкрапленнике оливина. 11-13 — титаномagnetиты (микролиты): 11 — обр. 112; 12 — о-ср. 4078/2; 13 — обр. 3227. Здесь и в табл. 2-3: обр. 112 (табл. 4, ан. 4) оливин-клинопироксеновый базальт нижней части разреза: обр. 4078/2 и 2141 (табл. 4, ан. 7 и 6) субафировые базальты нижней части разреза; обр. 3227 (табл. 4, ан. 19) мегаплагиофиревый базальт верхней части разреза.

Таблица 2

Представительные анализы клинопироксенов базальтов щапинской свиты

№ п/п	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Σ	Wo	En	Fs
1	41,39	3,44	11,49	9,37	0,14	9,94	22,58	0,33	0,00	98,68	51,7	31,6	16,7
2	48,90	1,16	4,78	6,83	0,12	13,60	22,98	0,28	0,00	98,64	48,7	40,0	11,3
3	44,03	2,82	9,96	9,50	0,13	10,50	21,95	0,64	0,00	99,51	49,9	33,2	16,9
4	49,60	1,20	4,43	7,17	0,15	13,51	22,71	0,24	0,00	99,00	48,2	39,9	11,9
5	44,82	2,79	9,46	8,86	0,14	10,85	23,06	0,34	0,00	100,32	51,2	33,5	15,3
6	45,17	2,38	7,70	8,60	0,17	11,43	22,56	0,32	0,00	98,34	49,9	35,2	14,9
7	49,80	1,25	4,02	7,55	0,17	13,66	22,44	0,31	0,00	99,20	47,4	40,1	12,5
8	42,97	4,02	8,79	8,31	0,19	10,35	22,81	0,71	0,00	98,12	52,2	33,0	14,8
9	47,34	2,43	4,75	7,73	0,18	12,49	22,61	0,40	0,00	97,94	49,1	37,8	13,1
10	43,60	3,74	8,33	7,70	0,11	10,82	23,21	0,59	0,00	98,11	52,4	34,0	13,6
11	47,82	2,25	4,86	7,19	0,16	12,52	22,10	0,54	0,00	98,44	50,1	37,7	12,2
12	48,64	0,95	3,19	11,74	0,35	13,76	18,56	0,20	0,00	97,41	39,6	40,8	19,6
13	48,51	1,22	2,18	17,38	0,58	11,75	15,76	0,23	0,00	97,59	34,5	35,8	29,7
14	48,13	1,38	2,73	17,15	0,58	11,75	16,33	0,26	0,00	98,33	35,5	35,5	29,0

Примечание. 1-7 — обр. 112, 8, 9 — обр. 4078/2, 10, 11 — обр. 2141, 12-14 — обр. 3227, 1-4, 12 — ядра вкрапленников, 5, 13 — краевые каймы вкрапленников, 6-11 и 14 — микролиты. 1, 2, а также 3-4 — разные секторы единых вкрапленников со структурой типа песочных часов. Содержание Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в анализах < 0,01%.

состав разных секторов различен. Одни сектора отвечают титанистому фассаиту (TiO<sub>2</sub>=2,0-3,6, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>=8,5-12,5 вес.%), другие — титанистому глиноземистому салиту (TiO<sub>2</sub> = 1,2-1,8, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 4,5-6,0 вес.%). Фассаитовые клинопироксены отличаются также несколько более высоким содержанием Na<sub>2</sub>O, чем салитовые, при большей общей железистости и большей (согласно расчетам) степени окисленности железа. Вкрапленники клинопироксена содержат включения хромистого (Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> до 6 вес.%) и глиноземистого (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> до 11 вес.%) титаномagnetита с железистостью 74-84 ат.%. Среди субфенокритов — обычные лейсты битовнита An<sub>69-75</sub> (см. табл. 1-3).

Основная масса порфировых базальтов состоит из микролитов клинопироксена, плагиоклаза, титаномagnetита, анальцима и мезостаза,

## Представительные анализы полевых шпатов, анальцимов, основных масс и стекол базальтов шапинской свиты

№ п/п	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Σ	An	Ab	Or
1	48,70	0,00	32,61	0,71	0,00	0,07	14,60	2,76	0,17	99,63	73,8	25,2	1,0
2	50,11	0,00	31,69	1,01	0,00	0,05	13,69	3,48	0,26	100,29	67,5	31,0	1,5
3	58,10	0,00	26,18	0,61	0,00	0,00	7,00	6,47	0,93	99,29	35,3	59,1	5,6
4	62,56	0,00	23,28	0,56	0,00	0,00	3,57	7,20	3,13	100,30	17,5	64,1	18,4
5	51,28	0,00	29,18	1,13	0,00	0,15	12,65	3,77	0,30	98,46	63,8	34,4	1,8
6	57,56	0,00	25,75	0,85	0,00	0,00	8,64	5,85	0,78	99,44	42,9	52,5	4,6
7	51,81	0,00	28,70	1,28	0,00	0,15	12,61	3,83	0,35	98,74	63,2	34,7	2,1
8	53,67	0,00	23,91	0,25	0,00	0,00	0,23	12,44	0,00	90,51	—	—	—
9	53,12	0,00	24,21	0,55	0,00	0,39	0,16	12,09	0,00	90,51	—	—	—
10	50,80	1,50	19,35	8,59	0,15	4,47	9,32	4,13	1,54	99,86	—	—	—
11	56,34	0,69	19,80	6,50	0,00	3,55	2,40	4,16	5,14	98,59	—	—	—
12	46,24	2,57	18,00	8,65	0,24	4,14	5,42	8,05	0,89	94,19	—	—	—
13	65,62	0,90	13,71	4,81	0,13	0,58	2,45	3,61	6,22	98,03	—	—	—
14	70,26	0,44	15,43	1,43	0,00	0,00	0,86	3,81	6,71	98,94	—	—	—

Примечание. 1-7 — полевые шпаты, 1-4 — обр. 112: 1 — субфенокристалл, ядро; 2 — микролит; 3 — плагиоклаз и 4 — тройной полевой шпат мезостазиса; 5-7 — обр. 3227; 5 — мегакрист, 6 — мегакрист. кайма, 7 — субфенокристалл, ядро; 8, 9 — анальцим; 8 — обр. 112; 9 — обр. 2141; 10, 12 — интегральный состав основной массы; 10 — обр. 112 (среднее из пяти определений), 12 — обр. 4078/2 (среднее из трех определений); 11, 13, 14 — стекло основной массы; 11 — обр. 112; 13, 14 — обр. 3227.

сложенного натровым плагиоклазом, тройным полевым шпатом и стеклом. Среди микролитов клинопироксена встречаются салиты и фассаиты (при преобладании первых), близкие по составу к соответствующим минеральным разновидностям из вкрапленников (рис. 2, см. табл. 2). Микролиты плагиоклаза отвечают кальциевому Лабрадру An<sub>65-67</sub>, тогда как плагиоклаз из мезостазиса — андезину An<sub>35-43</sub> (см. табл. 3, рис. 3). Тройной полевой шпат мезостазиса имеет состав An<sub>17-24</sub>Ab<sub>61-64</sub>Or<sub>14-25</sub>. Микролиты титаноматнетита отличаются высоким содержанием TiO<sub>2</sub> (17,0-17,5 вес.%) при низком глиноземе (< 2 вес.%) и железистости 83-85 ат.%. Анальцим встречается в виде мелких, хорошо ограненных кристаллов. Валовый интегральный состав основной массы отвечает глиноземистому K-Na-субщелочному базальту (см. табл. 3).

Вкрапленники оливина в субафировых базальтах нацело замещены хлоритом. Среди субфенокристов и микролитов клинопироксена, как и в порфировых базальтах, выделяются титанистые фассаиты и салиты, встречающиеся примерно в равных пропорциях (см. рис. 2, табл. 2). По составу они близки к пироксепам порфировых базальтов, отличаясь от них лишь несколько повышенным содержанием TiO<sub>2</sub> и Na<sub>2</sub>O. Микролиты титаноматнетита здесь также более титанистые (TiO<sub>2</sub> = 20-22 вес.%) и заметно более железистые (95-100 ат.%), чем соответствующие минералы порфировых базальтов. Отмечаются микролиты сфена. В стекловатой основной массе субафировых базальтов обычны пятнистые выделения и миндалины анальцима. Встречаются пятна и жилки альбита. Интегральный состав основной массы отвечает щелочному базальту с существенным (5-6%), судя по дефициту сумм анализов, содержанием воды (см. табл. 3).

Базальты верхней части разреза отличаются значительно более обильным содержанием плагиоклаза. При этом мегаплагиофировые разности содержат крупные (до 10-15 мм по длинной оси) уплощенные вкрапленники (мегакристы) Лабрадора An<sub>62-66</sub>, нередко образующие сростки кристаллов и включающие округлые зерна оливина. Узкие внешние каймы мегакристов плагиоклаза соответствуют калиевому олигоклазу и андезину An<sub>26-43</sub>. Ядра вкрапленников оливина, как и включе-

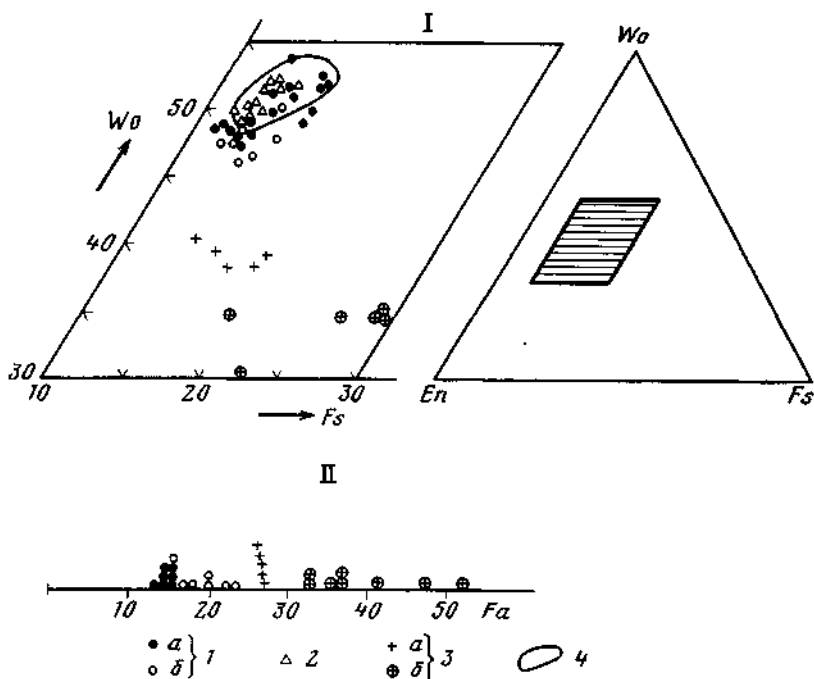


Рис. 2. Состав пироксенов (I) и оливинов (II) базальтов шапинской свиты: 1 — оливин-клинопироксеновый базальт нижней части разреза, *a* — ядра вкрапленников, *b* — краевые зоны вкрапленников и микролиты (табл. 4, анализы 5, 6); 2 — мегаплаггиофировый базальт верхней части разреза, *a*, *b* — см. условное обозначение 1 (табл. 4, анализ 19); 4 — поле составов пироксенов щелочных лав Восточной Австралии [20]

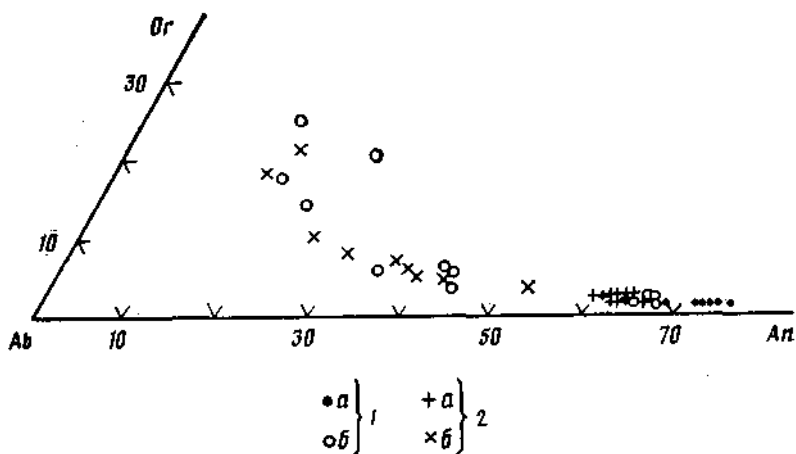
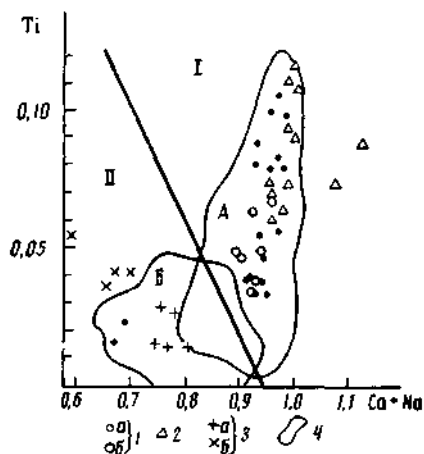


Рис. 3. Состав полевых шпатов базальтов шапинской свиты: 1 — оливин-клинопироксеновый базальт нижней части разреза, *a* — ядра вкрапленников и субфенокристов, *b* — краевые зоны, микролиты и материал мезостаза (табл. 4, анализ 4); 2 — мегаплаггиофировый базальт верхней части разреза, *a*, *b* — условное обозначение 1 (табл. 4, анализ 19)

ния в мегакристаллах плагиоклаза, — хризолиты  $Fo_{72-73}$ , а внешние зоны — гиалосидериты ( $Fo_{52-67}$ ). Вкрапленники оливина содержат включения глиноземистого и хромистого титаномagnetита ( $Al_2O_3=6-9$ ,  $Cr_2O_3=3-4$  вес.%). Среди субфенокристов встречается плагиоклаз, близкий по составу к мегакристаллам (ядра  $An_{60-65}$ , краевые зоны  $An_{36-39}$ ), и авгит. Зерна последнего также зональны (см. табл. 2, рис. 2): от ядер к периферии увеличиваются железистость и содержание  $TiO_2$  и уменьшаются кальциевость и содержание  $Al_2O_3$ .

Рис. 4. Дискриминационная диаграмма клинопироксенов щелочных (I) и нещелочных (II) базальтов по [16]. 1—3 — см. рис. 1; 4 — области наиболее часто встречающихся составов пироксенов из щелочных (A) и нещелочных (Б) базальтов, по [16]. Содержания Ti и (Ca + Na) в формульных количествах



Основная масса мегаклазиофировых базальтов сложена микролитами андезин-лабрадора, гиалосидерита, авгита (близкими по составу к краевым зонам вкрапленников), титаномагнетита и небольшим количеством бурого окисленного стекла. Состав последнего колеблется от железистого калиевого трахита до калиевого трахириодацита (см. табл. 3).

Субафировые базальты содержат единичные мелкие вкрапленники оливина (реже плагиоклаза), погруженные в хорошо раскристаллизованную основную массу, аналогичную основной массе мегаклазиофировых базальтов.

В целом состав минералов базальтов нижней части разреза сходен с наблюдаемым в щелочных оливиновых базальтах Срединного хребта Камчатки (хотя пироксены здесь значительно более титанистые и более натровые), а базальтов верхней толщи — с субщелочными мегаклазиофировыми базальтами Толбачинской зоны шлаковых конусов [2].

Вместе с тем по высокой титанистости и глиноземистости в сочетании с высокой кальциевостью пироксены из лав нижней части разреза сходны с пироксенами из щелочных базальтов океанических островов [14] и континентальных рифтов [9, 18, 20]. Для последних в ряде случаев также описаны существенные вариации титанистости и глиноземистости в разных секторах вкрапленников со структурой песочных часов [18, 20] и установлено наличие резко различающихся по этим параметрам микролитов в основной массе пород [20]. Наконец, на дискриминационной диаграмме, предложенной для разделения клинопироксенов щелочных (рис. 4, поле I) и нещелочных (рис. 4, поле II) базальтов [16], пироксены из лав нижней части разреза попадают в первое, а верхней части разреза — во второе поле.

### Петрохимия и геохимия вулканических пород

Силикатные анализы базальтов получены в центральной химической лаборатории ПГО «Камчатгеология». Содержания редких и рассеянных элементов определялись в лабораториях Института геологии и геофизики СО АН СССР: РЗЭ, Ba, Th, U, Sc, Hf, Ta — инструментальным нейтронно-активационным методом, Rb, Sr, Y, Zr, Nb — рентгенофлуоресцентным методом (аналитик Ю. Г. Щипицин), V, Cr, Co, Ni, Si и Zn — атомно-абсорбционным методом (аналитики Ф. М. Запорощенко и Т. А. Кириленко). Данные рентгенофлуоресцентного анализа были получены и в ИГЕМ АН СССР для тех же элементов по тем же пробам. Результаты анализов обнаружили хорошую сходимость.

По содержанию щелочей (табл. 4) базальты нижней части разреза соответствуют субщелочным (порфиоровые) и щелочным (субафировые)



## Представительные химические анализы базальтов шагинской свиты

№ п/п	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	л.п.п.	Σ	K <sub>Mg</sub>
Базальты нижней части разреза														
1	45,31	1,80	15,16	4,82	4,66	0,15	9,90	8,00	3,63	1,57	0,60	3,98	99,58	69,8
2	45,50	2,17	13,26	4,29	6,22	0,17	10,44	8,30	2,56	1,10	0,46	5,67	100,14	68,5
3	46,29	1,81	14,60	1,59	6,67	0,18	10,95	8,27	3,11	1,49	0,51	3,98	99,45	73,9
4	47,68	1,75	17,30	1,62	6,71	0,18	10,26	7,36	2,60	1,37	0,38	2,92	100,18	72,5
5	44,80	2,88	15,87	3,57	5,16	0,24	7,71	7,22	2,59	2,70	1,09	5,51	99,35	65,9
6	44,84	2,75	15,00	6,19	2,70	0,17	6,68	6,45	4,96	1,33	1,30	7,33	99,70	62,9
7	46,01	2,50	15,01	4,59	2,90	0,17	7,14	6,45	4,69	1,81	1,28	6,54	99,09	68,0
8	47,55	2,17	13,45	5,65	3,35	0,18	7,15	7,10	4,50	1,58	1,39	7,65	99,89	64,0
Базальты верхней части разреза														
9	51,21	2,25	16,20	3,94	7,31	0,23	4,38	8,03	3,57	1,52	0,58	0,48	99,70	45,8
10	51,21	2,25	16,05	3,65	7,57	0,23	4,33	7,85	3,21	1,57	0,59	1,20	99,71	45,6
11	51,29	2,13	16,38	2,48	7,91	0,22	4,88	8,20	2,80	1,74	0,60	1,42	100,07	50,2
12	51,40	2,13	16,50	3,72	7,40	0,23	4,21	7,85	3,14	1,57	0,62	1,06	99,89	45,1
13	51,46	2,06	14,97	2,59	8,65	0,23	5,09	8,41	2,87	1,61	0,52	1,40	99,86	51,2
14	52,00	2,25	15,81	3,76	7,14	0,21	4,17	7,71	3,48	1,60	0,60	1,21	99,92	45,4
15	50,52	1,75	17,02	3,69	7,38	0,20	4,72	8,76	3,17	1,15	0,33	1,14	99,83	48,1
16	50,68	1,94	16,22	5,09	7,11	0,21	3,67	9,18	2,93	1,36	0,29	1,32	100,00	39,7
17	50,78	1,81	18,60	3,91	6,49	0,19	3,40	8,63	3,44	1,36	0,33	1,27	100,41	41,6
18	51,17	1,84	15,14	5,07	8,26	0,24	5,01	7,95	2,75	1,54	0,40	1,01	100,38	45,1
19	51,25	2,00	17,48	4,07	7,14	0,22	4,00	8,45	3,57	1,31	0,40	0,57	100,46	43,7
20	51,35	1,78	15,73	4,40	8,48	0,24	5,09	8,41	2,75	1,60	0,40	0,93	101,16	46,2
21	51,90	1,69	17,89	2,85	6,77	0,20	4,26	8,69	2,98	1,54	0,40	1,18	100,35	48,9
Базальты соседних районов — аналоги пород нижней части разреза														
22	45,78	1,27	14,41	5,81	4,62	0,13	11,59	6,73	3,03	1,43	0,52	5,35	100,07	71,2
23	46,40	2,56	16,42	1,51	8,54	0,22	7,67	7,87	3,75	1,80	0,85	0,67	98,27	61,9
24	50,12	1,89	14,84	1,28	6,75	0,14	10,40	8,13	3,51	1,41	0,30	1,18	99,95	73,4
25	46,30	1,94	17,21	2,51	4,47	0,07	5,38	5,94	4,24	3,19	0,75	7,80	97,80	62,7
Средние составы базальтов Восточного пояса Камчатки														
26	49,75	0,79	18,71	3,82	6,25	0,18	6,18	10,81	2,33	0,43	0,46	0,51	99,92	57,2
27	51,11	1,05	18,04	4,10	5,96	0,19	5,25	9,52	2,90	0,84	0,23	0,67	99,86	53,3

*Примечание.* 1—4—оливин-клинопироксеновые базальты: 1 (обр. 8105/2)—руч. Холодный, дайка; 2 (обр. 2175/3)—правый приток руч. Степанова, поток; 3 (обр. 3166)—правый борт р. Левая Жупанова между ручьями Хрустальный и Степанова, дайка; 4 (обр. 112)—руч. Зверный, дайка. 5—8—субафировые базальты: 5 (обр. 1135)—левый приток руч. Степанова, поток; 6 (обр. 2141)—руч. Хрустальный, поток; 7 (обр. 4078/2)—то же; 8 (обр. 2138/2)—то же; 9—14—субафировые базальты: 9 (обр. 3225)—левый приток р. Левая Жупанова, поток; 10 (обр. 4096/1)—р. Левая Жупанова, ниже устья р. Мальцевской; 11 (обр. 4090/2)—гора Плоская, поток; 12 (обр. 2201)—то же; 13 (обр. 4104)—правый борт р. Мальцевской, поток; 14 (обр. 4096)—р. Левая Жупанова, ниже устья р. Мальцевской, поток. 15—21—мегаплагиофировые базальты: 15 (обр. 2201)—гора Плоская, поток; 16 (обр. 4105)—правый борт р. Мальцевской, поток; 17 (обр. 2214)—р. Левая Жупанова, ниже устья р. Мальцевской, поток; 18 (обр. С—19)—гора Стол, поток; 19 (обр. 3227)—р. Левая Жупанова, ниже устья р. Мальцевской, поток; 20 (обр. С—22)—гора Стол, поток; 21 (обр. 2217)—правый борт р. Левая Жупанова, ниже устья р. Мальцевской, поток. 22—25—позднекайнозойские субщелочные и щелочные базальты соседних районов Восточной Камчатки: 22—оливиновый базальт, гора Колочая, поток, неопубликованный анализ А. Г. Цикунова; 23—трахибазальт, устье руч. Бивуачного [5]; 24—оливиновый базальт, среднее течение р. Правая Шещина, поток; 25—щелочный базальт. Конусная структура, силл, среднее из семи анализов [10]. 26, 27—средние составы базальтов-Восточного пояса [2, 8]; 26—низкокальциевый базальт (среднее из 82); 27—умереннокальциевый базальт (среднее из 90).

разностям, тогда как базальты верхней части разреза группируются на границе субщелочных и умеренно-щелочных пород. По соотношению Na<sub>2</sub>O и K<sub>2</sub>O все они относятся к K-Na-типу. Для всех пород характерны повышенные содержания TiO<sub>2</sub> и P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, причем уровень концентрации этих окислов в субафировых разностях выше, чем в порфировых, как в базальтовых нижней, так и верхней части разреза и достигает максимума в субафировых щелочных базальтах низов разреза.

Содержание редких элементов в вулканических породах, г/т

Элементы	4	7	5	6	11	9	17	26	27
Rb	9	25	16,5	11,5	25,7	28,8	15,8	5,8	10,8
Cs	0,43	0,30	3,0	—	0,05	—	0,75	0,35	0,55
Sr	648	721	1720	580	349	347	476	316	387
Ba	225	445	1282	746	262	225	302	132	275
Cu	168	43	90	—	338	325	396	—	—
Zn	107	107	113	—	131	137	166	—	—
Sc	35	16,5	35,5	18	32,5	37	30	38	36
V	219	151	187	145	438	430	378	260	226
Cr	241	186	145	188	96	110	96	140	183
Co	36	38,4	35	31	32,5	37,1	30,5	35	32,8
Ni	160	140	87	111	23	33	23	45	49
Y	22,2	24,4	23	25	41,4	46,5	40	16,1	23,7
Zr	160	364	473	507	199	213	173	46	93
Hf	4,0	10,6	11,2	9,6	4,8	5,7	3,3	1,3	2,1
Nb	17,9	57	67	76	8,0	11,5	7,4	—	1,0
Ta	1,4	5,1	5,4	4,65	0,82	0,85	0,58	0,056	0,11
Th	2,2	9,3	9,5	8,7	1,7	1,9	2,0	0,45	0,79
U	0,65	2,9	2,9	2,9	1,1	—	0,75	0,25	0,47
La	18,2	60,6	66,9	109	13,9	16,6	13,4	3,0	5,7
Ce	34,8	107	118	234	35,5	41,4	27,1	7,1	13,2
Nd	19,6	44,4	46,2	88,2	23,4	22,8	16,6	6,5	10,2
Sm	4,9	9,6	12,5	16,2	7,0	7,2	5,0	2,05	3,00
Eu	1,65	3,2	3,7	4,66	2,2	2,2	1,75	0,78	0,99
Gd	5,4	7,4	9,6	9,6	6,1	6,4	6,0	2,6	3,55
Tb	0,87	1,03	1,3	1,2	1,0	1,1	0,95	0,48	0,60
Tm	—	—	—	0,4	0,68	0,68	0,55	0,29	0,34
Yb	2,0	2,2	2,5	2,3	4,0	4,2	3,1	1,98	2,24
Lu	0,30	0,25	0,41	0,35	0,7	0,71	0,4	0,29	0,33

Примечание. Номера образцов соответствуют таковым в табл. 4; 26 — среднее из 9 анализов, 27 — среднее из 10 анализов.

Базальты нижней части разреза значительно более магнезиальные, чем верхней. Коэффициент магнезиальности ( $K_{Mg} = Mg/(Fe^{2+} + Mg)$ , ат.%, где  $Fe^{2+}$  вычислено из общего содержания Fe с учетом общепринятого соотношения  $Fe_2O_3/FeO = 0,15$ ), составляет в среднем для первых 71,3% ( $n=5$ ) в порфировых разностях и 64,5% ( $n=5$ ) в субафировых, тогда как для вторых — 44,0% ( $n=9$ ) в мегаплагиофировых и 47,7 ( $n=10$ ) в субафировых разностях. По величине  $K_{Mg}$  лишь порфировые базальты нижней части разреза могут рассматриваться как равновесные с мантийным лерцолитом [7].

В целом базальты нижней части разреза характеризуются высокими концентрациями как когерентных (Cr, Ni), так и многих некогерентных редких элементов (Sr, Th, Nb, Ta, легкие РЗЭ) при умеренных содержаниях Rb, Y, тяжелых РЗЭ, Y, Cu, Zn, и в большинстве проб Ba (табл. 5). Все породы имеют низкие значения Zr/Nb (6—9), La/Ta (12—23) и высокие Ni/Co (2,5—4,4) и Cr/V отношения (0,8—1,2). Следует подчеркнуть, что в соответствии с разной магнезиальностью (разной степенью фракционирования) порфировые базальты характеризуются большими концентрациями Ni и Cr и меньшими — литофильных редких элементов, чем субафировые. Составы редкоземельных элементов в базальтах нижней части разреза сильно дифференцированы ( $La/Yb_N = 7-32$ ), и кривые распределения их, нормированные по хондриту, резко наклонены слева направо, располагаясь в поле кайнозойских субщелочных и щелочных K-Na-базальтов Монголии и Забайкалья (рис. 5).

Базальты верхней части разреза, менее магнезиальные и менее щелочные, отличаются заметно более низкими концентрациями как Cr и

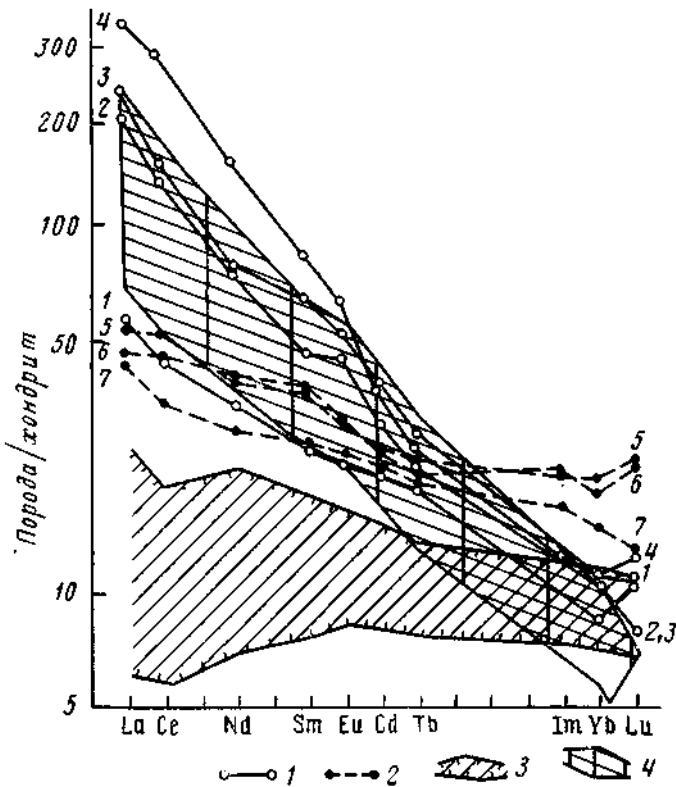


Рис. 5. Распределение редкоземельных элементов в позднекайнозойских базальтах Восточной Камчатки. 1, 2 — базальты шапинской свиты: 1 — из нижней части разреза, 2 — из верхней части разреза (цифры у кривых соответствуют номерам анализов в табл. 5); 3 — поле позднеплиоцен-четвертичных базальтов Восточного пояса Камчатки [1, 2]; 4 — поле кайнозойских K-Na-субщелочных и щелочных базальтов Монголии и Забайкалья [7]

Ni, так и Sr, Th, Nb, Ta, легких РЗЭ при более высоких концентрациях Rb, Y, тяжелых РЗЭ, Си, V, больших значениях Zr/Nb (18—25), La/Ta (20—23) отношений и меньших Ni/Co (0,7—0,9) и Cr/V (0,21—0,26). Составы редкоземельных элементов в них значительно менее дифференцированы ( $La/Yb_N = 2,3-2,9$ ), а кривые их распределения, нормированные по хондриту, пересекают соответствующие кривые для базальтов нижней части разреза, будучи заметно более пологими (см. рис. 5).

Вместе с тем базальты и нижней и верхней частей разреза шапинской свиты резко отличаются от верхнеплиоцен-четвертичных базальтов собственно Восточного вулканического пояса заметно большей щелочностью, большими концентрациями Ti, P, Nb, Ta, Zr, Hf, Th, U, легких РЗЭ (см. табл. 5, рис. 6) и меньшими значениями Zr/Nb и La/Ta-отношений. Кроме того, базальты нижней части разреза имеют по сравнению с последними более высокие концентрации Sr, Ni и Cr, а базальты верхней части разреза — Rb, Y и тяжелых РЗЭ. Наконец, резко различается в этих породах и степень фракционирования РЗЭ (см. рис. 5): величина  $La/Yb_N$  в верхнеплиоцен-четвертичных базальтах лежит в пределах 0,7—1,9.

### Обсуждение результатов

Хотя изученный нами район проявления щелочных и субщелочных базальтов ограничен по площади, анализ опубликованных материалов показывает, что подобные породы распространены на территории Восточной Камчатки более широко.

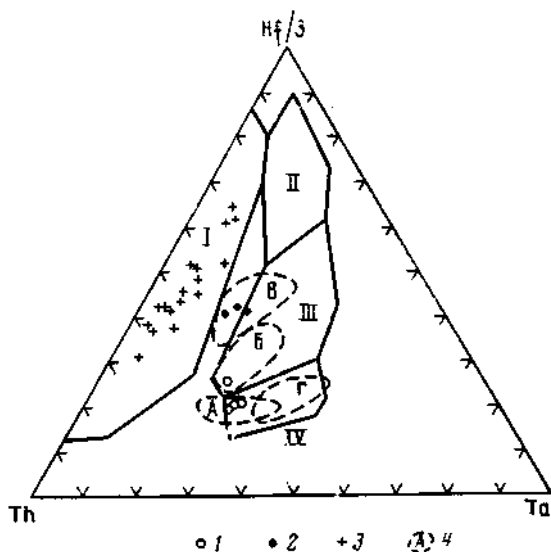


Рис. 6. Диаграмма Th—Hf—Ta для базальтов разных геодинамических обстановок, по [21]. 1, 2 — см. рис. 5; 3 — позднеплиоцен-четвертичные базальты Восточного пояса Камчатки, по [1, 2]; 4 — поле базальтов разных регионов: А — островов Оки-Дого, Япония [22], Б — внутриплитных базальтов Срединного хребта Камчатки [1, 2]; В — рифта Рио-гранде [12, 13]; Г — Монголии и Забайкалья [7]. I—IV — поля базальтов разных геодинамических обстановок [21]: I — островодужных, II — срединно-океанических хребтов, III — срединно-океанических хребтов и внутриплитных базальтов, IV — внутриплитных базальтов

Так, петрохимические аналоги базальтов нижней части изученного нами разреза описаны В. А. Ермаковым и его соавторами [5] в районе горы Колучей и в устье руч. Бивуачный в верхнем течении р. Левая Жупанова соответственно в 10 и 45—50 км к северу от района наших работ (см. табл. 4, ан. 22—23). В первом случае — это лавовые потоки из разреза шапинской свиты и сопутствующие им дайки, во втором — дайки в неогеновой тюшевской свите. Еще далее к северу в среднем течении р. Правая Шапина сходные по составу титанистые субщелочные базальты установлены одним из авторов настоящего сообщения в нижней части разреза шапинской свиты (см. табл. 4, ан. 24). Наконец, О. И. Супруненко и Б. А. Марковский [10] описали силлы титанистых щелочных базальтов с «титанавгитом» в неогеновом разрезе из скважины в Тюшевском прогибе с восточного обрамления пояса (см. табл. 4, ан. 25). Аналогами базальтов верхней части изученного нами разреза являются мегаплагиофировые и субафировые базальты хр. Тумрок [11]. К сожалению, все эти проявления щелочных и субщелочных лав не охарактеризованы в отношении редких и рассеянных элементов, а ведь именно эти данные дают возможность проанализировать геотектоническую природу вулканизма.

Так, на различных дискриминационных геохимических диаграммах изученные нами базальты нижней части разреза шапинской свиты попадают в поле внутриплитных вулканитов (см. рис. 6) и в целом по уровню содержания и отношениям редких элементов Zr/Nb, La/Nb [15], La/Ta [22] и др., а также особенностям минерального состава (в частности, наличию высококальциевого глиноземистого и титанистого пироксена) близки к кайнозойским субщелочным и щелочным базальтам континентальных плит (Монголии и Забайкалья [7], Восточной Австралии [17] и др.) и окраинных морей спредингового типа островов Оки-Дого, (Японского моря [19, 22]). При этом субщелочные базальты ниж-

ней части разреза шапинской свиты близки по уровню концентраций Nb, Ta, Zr, Th, легких РЗЭ к позднекайнозойским рифтогенным базальтам Срединного хребта Камчатки [1, 2], тогда как щелочные разности имеют заметно более высокие концентрации этих элементов.

На тех же дискриминационных геохимических диаграммах (см. рис. 6) базальты верхней части разреза шапинской свиты попадают в поле вулканитов окраинно-континентальных рифтов типа рифта Рио-Гранде [12, 13], к субщелочным разностям которых они близки по уровню концентрации некогерентных редких элементов.

В то же время верхнеплиоцен-четвертичные вулканиты собственно Восточного вулканического пояса характеризуются типично островодужными геохимическими особенностями, в том числе низкими концентрациями Ti, Nb, Ta, Zr при высоких Zr/Nb (30—120) и La/Ta (35—75) отношениях [1, 2], попадая на дискриминационных диаграммах в поле островодужных пород (см. рис. 6, табл. 5).

Таким образом, в ходе становления Восточного вулканического пояса Камчатки наблюдается последовательная смена геохимических особенностей базальтов от внутриплитных до островодужных. Это может быть вызвано изменением условий генерации и глубин зарождения магм. По-видимому, при заложении Восточного пояса в позднем миоцене магмообразование происходило в условиях растяжения и на больших глубинах в области неистощенной мантии на уровне шпинелевой или гранат-шпинелевой фации глубинности (базальты нижней части разреза шапинской свиты). В дальнейшем (в раннем плиоцене) уровень глубинности магмообразования несколько уменьшился (шпинелевая фация глубинности мантии), хотя обстановка растяжения в зоне магмообразования сохранилась (базальты верхней части разреза шапинской свиты). Наконец, в позднеплиоцен-четвертичное время, когда островодужная система окончательно оформилась, область генерации магмы переместилась в верхи мантии на уровень плагиоклазовой фации глубинности, а магмообразование стало развиваться в обстановке сжатия под влиянием субдукционных процессов.

В заключение добавим, что авторам неизвестны примеры подобной смены геохимических особенностей вулканитов в истории развития островных дуг.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Вольнец О. Н., Аношин Г. Н., Пузанков Ю. М., Пархоменко В. С.* Геохимическая типизация позднекайнозойских базальтов Камчатки (по данным нейтронно-активационного анализа)//Докл. АН СССР. 1987. Т. 293. № 3. С. 685—688.
2. *Вольнец О. Н., Флеров Г. Б., Шапцев А. Е., Мелокощев И. В.* Курило-Камчатка» островная дуга. Камчатский сегмент//Петрология и геохимия островных дуг и окраинных морей. М.: Наука, 1987. С. 56—85.
3. Вулканический центр: строение, динамика, вещество/Отв. ред. Масуренков Ю. П. М.: Наука, 1980. 300 с.
4. *Гладенков Ю. В., Синельникова В. Н., Титова Л. В.* Этапность развития фауны шельфовых бассейнов неогена Камчатки (на примере букцинид)//Литология и стратиграфия мезозоя и кайнозоя восточных районов СССР. М.: Наука, 1988. С. 58—135.
5. *Ермаков В. А., Цикунов А. Г., Черных Е. Н.* Новая концепция тектоники и вулканизма Восточной Камчатки//Вулканология и сейсмология. 1984. № 4. С. 50—66.
6. Камчатка, Курильские и Командорские острова. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока/Отв. ред. Лучицкий И. В. М.: Наука, 1974. 439 с.
7. *Кононова В. А., Первое В. А., Дрынкин В. И. и др.* Редкоземельные и редкие элементы кайнозойских основных вулканитов Забайкалья и Монголии//Геохимия. 1987. № 5. С. 644—659.
8. *Пополитов Э. И., Вольнец О. Н.* Геохимические особенности четвертичного вулканизма Курило-Камчатской островной дуги и некоторые вопросы петрогенезиса//Новосибирск: Наука, 1981. 182 с.
9. *Салтыковский А. Я., Геншафт Ю. С.* Мантия и вулканизм юго-востока Монголии (плато Дариганга). М.: ИФЗ АН СССР, 1984. 201 с.
10. *Сутруненко О. И., Марковский Б. А.* Щелочные вулканиты п-ова Кроноцкого (Камчатка)//Докл. АН СССР. 1973. Т. 211. № 3. С. 682—685.

- 11 *Шаницер А. Е., Краевая Т. С.* Формационные ряды наземного вулканического пояса. М.: Наука, 1980. 163 с.
- 12 Basaltic volcanism on terrestrial planets. N. Y.: Pergamon Press. 1282 p.
- 13 *Dungan M. A., Lindstrom M. AL, McMillan N. J. et al.* Open system magmatic evolution on the Taous plateau volcanic field, Northern New Mexico. 1. Petrology and geochemistry of the Serviletta basalts//Д Geophys. Res. 1986. V. 91. № B. 6. P. 5999—6028.
- 14 *Fodor R. V., Keil K.* Contribution to the mineral chemistry of Hawaiiin rocks. IV. Pyroxenes in rocks from Hellakala and West Maui volcanoes//Contrib. Mineral, and Petrol. 1975. V. 50. P. 173—195.
- 15 *Gill J. B.* Sr-Pb-Nd isotopic evidence that noth MORB and OIB sources contribute to oceanic island arc magmas in Fiji//Earth and Planet. Sci. Lett. 1984. V. 68. № 3. P. 443—458.
- 16 *Letterrier J., Maury R. C, Thonon P. et al.* Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series//Earth and Planet. Sci. Lett. 1982. V. 59 P. 139—154.
- 17 *McDonough W. F., McCulloch M. T., Sun S. S.* Isotopic and geochemical systematics in Tertiary Recent basalts from southeastern Australia and implications for the evolution of the subcontinental lithosphere//Geochim. et Cosmochim. Acta. 1985. V. 49. № 5. P. 2051—2067.
- 18 *Smith A. L., Carmichael I. S. E.* Quarternary trachybasalts from southeastern California//Amer. Mineral. 1969. V. 54. № 5—6. P. 900—923.
- 19 *Uchimizu M.* Geology and Petrology of alkali rocks from Dogo, Oki island//J. Fac. Sci. Univ. Tokyo, sec II geol., mineral., geogr., geophys. 1966. V. XVI. Part 1. P. 85—160.
- 20 *Wass S. I.* The origin and petrogenesis significance of hourglass zoning in titaniferous clinopyroxenes//Mineral. Mag., 1973. V. 39. № 302. P. 133—144.
- 21 *Wood D. A.* The application of Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establish the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British tertiary volcanic province//Earth and Planet. Sci. Lett. 1980. V. 50. P. 11—30.
- 22 *Wood D. A., Joron J. L., March N. G. et al.* Major and trace element variations in basalts from the North Phillipine sea drilled during Deap sea drilling project Leg 58; a comparative study of back-ark basin basalts with lavar series from Japan and Mid Oceanic Ridges//Int. Rep. of Deep Sea Drilling Project. 1980. V. 58. P. 873—894.

Институт вулканологии  
ДВО АН СССР

Камчатское производственное  
геологическое объединение  
«Камчатгеология» Министерства  
геологии и охраны недр СССР

Институт геологии и геофизики  
СО АН СССР

Поступила в редакцию  
16./X.1989 г.