

ДИСКУССИИ

DOI: 10.30911/0207-4028-2019-38-5-105-118

УДК 551.242:552.3+550.93 (551.2)

О КАЙНОЗОЙСКОМ ВУЛКАНИЗМЕ СЕВЕРНОГО ПРИХОТЬЯ*

В.Ф. Полин

ФГБУН Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, пр-т 100-лет Владивостоку 159, г. Владивосток, 690022; e-mail: vfpolin@mail.ru

Поступила в редакцию 12 апреля 2019 г.

Работа посвящена критическим замечаниям и комментариям к статье В.Н. Смирнова с соавторами, опубликованной в 2018 г. в журнале «Тихоокеанская геология». Наиболее важными в комментируемой статье видятся три аспекта решения проблемы становления гармандинского базальтоидного комплекса, развитого на территории Эвенской вулканической зоны Охотско-Чукотского вулканического пояса: 1) определение возраста и геодинамических условий его становления; 2) идентификация источников породообразующих расплавов; 3) выявление критериев связи или отличия гармандинского комплекса от вулканитов Чукотки, Северного и Западного Приохотья, близких ему по возрасту, составу и структурному положению. Показано, что с решением этих задач авторы справились недостаточно успешно. Предлагается новый вариант интерпретации материалов статьи В.Н. Смирнова и коллег, учитывающий особенности геологического положения гармандинского комплекса и характерные черты состава, отличающие его от близких по структурному положению, возрасту(?) и составу вулканических комплексов Приохотья и Чукотки.

Ключевые слова: поздний кампан, рифтогенный вулканизм, «примитивные» андезиты, Приохотье, Чукотка.

ВВЕДЕНИЕ

Комментируемая статья [30] представляет несомненный интерес для петрологов-магматистов, палеовулканологов, геологов-съемщиков и тектонистов, занимающихся проблемами геологии, петрологии, геодинамики и палеовулканизма Северного Приохотья и Анадырско-Корякского региона России. В ней приведены новые аналитические данные по изотопной периодизации (K/Ar метод), неполные данные по петрогеохимии, краткие сведения по петрографии, результаты Nd-Sr изотопной систематики андезибазальтов и андезитов одного из разрезов так называемого гармандинского комплекса (в прежней редакции: «палеогеновой толщи»; кытыймской свиты), развитого в басс. р. Большая Гарманда.

Наиболее важными в свете полученных данных представляются три аспекта проблемы образования изученного комплекса: 1) определение возраста и геодинамических условий его становления; 2) идентификация возможных мантийных и коровых источников породообразующих расплавов; 3) выявление критериев связи или отличия гармандинского комплекса от вулканитов Северного Приохотья и Чукотки, близких ему по возрасту, составу и положению в разрезе. Следует отметить, что с их решением авторы [30] справились не вполне успешно. В данной работе, помимо комментариев и критических замечаний, предлагается авторский вариант интерпретации материалов комментируемой статьи, с использованием как компилятивных, так и оригинальных данных по составу комплексов, сходных с гармандинским.

КОММЕНТАРИИ К ТЕКСТУ [30]

Значительный интерес в работе вызывает вопрос о структурно-тектонической позиции и геодинамической принадлежности толщ так называемых

*Комментарии к статье: Смирнов В.Н., Фёдоров П.И., Богомолов Е.С. Новые данные о возрасте и составе кайнозойских андезибазальтов и андезитов в бассейне р. Большая Гарманда (Северное Приохотье) // Тихоокеанская геология. 2018. Т. 37, № 6. С. 65–75.

«верхних» базальтов, андезибазальтов и андезитов, перекрывающих меловые вулканы Туромчинского [11], по-иному, Гижигинского [32] прогиба Эвенской вулканической зоны Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП) [3, 23].

По своему положению в вулканогенном разрезе и нахождению в структуре ОЧВП эти толщи (гармандинский комплекс, по авторам статьи; он же – кытыймская свита, по [14, 24]) разными исследователями относятся либо к продуктам завершающей фазы деятельности ОЧВП (например, [3, 4]), либо к рифтогенно-окраинно-континентальной (постсубдукционной; обстановки скольжения литосферных плит) формации [19, 20], или производным рифтогенной «Хакаринско-Энмываамской вулканической цепи» [16].

Из контекста рассматриваемой работы следует, что её авторы противопоставляют «гармандинский комплекс», проявленный на территории развития ОЧВП, кытыймской свите, стратотип которой находится в пределах полуострова Тайгонос и пространственно (возможно, и структурно? – В.П.) тяготеет к Пенжинско-Западно-Камчатскому [15], по-иному, Пареньско-Анадырскому вулканическому поясу [29].

«Изыюминка» проблемы заключается в том, что породы гармандинского комплекса (как и кытыймской свиты в её стратотипе) значительной «примитивностью» своего состава *существенно* разнятся с вулканиками евдыревэемской (она же – чуванская толща, по [3, 4]) и энмываамской (табл.) свит, близких гармандинским по возрасту, имеющих с ними единый структурный план проявлений и занимающих одинаковое положение в стратиграфических схемах изученного региона (например: [34, 35; материалы геолого-съёмочных работ]. Как отмечено выше, многие исследователи связывают происхождение этих стратотипов с процессами наложенного рифтогенеза и потому исключают их из состава ОЧВП [6, 16, 19, 36].

На основе полученных данных В.Н. Смирнов и соавторы пришли к заключению, что выделенный ими «гармандинский комплекс» и кытыймская свита в её стратотипе – суть не одно и то же, не аналоги, как считалось прежде [24], а одновременные и различные по составу образования, сформировавшиеся в различных геодинамических обстановках. Следует подчеркнуть, что ничего *принципиально* нового в этом нет, поскольку и предыдущие исследователи указывали на более молодой К/Аг возраст отложений кытыймской свиты на полуострове Тайгонос: 42–36 млн лет [14], 55–36 млн лет [29], и более древний – на Омолонском микроконтиненте (супертеррейне), в басс. рек Парень, Вархалам, Гижига, Большая Гарманда: 70–55 млн лет [1, 24].

Данные фитоистратиграфии свидетельствуют как об эоценовом времени становления *кытыймской* сви-

ты (сюда же включены данные и по гармандинскому комплексу – В.П.) [23], так и *палеоценовом* (или палеоцен-раннеэоценовом) возрасте ее отложений, проявленных на Тайгоносе [31]. Тем не менее, согласно Решениям МРСС [25], фитоистратиграфический возраст этого стратона принят как средний–поздний эоцен (48,3–33,9 Ма). Что касается фитоистратификации толщ «верхних» базальтов и андезитов в басс. р. Большая Гарманда (гармандинского комплекса, в понимании авторов статьи), то для них допускается не только палеоценовый, но и *позднемилового* возраст [24].

Поскольку данные К/Аг метода не относятся к разряду *прецизионных*, то и опираться на них можно лишь как на источник *предварительной* информации и с осторожностью применять в качестве одного из *решающих* аргументов в решении будируемого в статье вопроса о сопоставимости – несопоставимости гармандинских вулкаников и пород кытыймской свиты в её стратотипе, на р. Кичичма (она же – р. Кытыйма), полуостров Тайгонос. Проблема затронута серьезная, с выходом на вопросы геодинамики и истории развития региона, посему авторам следовало бы использовать *высокоточные* методы изотопной периодизации, например $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование (по плагиоклазам и/или амфиболам из андезитоидов), либо U/Pb (SHRIMP) датирование по цирконам из умеренно-кислых или кислых пород, присутствующих, наряду с базальтами и андезитоидами, как в «классической» кытыймской свите, так и в «гармандинском комплексе» [11, 23, 24, 29]. Ценность сделанных авторами [30] К/Аг возрастных определений *весьма относительна*, поскольку близкие сведения известны еще с 70-х годов прошлого столетия [1, 24 и др.], а *надежные* новые данные по геохронологии в рассматриваемой статье отсутствуют. Приведи ее авторы *хотя бы одно* высокоточное ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ или U/Pb – SHRIMP) определение возраста гармандинского комплекса, вопрос был бы исчерпан, а работа, несомненно, значительно выиграла в плане научной значимости.

В этой связи хотелось бы обратить внимание на такой примечательный факт: диапазон архивных калий-аргоновых датировок для т.н. «верхних» базальтов и андезитов нунлигранского (тнеквэемского) комплекса из Амгуэм-Канчаланского вулканического поля (АКВП) Восточной Чукотки составляет 66–44 млн лет (например: [5, 28; материалы геолого-съёмочных работ] и К/Аг датировки гармандинских вулкаников в него вполне укладываются. В то же время, $\text{Ar}^{40}/\text{Ar}^{39}$ возраст роговой обманки из прорывающей «верхние» базальты дайки андезита в АКВП указывает на становление ее в позднем кампане (74.4 ± 1.6 Ма) [22]. Возраст «верхней» базальтовой толщи попадает при этом в «вилку» между временем станов-

Таблица. Представительные анализы, изотопные и геохимические характеристики некоторых типов пород энмываамского (K₂en), нунлигранского (K₂nn) и гармандинского (Pg₁(?)gm) базальтоидных комплексов (петрогенные оксиды – мас. %, редкие элементы – г/г.)

Проба,	ПН-260806-3-4 K ₂ en трахи-базальт ЭВП	ПН-260806-2-6 K ₂ en андези-базальт ЭВП	ПН-260806-3-2 K ₂ en андези-базальт ЭВП	ПН-260806-3-1 K ₂ en андези-базальт ЭВП	Г24/1 Pg ₁ (?)gm андези-базальт ГВП	Г33/1-1 Pg ₁ (?)gm андезит ГВП	Г42/1 Pg ₁ (?)gm андезит ГВП	6** Pg ₁ (?) андези-базальт ГВП	3** Pg ₁ (?) андезит ГВП	ПН-35-305 K ₂ nn базальт АКВП	ИЛ-3-14 K ₂ nn андези-базальт АКВП	ИЛ-3-17 K ₂ nn андезит АКВП
комплекс, порода	*1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Компонент												
SiO ₂	50.13	53.92	54.95	55.61	55.45	56.82	57.72	54.85	57.37	49.02	52.42	58.05
TiO ₂	1.55	1.29	1.02	1.03	0.86	0.96	0.94	1.15	0.76	1.93	2.09	0.68
Al ₂ O ₃	16.18	16.45	17.03	16.71	15.07	15.88	16.59	15.63	15.33	17.86	18.14	18.49
Fe ₂ O ₃	5.19	5.55	3.42	4.88	7.82	7.65	7.92	4.11	1.96	4.53	5.26	2.17
FeO	5.15	3.24	4.68	3.16	н.о.	н.о.	н.о.	3.96	4.62	5.03	4.32	3.63
MnO	0.18	0.16	0.15	0.14	0.13	0.12	0.10	0.11	0.10	0.14	0.13	0.09
MgO	5.32	3.50	4.10	3.83	7.32	5.53	3.56	4.21	5.67	6.80	3.21	3.15
CaO	7.41	6.96	7.38	6.99	7.43	6.44	6.38	6.86	6.68	8.52	7.36	6.23
Na ₂ O	3.52	3.73	3.12	3.62	3.33	3.76	3.82	3.77	3.52	3.37	3.79	4.39
K ₂ O	1.63	2.30	1.51	1.72	1.41	1.41	1.17	2.21	1.27	0.78	1.22	1.05
P ₂ O ₅	1.16	0.99	0.67	0.70	0.18	0.21	0.16	0.51	0.17	0.42	0.66	0.43
LOI	2.41	1.49	1.72	1.37	1.01	1.22	1.64	2.24	2.55	1.20	0.99	0.93
Σ	100.16	99.60	99.66	99.62	100.00	100.00	100.00	99.61	100.00	99.63	99.59	99.30
Mg#	49.1	43.1	48.5	47.5	65.0	58.9	47.1	49.5	61.3	57.1	38.7	50.1
Cr	110	48	76	81	367	182	108	100	354	149	22	28
Co	22	14	19	20	30	29	28	20	32	33	24	17
Ni	53	14	25	27	160	121	91	69	154	100	31	21
V	176	135	157	175	177	141	141	340	118	н.о.	н.о.	н.о.
Sc	28	18	21	25	21	20	20	н.о.	н.о.	23	20	14
Rb	18	22	19	26	34	32	24	20	26	6	10	42
Cs	0.21	0.36	0.34	0.42	0.91	1.47	0.52	н.о.	н.о.	0.22	0.39	1.33
Ba	817	1197	775	784	412	287	280	830	643	329	519	618
Sr	973	1365	859	853	519	385	342	1170	760	619	795	798
Ta	0.76	0.65	0.56	0.43	0.22	0.38	0.27	н.о.	н.о.	0.33	0.89	0.58
Nb	13.7	11.2	9.3	8.9	3.1	6.10	3.89	н.о.	н.о.	9	18	12
Hf	6.58	7.11	5.64	4.24	3.22	3.74	3.48	н.о.	н.о.	2.91	5.79	4.40
Zr	215	305	217	216	118	152	139	н.о.	н.о.	138	256	190
Y	25	21	21	21	20	24	20	н.о.	н.о.	19	36	21
Pb	12	20	15	14	9	6	6	7	4	н.о.	н.о.	н.о.
Th	1.56	2.45	2.59	1.84	4.78	3.22	2.52	н.о.	н.о.	0.74	2.39	3.14
U	0.52	1.00	0.75	0.63	1.37	0.88	0.74	н.о.	н.о.	0.35	0.92	1.00
La	45.79	57.59	40.73	36.39	19.91	15.20	14.63	н.о.	н.о.	13.60	29.50	25.80
Ce	105.1	120.9	87.55	76.91	45.46	33.94	28.84	н.о.	н.о.	34.40	74.20	54.20
Pr	14.31	15.72	11.26	10.11	5.74	4.12	3.93	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Nd	59.25	60.95	45.26	37.55	25.68	17.31	16.88	н.о.	н.о.	21.00	42.50	24.80
Sm	10.83	10.77	8.97	7.71	5.51	3.77	3.76	н.о.	н.о.	4.88	9.19	4.86
Eu	3.15	3.04	2.24	2.22	1.57	1.24	1.20	н.о.	н.о.	1.57	2.31	1.37
Gd	10.10	9.87	7.61	7.74	4.84	4.13	3.86	н.о.	н.о.	4.40	8.00	4.15
Tb	1.32	1.03	0.93	0.78	0.67	0.67	0.62	н.о.	н.о.	0.65	1.11	0.59
Dy	6.15	5.92	4.97	4.82	3.76	4.06	3.75	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Ho	1.39	1.25	1.02	0.90	0.72	0.84	0.75	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Er	3.31	3.49	2.64	2.53	2.05	2.56	2.15	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Tm	0.48	0.31	0.39	0.33	0.27	0.36	0.29	н.о.	н.о.	0.50	0.50	0.30
Yb	3.77	2.85	2.63	2.19	1.95	2.48	1.97	н.о.	н.о.	1.81	2.96	1.76
Lu	0.49	0.40	0.31	0.37	0.28	0.35	0.28	н.о.	н.о.	0.28	0.42	0.25
Ni/Co	2.41	1.00	1.32	1.35	5.33	4.17	3.25	3.45	4.81	3.03	1.29	1.24
Eu/Eu*	0.92	0.90	0.83	0.88	0.92	0.95	0.96	н.о.	н.о.	1.02	0.81	0.91

Таблица. (Окончание).

Проба, комплекс, порода Компонент	ПН- 260806- 3-4 К ₂ en трахи- базальт ЭВП	ПН- 260806- 2-6 К ₂ en андези- базальт ЭВП	ПН- 260806- 3-2 К ₂ en андези- базальт ЭВП	ПН- 260806- 3-1 К ₂ en андези- базальт ЭВП	Г24/1 P _{g1} (?)gm андези- базальт ГВП	Г33/1-1 P _{g1} (?)gm андезит ГВП	Г42/1 P _{g1} (?)gm андезит ГВП	6** P _{g1} (?) андези- базальт ГВП	3** P _{g1} (?) андезит ГВП	ПН- 35-305 K ₂ nn базальт АКВП	ИЛ- 3-14 K ₂ nn андези- базальт АКВП	ИЛ- 3-17 K ₂ nn андезит АКВП
	*1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Rb/Sr	0.02	0.02	0.02	0.03	0.07	0.08	0.07	0.02	0.03	0.01	0.01	0.05
La/Ta	60.2	88.9	72.7	84.6	90.5	40.0	54.2	н.о.	н.о.	41.2	33.1	44.5
La/Sm	4.2	5.4	4.5	4.7	3.5	4.0	3.9	н.о.	н.о.	2.8	3.2	5.3
La/Yb	12.2	20.2	15.5	16.6	10.2	6.1	7.4	н.о.	н.о.	7.5	10.0	14.7
I _{RE} (⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _i	16.0	103.2	33.3	35.0	4.0	4.5	5.4	6.4	31.5	2.1	15.8	58.2
εNd	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.70400	0.70366	0.7039	н.о.	н.о.	0.7039	0.7040	0.7037
	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	3.00	4.20	4.00	н.о.	н.о.	2.97	1.93	1.89

Примечание. * – Здесь и далее по горизонтали – порядковый номер пробы. Химические анализы пород энмываамского комплекса и определения в них методом ICP-MS содержаний РЗЭ и РЭ выполнены в АЦ ДВГИ ДВО РАН, отв. исп. Н.В. Зарубина. Аналитики: Горбач Г.А., Ткалина Е.А., Хуркало Н.В., Каминская В.Н. (силикатный анализ); Остапенко Д.С. (ICP-MS). Анализы пород нунлигранского комплекса взяты из [19, 21]. Анализы вулканитов гармандинского комплекса заимствованы из комментируемой статьи. ** – Составы палеогеновых (позднекампанских? – В.П.) лав Туромчинского прогиба (аналоги гармандинского комплекса – В.П.) взяты из [11]. Все составы пересчитаны на «сухой остаток». Н.о. – определения не проводились. I_{RE} = (K/Ti) [(Ba+Sr)/(Cr+Ni)] – редкоэлементный индекс, по [12]. Mg# – магнезиальность пород. ЭВП, ГВП, АКВП – вулканические поля: Энмываамское, Гармандинское, Амгуэмо-Канчаланское, соответственно.

ления субвулкана трахириолитов (76.1 ± 1 млн лет) [27] заключительной фазы леурваамского комплекса ОЧВП, предшествующей базальтам, и внедрением означенной дайки. Этот позднекампанский интервал близок времени становления мыгдыкитской свиты в Примагаданье [2] (аналога нунлигранской), прежде (работы М.Н. Захарова с коллегами; материалы геолого-съёмочных работ) относимой также к палеогену. На основе сказанного становится очевидным, что и для гармандинских вулканитов нельзя исключить их *более древний*, чем палеоценовый, возраст. В этом случае, допустима возможность параллелизации их с базальтами и андезитами *позднекампанской* окраинно-континентально-рифтогенной формации Северо-Востока РФ (нунлигранский, энмываамский, чуванский, мыгдыкитский, хакаринский комплексы и их аналоги). В пользу принятия такого варианта говорят и упомянутые выше данные фито-стратиграфии, не исключающие *позднемиоценовый* возраст флористических комплексов, собранных в бассейне р. Большая Гарманда в толще «верхних базальтов» [23, 24].

Характеристики состава вулканитов кытыймской свиты из ее стратотипа, приводимые в [29, стр. 53], *идентичны* гармандинским, откуда следует, что вывод авторов [30], завершающий вводную часть комментируемой статьи, о том, что «по составу и возрасту» (здесь и далее выделено мной – В.П.) гармандинский вулканический комплекс «*существенно* отличается от кытыймской свиты», представляется *преждевре-*

менным. Для надежного его обоснования следовало привести сведения по составу пород (минералогия, петрография, петрохимия, геохимия) «классической» кытыймской свиты *из ее стратотипа* (хотя бы, компилятивные), сопоставить с ними характеристики вулканитов «гармандинского комплекса» и лишь тогда делать соответствующие выводы.

Аналогичное сравнение гармандинского комплекса надо было провести и с одной из свит «верхних» базальтов, развитых на территории, занимаемой ОЧВП, например, евыревээмской (чуванская толща, по [3, 4]), близкой ему по возрасту и структурной позиции [34, 36]. Некоторые сведения по составу пород этой свиты приведены в [30], но без комментариев. В то же время, даже беглое сопоставление петрохимических данных, с использованием материалов [4, 34, 35], показывает, что евыревээмские андезибазальты резко отличаются от сходных по основности гармандинских пород своей *умеренной* магнезиальностью, *значимо меньшими* содержаниями термофильных сидерофилов (Cr, Ni), более высокими содержаниями оксидов калия и фосфора, зачастую – алюминия и титана. То есть, отождествляться с гармандинскими по реперным показателям вещественного состава они *не могут*. В то же время, евыревээмские вулканиты близки, как по составу, так и по пространственному, стратиграфическому и структурному положению, базальтоидам энмываамской свиты – еще одной представительницы толщ «верхних базальтов» Чукотки

(табл.). Детальнее этот вопрос рассмотрен ниже, при обсуждении критериев близости–различия гармандинского комплекса и представителей окраинно-континентально-рифтогенной формации.

Вопрос о геодинамике проявлений вулканизма кытыймской свиты и гармандинского комплекса также весьма не прост. Дело в том, что по геологическому положению те и другие принадлежат к производным рифтогенных обстановок: кытыймская свита входит в состав накоплений Пареньско-Пенжинского рифта Пареньско-Анадырского вулканического пояса [29] (Пенжинско-Западно-Камчатского, по [15]), входящего в состав Охотско-Анадырской рифтовой системы [18]. Гармандинский комплекс перекрывает вулканы и плутониты Эвенской вулканической зоны Пенжинского сектора ОЧВП [3], и, по представлениям, развиваемым в [6], относится к магматическим образованиям обстановок трансформной континентальной окраины или скольжения литосферных плит (типа «pull apart basins»), наследующих надсубдукционную обстановку становления ОЧВП.

Проблема усложняется тем, что «примитивностью» своего состава (высокая магнезиальность, высокие содержания хрома и никеля, низкие содержания оксидов алюминия, титана и фосфора, и др.) гармандинский комплекс существенно различается с прочими *постсубдукционными* базальтоидными комплексами (нунлигранский, энмываамский, чуванский, мыгдыкитский, хакаринский – т.н. «верхние базальты»), перекрывающими вулканоплутониты ОЧВП (работы В.Ф. Белого, М.Н. Захарова, Н.И. Филатовой, И.Н. Котляра, П.И. Фёдорова, В.Ф. Полина, В.В. Акинина и их соавторов). В то же время, именно *по этим характеристикам* гармандинский комплекс подобен «классической» кытыймской свите [11, 29, 30]. Очевидно, что для решения данной проблемы требуется проведение дальнейших углубленных исследований означенных образований и их аналогов.

Наблюдается явное недопонимание авторами комментируемой статьи термина «вулканическое поле». Вначале ими сказано, что Гармандинское вулканическое поле имеет «значительные размеры и площадь его приближается к 240 км²»; отмечается, что изучен «один из фрагментов» этого поля. Однако уже в следующем абзаце говорится, что было отобрано около 70 образцов и проб, из них проанализировано 18 проб пород, отобранных *по всей площади* поля и площадь эта составляет ... около 24 км². То есть, на самом деле, как видно и на рис. 2 в [30], авторами исследовано далеко *не все* Гармандинское вулканическое поле, а лишь незначительный (не более 10 % площади) его фрагмент, которому, почему-то, присвоен статус всего Поля. Очевидно, что неправомерно

называть отдельные вулканические покровы или их фрагменты «вулканическими полями», поскольку то и другое – разномасштабные образования. Следует подчеркнуть и то, что для изучения выбран далеко не самый удачный участок Поля (*не имеющий коренных выходов*), по которому оказалось невозможным судить ни о взаимоотношениях пород в разрезе вулканогенной толщи, ни о мощности отдельных ее горизонтов. Набор вулкаников на изученной площади весьма невелик и представляет, судя по составу, лишь часть «толщи палеогеновых вулкаников» рассматриваемого района. В разрезе отсутствуют базальты, трахибазальты и некоторые другие типы пород, отмеченные предшественниками в составе изучаемой свиты [11, 23, 24 и др.]. Неоправданным и геологически не вполне грамотным выглядит утверждение об отличии Гармандинского *вулканического поля* «по составу и по возрасту» от *кытыймской свиты*. Во-первых, сравнивать их в подобном плане просто нельзя: «поле» – единица морфоструктурная, а свита – стратиграфическое подразделение. Во-вторых, как уже отмечалось, ни из предыдущего текста, ни из табличного материала *никак не может следовать* вывод об отличиях кытыймских и гармандинских вулканогенных отложений *по составу*, поскольку предметное сопоставление составов *не проводилось*.

Характеризуя главу «Вещественный состав пород», необходимо еще раз подчеркнуть, что изучена лишь небольшая группа представителей «гармандинского комплекса», притом на очень ограниченном по площади участке его развития, в то время как расположенные буквально рядом обширные покровы «палеогеновых» (позднекампанских? – В.П.) вулкаников остались без внимания, что вызывает недоумение. Остается загадкой и то, почему не были опробованы и исследованы *базальты* из двух субвулканов, закартированных предшественниками на изученном участке (см. рис. 2 в [30])? В результате весьма пострадала *представительность* материала, отнюдь не характеризующего комплекс как таковой. Давно общепризнано, что для получения наиболее полной информации об источниках и физико-химических условиях образования базальтоидных комплексов самым перспективным является изучение малодифференцированных ранних, максимально магнезиальных эффузивных и гипабиссальных пород, каковыми в гармандинском комплексе являются базальты, трахибазальты и габбро. Увы, даже компилятивных сведений по их составу в статье нет.

Отсутствие данных по базальтам и трахибазальтам не позволяет достоверно судить о составе и источниках родоначальных расплавов, путях и условиях их эволюции и, как следствие, о геодинамиче-

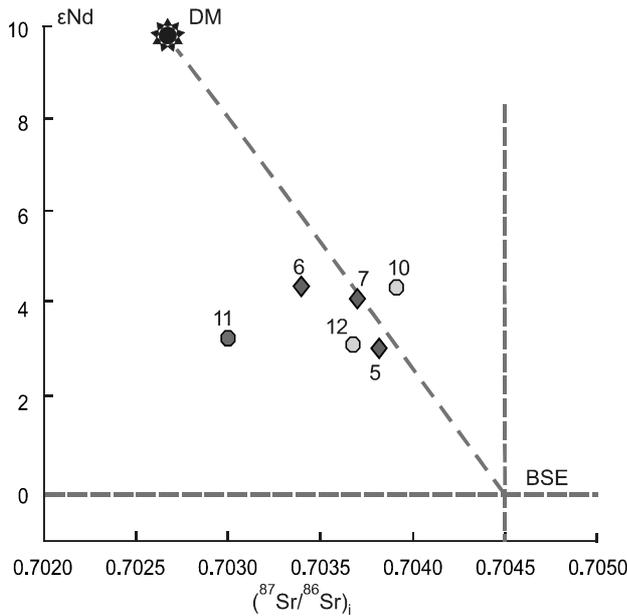


Рис. 1. Соотношение инициальных отношений изотопов Sr с ϵNd в вулканитах нунлигранского (АКВП) и гармандинского (ГВП) комплексов.

DM – деплетированная мантия. BSE – средний состав Земли. Цифры возле значков здесь и на рисунках 3, 4 соответствуют номерам проб из табл.

ской обстановке становления комплекса. В этой связи, приходится констатировать, что название табл. 2 в статье [30] («Представительные анализы...») не соответствует ее содержанию.

Вызывает вопрос и отсутствие в табл. 2 сведений по микроэлементному составу «низкремнистого» андезибазальта (проба Г23/1; $C_{SiO_2} = 53.68\%$). Именно эта разновидность андезибазальтов среди проанализированных наиболее интересна в плане *относительной близости* к первичным составам породообразующих расплавов. С учетом значительных различий по содержаниям MgO, Ba, Sr, Cr, Ni даже более кремнекислого андезибазальта («промежуточного», проба Г24/1) и андезитов, можно предположить еще более значимые различия между составами «низкремнистого» андезибазальта и андезитоидов. К сожалению, в работе геохимически *полноценно* охарактеризована только группа андезита-дациандезита; из андезибазальтов изучена лишь разновидность, приближающаяся по кремнекислотности к андезитам (табл.). Сопоставление редкоземельных и микроэлементных спектров (см. рис. 5а в [30]; кстати, непонятно, почему на нем *все* гармандинские породы названы «андезибазальтами»?) показывает почти полное совпадение спайдерграмм у «промежуточного» андезибазальта ($C_{SiO_2} = 55.45\%$) и андезитов ($C_{SiO_2} = 56.82$ и 57.72%),

при этом, что редкоэлементные и редкоземельные спектры дациандезита ($C_{SiO_2} = 61.9\%$) значительно отличаются от таковых у менее кремнекислых пород своей обедненностью редкими щелочами и лантаноидами (факт этот отмечен авторами статьи, но не прокомментирован). Сходное замечание касается и ряда других петрогеохимических и изотопно-геохимических характеристик андезибазальта и андезитов. В итоге, можно заключить, что не только группа базальтов, составляющая значительную часть объема гармандинского комплекса, осталась *не охарактеризованной* в плане геохимии, но и группа андезибазальтов отчасти тоже.

К сказанному следует добавить, что сложно принять практикуемое авторами *прямое* петрогеохимическое сопоставление значимо *различных по основности* групп вулканитов. По этой причине, не выдерживает критики сравнение проанализированных *андезитоидов* гармандинского комплекса с «верхними», якобы палеогеновыми (на самом деле, *позднекампанскими* [22]) *базальтами* «Танюер-Канчаланского ареала» (нунлигранский комплекс в АКВП – В.П.), Рарытчинского и Колючинского «ареалов», равно как и с *базальтами* срединно-океанических хребтов (MORB). Несомненно, что фигуративные точки гармандинских *андезитов* и *дациандезита* заведомо не будут попадать в поля составов *базальтов* различных геодинамических обстановок на большинстве графиков и диаграмм, разработанных *для базальтов*.

Аналогичное замечание касается и данных по изотопии стронция и неодима. Обращает внимание близость изотопных составов гармандинских и нунлигранских (окраинно-континентально-рифтогенная формация в АКВП) пород (рис. 1).

Необходимо констатировать, что авторами [30] далеко *не полностью* использованы результаты изотопных исследований вулканитов. В частности, не рассчитаны *модельные возраста* источников пород; соответственно, не получены дополнительные сведения о протолитах родоначальных расплавов.

В статье упущена и одна из главных возможностей использования спайдер-диаграмм распределения РЗЭ, по которым можно было получить сведения о близости или различиях источников породообразующих расплавов, соответственно, путях становления слагающей гармандинский комплекс серии: «базальт – андезибазальт – андезит – дацит».

Термин «*ареал*», широко используемый В.Н. Смирновым и коллегами, кажется не вполне удачным, поскольку в нём выхолощена тектоническая, геодинамическая принадлежность сопоставляемых вулканических комплексов. Читателю, не вполне знакомому с материалом (особенно, иностранному),

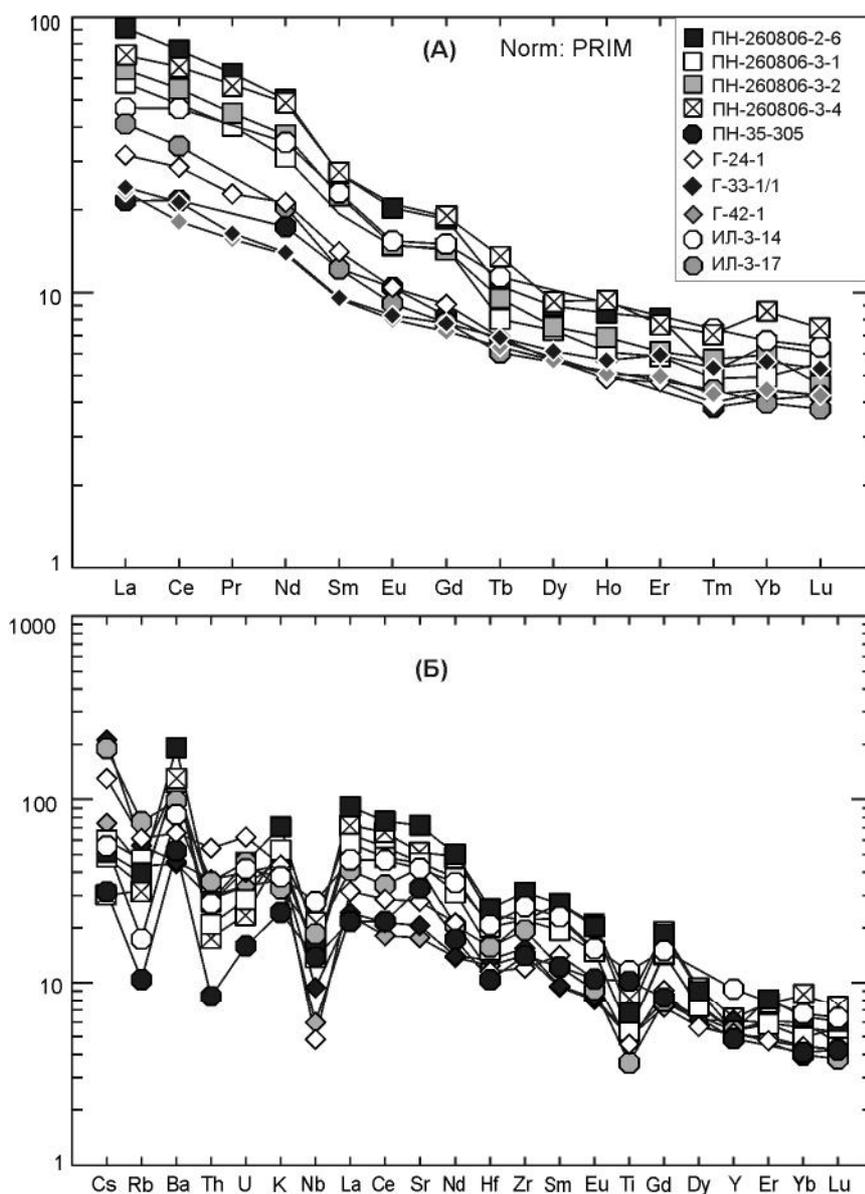


Рис. 2. Распределение содержаний редких (А), редких и несовместимых элементов (Б), нормированных к примитивной мантии по [40].

Номера проб отвечают таковым в табл.

подобные определения (Танюер-Канчаланский ареал, Каканатский ареал и др.) мало что говорят. Нельзя было также игнорировать и тот факт, что поздние («верхние») базальты АКВП (т.н. «Танюер-Канчаланский ареал») отчетливо подразделяются на два типа: (1) с внутриплитными и (2) близкими к надсубдукционным геохимическими характеристиками (табл.), чему есть свое объяснение [19, 20], которое авторы комментируемой работы могли бы принять во внимание при обсуждении вопроса о геодинамических условиях становления гармандинского комплекса. Неудачность использования термина «Таню-

ер-Канчаланский ареал» подчеркивается и тем, что относимые к нему авторами танюерская и нунлигранская свиты принадлежат, по мнению многих исследователей, к областям развития различных, *разновременных* вулканических поясов: танюерская (басс. р. Танюер) – Корьякско-Западно-Камчатского (Бристольско-Анадырского, по другим представлениям), а нунлигранская (тнеквээмская) (басс. верхнего течения р. Канчалан) – Охотско-Чукотского.

Из текста статьи (равно как и последующих «выводов») сложно понять, с какой целью на рисунках приведены фигуративные точки и поля «палеогеновых

вулканитов Северного Приохотья». Читателю остается только догадываться и самому проводить сравнения и сопоставления, делать какие-то умозаключения...

Несколько неожиданным кажется вывод В.Н. Смирнова и коллег о том, что сочетание *минимумов* по ниобию и танталу с *максимумами* по цирконию, гафнию, свинцу и стронцию «характерно для вулканитов, сформировавшихся в обстановке постсубдукционных синдвиговых деформаций» (со ссылкой на [37]). Нельзя забывать, что есть многочисленные примеры иного рода (например, [2, 11, 19, 20, 32, 35]), свидетельствующие, что базальты в подобных обстановках имеют *повышенные и высокие* содержания оксида титана, *высокие* содержания оксида фосфора, повышенные – стронция, циркония и гафния, но *незначительные* ниобий-танталовые минимумы (рис. 2) или вовсе их *не имеющие* [19, 20]. В наименее кремнекислом гармандинском андезибазальте добрая половина указанных признаков *отсутствует*, что не позволяет проводить подобные параллели, по крайней мере, до тех пор, пока не будут получены и проанализированы данные по базальтам. В то же время, авторами [30] не учтен значительный набор признаков, «*роднящих*» гармандинские (*высокомагнезиальные*) андезибазальты и андезиты с высокомагнезиальными базальтоидами и андезитами других областей зоны перехода «океан–континент», например, вулкана Шивелуч (Камчатка), для которых принимаются идеи формирования их в обстановках над- либо постсубдукционной [8, 38, 39].

Несомненный интерес представляют сведения о повышенных содержаниях циркония и гафния в гармандинских породах, при одновременной обедненности их другими высоkozарядными элементами: титаном, ниобием, танталом, что парадоксально и требует объяснения. Указания на этот факт, как и на высокие и особо высокие содержания в базальтоидах магния, хрома и никеля, в [30] имеются, но не обсуждаются.

Касаясь «надсубдукционности» ряда петрогеохимических характеристик гармандинских вулканитов, следует отметить, что В.Н. Смирнов и соавторы оставили без внимания такой важный параметр, как величина глиноземистости пород, равно как и абсолютные содержания глинозема сами по себе. Общеизвестно, что в надсубдукционных вулканитах содержание глинозема всегда превышает 16 процентов, достигая 18–19 % и даже более. В гармандинских породах эти величины – явно ниже реперных, попадая в интервал 15–16 %, что совпадает с таковыми для мыгдыкитской [12] и энмываамской (табл.) свит окраинно-континентально-рифтогенной формации Северо-Востока России. Вкупе с высокими содержаниями

магния, хрома и никеля, повышенными – циркония и гафния, высокими величинами никель-кобальтового отношения, низкими значениями редкоэлементного индекса (табл.), сведения по глиноземистости пород следовало бы учесть при петрологической характеристике и геодинамической интерпретации условий их становления.

Характерно, что на представленных в рассматриваемой статье рисунках фигуративные точки «гармандинских» вулканитов образуют единые тренды либо ложатся в поля пород *известково-щелочной серии (группы)* «палеогеновых вулканитов Северного Приохотья», *ничем* из них не выделяясь. Скорее наблюдается ряд различий с некоторыми породами евдыревэемской свиты (см. рис. 3 в [30]) окраинно-континентально-рифтогенной формации. Сопоставление гармандинских вулканитов с *обезличенными*, по сути, «палеогеновыми лавами Северного Приохотья» (куда, надо полагать, попадают составы как аналогов гармандинского комплекса, с одной стороны, так и пород «стратотипической» кытыймской свиты, с другой) *мало что дает* в плане выявления отличительных или сходных черт гармандинских и кытыймских вулканитов.

КОММЕНТАРИИ К «ВЫВОДАМ» [30]

Вывод 1. Основываясь исключительно на данных калий-аргонового анализа, *не подтвержденных* результатами прецизионных определений, вывод о различиях возрастов вулканитов гармандинского комплекса и пород кытыймской свиты правомерен, но недостаточно убедителен, учитывая ограничения, накладываемые на калий-аргоновый метод. С другой стороны, нельзя исключить, как сказано выше, и *еще более древний* (позднекампанский – В.П.) возраст гармандинских пород, чем установленный авторами статьи.

Вывод 2 имел бы значимо большую степень достоверности, иди речь о *базальтах*.

Вывод 3. Требует существенной корректировки, в свете сказанного выше о составе изученных пород. Авторам необходимо было более убедительно обосновать свои представления о тектонической позиции гармандинского комплекса и его месте в геодинамической истории региона. Для этого, помимо геологических признаков, следовало детальнее разобраться с петрогеохимическими реперами, указывающими на возможные источники первичных расплавов гармандинского комплекса.

В «выводах» никак *не отражены* специфические особенности состава пород гармандинского комплекса, могущие «пролить свет» на проблему их источников.

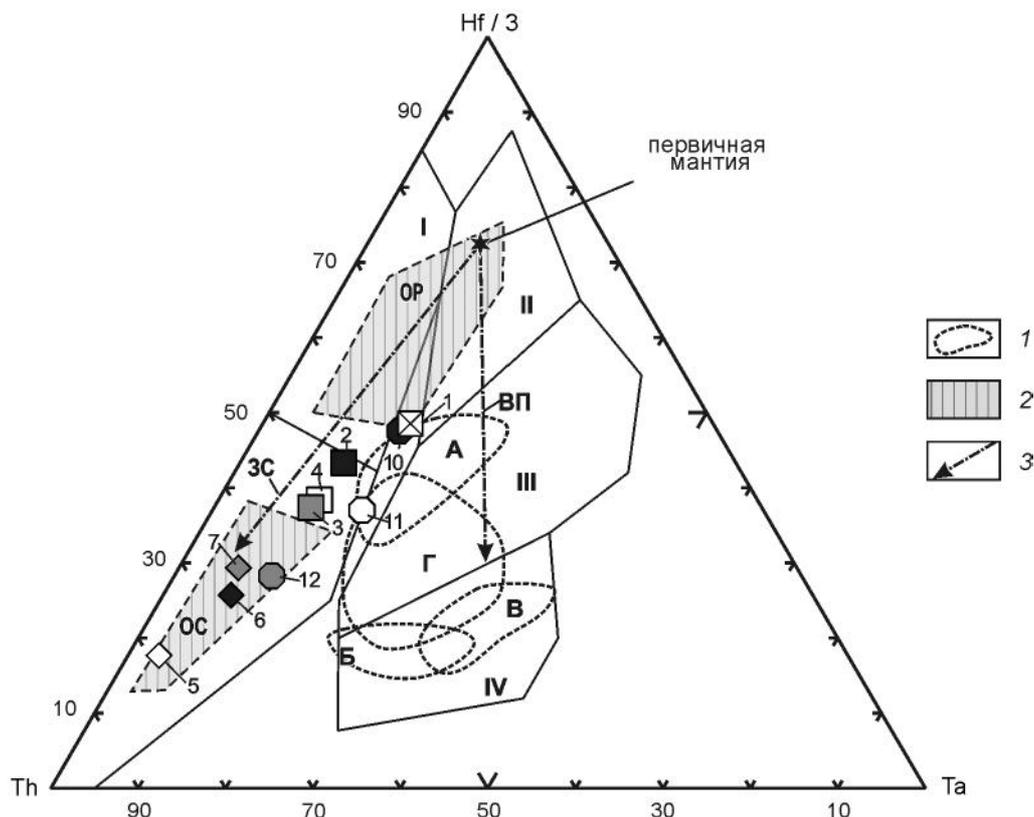


Рис. 3. Th-Hf-Ta систематика позднемеловых и палеогеновых (?) базитов Гармандинского, Энмываамского и Амгуэмо-Канчаланского вулканических полей.

1 – Поля составов базальтов разных регионов, по [7]: А – окраинно-континентального рифта Рио-Гранде; Б – базальтов окраинных морей (о-ва Оки-Дого, Япония); В – кайнозойских базальтов Монголии и Забайкалья; Г – внутриплитных позднекайнозойских базальтов Камчатки. 2 – Поля составов базальтов разных обстановок: ОС – областей сжатия; ОР – областей растяжения. 3 – Тренды обогащения умеренно-деплетированной мантии: ВП – во внутриплитной обстановке; ЗС – над зоной субдукции. I–IV поля составов базальтов разных геодинамических обстановок: I – вулканических дуг, II – срединно-океанических хребтов, III – срединно-океанических хребтов и внутриплитных, IV – внутриплитных. 2 – по [7]; 3, I–IV – по [41]. Фигуративные точки пород: кружки – нуллигранский комплекс АКВП (черный – базальт, серый – андезит, белый – Ti-андезибазальт), ромбы – гармандинский комплекс ГВП (черный – андезит, серый – андезит, белый – андезибазальт), квадраты – энмываамский комплекс ЭВП (черный – андезибазальт, серый – андезибазальт, белый – андезибазальт, белый с крестом – трахибазальт).

РЕЗЮМЕ И АВТОРСКАЯ ВЕРСИЯ ИНТЕРПРЕТАЦИИ МАТЕРИАЛОВ [30]

Отсутствие в статье *прецизионных* сведений по возрасту пород и данных по геохимии базальтов гармандинского комплекса не позволяет квалифицированно судить о времени, генезисе и геодинамической обстановке его проявления.

Петрохимический и редкоэлементный составы лав комплекса интерпретируются неоднозначно. Обогащенность магнием и термофильными сидерофилами, обедненность глиноземом, не типичные для лав активных континентальных окраин (АКО), сближают их с базальтами «молодых платформ», по Б.Г. Лутцу [17], которые могут рассматриваться как проявления внутриплитового вулканизма, характерного для усло-

вий тектонического растяжения. В то же время распределение в гармандинских андезибазальтах и андезитах тория и микроэлементов группы титана (рис. 3) свидетельствует в пользу представления об образовании их в условиях сжатия, типичного для надсубдукционной обстановки.

В этой связи обращает внимание значительная близость ряда петрогеохимических характеристик у гармандинских андезибазальтов и андезитов, с одной стороны, и пород окраинно-континентально-рифтогенных комплексов, с другой: андезибазальтов энмываамского (ЭВП) и андезитов нуллигранского (АКВП) (рис. 1–3; табл.). Идентичность в тех и других топологии графиков распределения редкоземельных микроэлементов (рис. 2) позволяет предположить

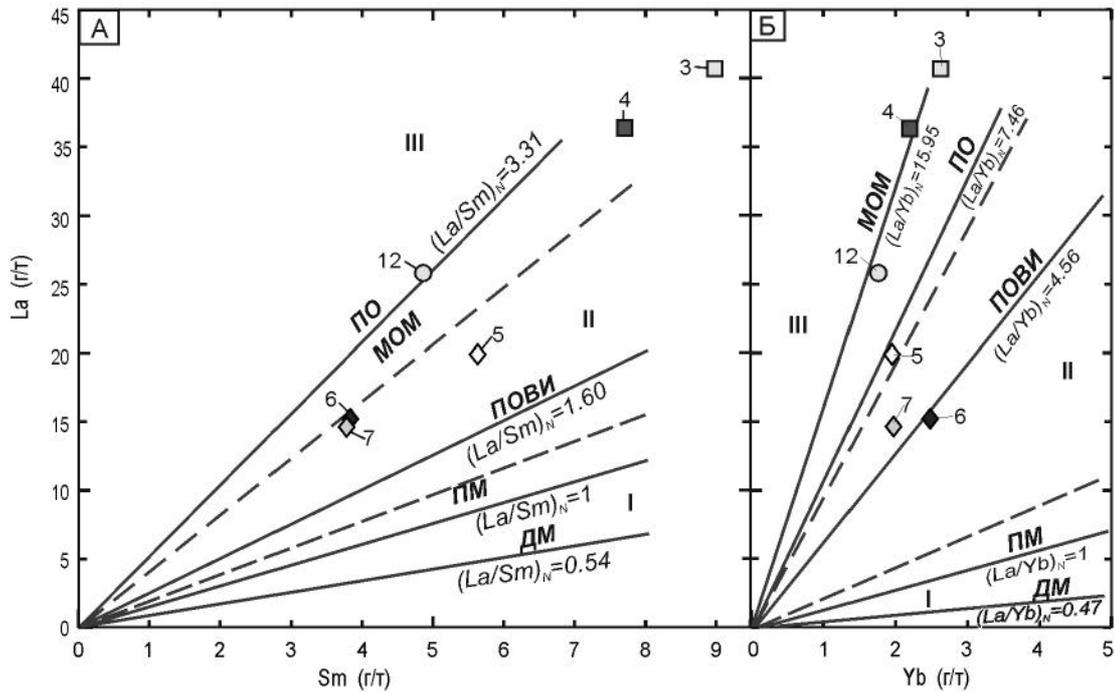


Рис. 4. Редкоземельная систематика базальтоидов и андезитов гармандинского, энмываамского и нунлигранского комплексов на диаграммах П.К. Кебезинскаса [13].

ДМ – деплетированная мантия; ПМ – примитивная мантия; ПОВИ – первозданно-обогащенный внутриплитный источник; ПО – пелагические осадки; MOM – метасоматически обогащённая мантия; I – III – типы андезитов: I – тонга-кермадекский, II – алеутский, III – андийский. Остальные условные обозначения см. на рис. 3.

сходство составов их протолитов и близкие физико-химические и, вероятно, геодинамические условия формирования гармандинских вулканитов Северного Приохотья и «верхних» базальтов, базальтоидов и андезиитоидов, развитых на территории Чукотки и в басс. р. Еропол (приток р. Анадырь). В пользу предположения о возможной близости источников «верхних» базальтов и андезитов АКВП и гармандинских пород свидетельствует также сходство параметров их неодим-стронциевой изотопной систематики (рис. 1).

Главные различия между «верхними» базальтоидами и андезиитоидами Гармандинского поля, с одной стороны, Энмываамского и Амгуэм-Канчаланского, с другой, обусловлены, вероятно, не только и не столько разной степенью дифференциации соответствующих лав, сколько влиянием на составы гармандинских вулканитов некоего «наложенного» высокомагнезиального источника, о чём свидетельствуют, в частности, содержания оксида магния, хрома и никеля, высокие как в андезибазальте, так и в низкокремнистом андезите (табл.) гармандинского комплекса.

У андезибазальта ГВП наблюдаются значительно меньшие содержания Al_2O_3 и вдвое большие – MgO , против аналогичных по кремнекислотности пород ЭВП, при сходных содержаниях прочих макроком-

понентов (табл.). В микроэлементном составе «примитивность» базальтоидов Гармандинского поля выразилась в высоких содержаниях термобфильных сидерофилов (Cr и Ni) и пониженных содержаниях крупноионных литофилов (Ba, Sr) (табл., рис. 2). Вместе взятое, это сказалось на значимых различиях в рассматриваемых породах величин редкоэлементного индекса I_{RE} (табл.), являющегося индикатором степени дифференциации базальтоидных и андезиитоидных расплавов [12]. В андезибазальте и андезиитоидах гармандинского комплекса невысокие их значения ($I_{RE} = 4.0 \div 6.4$) могут свидетельствовать о возможной низкой степени дифференциации расплавов; однако вызывает вопрос тот факт, что степень дифференцированности составов почти не возрастает с ростом их кремнекислотности.

В «верхних» базальтах и андезитах АКВП степень дифференциации изменяется от очень низкой ($I_{RE} = 2.1$) в базальте из основания разреза, до высокой ($I_{RE} = 58.2$) в субвулканическом андезите завершающей фазы нунлигранского комплекса, что закономерно для дифференцированной (или контаминированной) серии. Трахибазальт энмываамского комплекса («верхние базальты» ЭВП) имеет более эволюционно развитый состав: величина индекса дифференциации

($I_{RE} = 16.0$) в нём существенно превышает таковую в базальте АКВП и гармандинском андезибазальте. В энмываамских *андезибазальтах* преобладающие величины I_{RE} (от 33.3 до 42.7; при единичном значении 103,2) вдвое и более превышают его величину в трахибазальте и сопоставимы с наблюдаемой в андезите АКВП (табл.), что также закономерно. Крайне незначительный прирост величины I_{RE} в гармандинских андезитах и, особенно, дациандезите относительно таковой в андезибазальте может указывать на низкий уровень или отсутствие отношений дифференциации между разноосновными вулканидами (что подтверждается практическим отсутствием в них европиевого минимума) и *самостоятельное* выплавление соответствующих магм, с участием высокомагнезиальных, высокохромистых и высоконикелистых источников.

По величинам отношений РЗЭ ($(La/Sm)_n = (2.7-2.8)$ и $(La/Yb)_n = (4.5-7.5)$) точки составов гармандинских андезибазальта и андезитов попадают в поле алетутского типа андезитов (рис. 4), близ границы с полем андийского типа, по [13], чем *значимо отличаются* от продуктов примитивной мантии. Они занимают промежуточное положение между линиями ПОВИ и МОМ, в то время как составы базальтоидов и андезитов нунлигранского и энмываамского комплексов окраинно-континентально-рифтогенной формации тяготеют к линии МОМ. В составах всех пород явно просматриваются признаки двух типов источников – (1) собственно первичной неистощенной мантии и (2) эволюционно-продвинутого источника типа МОМ – метасоматически (надсубдукционно)-обогащенной мантии, но – с разной степенью их влияния. Доля источника ПОВИ в гармандинских породах заметно преобладает относительно таковой в «верхних» базальтах и андезитах Энмываамского и Амгуэмо-Канчаланского вулканических полей. Но чем этот источник представлен в изученном районе, остается пока не вполне ясным.

Подытоживая результаты сопоставления составов «верхних» базальтов и андезитов ГВП, АКВП и ЭВП, следует отметить, что наблюдается довольно парадоксальная картина. Гармандинский комплекс, с одной стороны, обнаруживает признаки примитивных или слабо деплетированных базальтоидов и андезитов, с другой – обладает рядом характеристик производных обогащенной мантии (обогащенность крупноионными литофилами, легкими и средними РЗЭ, обедненность тяжелыми РЗЭ). Показатели обогащенности сближают его породы с «верхними» базальтами и андезитами АКВП и ЭВП. Остаются загадкой признаки «примитивности» составов лав ГВП, отличающие их от стратиграфически, структурно

(возможно, и хронологически) близких «верхних базальтов» сопредельных территорий.

Высокомагнезиальные, высокохромистые и высоконикелистые («примитивные») основные и средние вулканиды, подобные по этим характеристикам гармандинским, известны в различных геодинамических обстановках, и их происхождение объясняется петрологами по-разному. Нередко те и другие относят к производным разных степеней парциального плавления мантии, «примитивной» по составу (например, [26]), либо эклогита субдуцированной плиты [39]. В других случаях привлекается механизм *повторного* (высокотемпературного) плавления верхней мантии, ранее истощенной в результате предшествующего надсубдукционного магмообразования. Согласно последней версии (например, [38]), повторное плавление мантийного «клина» происходило под воздействием *плюма*, «исходящего из глубинных и более горячих недр Земли». Для объяснения генезиса высокомагнезиальных *андезитов* предполагается как прямое выплавление соответствующего расплава (например, [26, 38]), так и фракционная кристаллизация примитивной магмы [9] и/или смешение последней и кислых ее дифференциатов [8]. Рассмотренные варианты, вполне очевидно, могут быть применены к обстановкам и *надсубдукционным* (заклучительные фазы вулканизма), и *синсубдукционным* (задугового рифтогенеза), и, что кажется наиболее вероятным в нашем случае, к вулканизму *несубдукционных* обстановок («окраинно-континентально-рифтогенной» или «скольжения литосферных плит»).

Одно из вероятных объяснений наблюдаемой в Гармандинском поле ситуации видится **не** в существовании под Омолонским микроконтинентом «анклава» первично-обогащенной мантии, и **не** в наличии «локального» плюма или особых условий завершающих этапов субдукции (с плавлением слэба) при становлении ОЧВП, проявленных *только* на этой территории, но в возможном влиянии *контаминации* слабо деплетированных первичных базальтовых расплавов «примитивным» по составу базитовым и ультрабазитовым веществом нижней коры микроконтинента (супертеррейна) Омолон. Многие метаморфические нижнекоровые базиты и ультрабазиты этой структуры обладают, как показано в [10], признаками состава, сближающими их с гармандинскими базальтоидами и андезиитоидами: высокой и очень высокой магнезиальностью, высокими и очень высокими содержаниями хрома и никеля, пониженными и низкими содержаниями оксидов алюминия, титана, фосфора. В пользу предполагаемой возможности, помимо содержаний магния, титана, хрома и никеля, сходных по уровню

с наблюдаемыми в метаморфитах, свидетельствуют и некоторые другие геохимические характеристики гармандинских базальтоидов и андезитов, близкие к таковым у нижнекорковых пород, что показано на рисунках 8 и 9 в [30].

МОДЕЛЬ МАГМООБРАЗОВАНИЯ ГАРМАНДИНСКОГО КОМПЛЕКСА

Возможная модель магмообразования для гармандинского комплекса, с учетом результатов сопоставления его пород с энмываамскими и нунлигранскими базальтоидами, и (немаловажно!) при условии *валидности* сделанного выше допущения по возможному *позднекампанскому* возрасту этого комплекса, видится следующей.

В конце сенона на микроконтиненте Омолон, как и на территории развития Чукотского звена ОЧВП, имело место затухание зон магмогенерации как в области «мантийного клина», так и в верхней коре. В кампане [22] произошла смена субдукционной обстановки на режим скольжения литосферных плит [6, 19], сопровождавшаяся широким проявлением сдвиговых дислокаций. Образовавшиеся в ходе даже малоамплитудных, но *резких* сдвигов, присдвиговые структуры растяжения могли иметь, как показано [33], весьма значительную глубинность, усугубляемую повышенной жесткостью земной коры в пределах микроконтинента и уходящую в область континентальной астеносферы. В зонах прогрессирующего глубинного раскрытия (структуры «pull-apart basins») за счет этого были способны развиваться присдвиговые магматические камеры, импульсно заполняемые в ходе всего периода активного сдвигания. В итоге, с началом активных сдвиговых дислокаций и в результате действия механизма присдвигового рифтинга, сформировались новые зоны магмогенерации, более глубинные, чем прежние надсубдукционные. При этом на Омолоне, при подъеме образовавшихся базитовых расплавов в мощной сиалической коре, могли возникать *промежуточные* магматические камеры, что создавало условия для внутрикамерной контаминации исходных расплавов базитовым веществом «рамы», обладающим [10] «примитивными» характеристиками. С ассимиляционными процессами в подобных камерах и могло быть связано появление высокомагнезиальных базитовых и андезитовых магм, родоначальных для пород гармандинского комплекса.

Следует отметить, что нельзя исключить и вероятность образования высокомагнезиальных, низкоглинозёмистых и низкотитанистых расплавов путем различной степени плавления непосредственно нижнекорковых пород – высокомагнезиальных и высокохромистых амфиболитов и амфибол-пироксеновых

кристаллосланцев, широко представленных в составе Омолонского кратона [10]. Роль «печки» и источника/проводника флюидов при этом также должны были играть глубинные базитовые магмы.

Последний вариант может быть предметно рассмотрен после получения сведений по геохимии и изотопии метаморфических пород Вархаламского и Ауланджинского блоков Омолонского микроконтинента (супертеррейна), что видится задачей недалёкого будущего.

Автор искренне признателен А.И. Ханчуку, С.И. Дрилю, В.В. Акинину и неизвестному рецензенту за высказанные замечания и пожелания. Работа выполнена при частичной финансовой поддержке программы «Дальний Восток» 2018–2020, проект № 18-2-015.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Акинин В.В., Котляр И.Н. ГЕОХРОН – компьютерная база данных изотопного датирования минералов, горных пород и руд Северо-Востока России // Магматизм и оруденение Северо-Востока России / Ред. С.Г. Бялобжеский. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1997. С. 313–318.
2. Акинин В.В., Миллер Э.Л. Эволюция известково-щелочных магм Охотско-Чукотского вулканического пояса // Петрология. 2011. Т. 19, № 3. С. 249–290.
3. Белый В.Ф. Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1977. 171 с.
4. Белый В.Ф. Формации и тектоника Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1978. 215 с.
5. Берман Ю.С. Типы, условия формирования и поисковые признаки золото-серебряного оруденения северо-восточной части Охотско-Чукотского вулканического пояса: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. М.: ЦНИГРИ, 1970. 25 с.
6. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. С. 1–572 + цв. карта.
7. Геохимическая типизация магматических и метаморфических пород Камчатки / Ю.М. Пузанков, О.Н. Волюнец, В.А. Селиверстов и др. / Науч. ред. А.П. Кривенко. СО АН СССР, Ин-т геологии и геофизики. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1990. 259 с.
8. Горбач Н.В., Портнягин М.В. Геологическое строение и петрология лавового комплекса вулкана Молодой Шивелуч, Камчатка // Петрология. 2011. Т. 19, № 2. С. 140–172.
9. Дриль С.И. Происхождение и эволюция островодужных андезитов на примере вулканов Заварицкого, Эбеко (Курильские острова) и Шивелуч (Камчатка): Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. М.: МГУ, 1988. 15 с.
10. Жуланова И.Л. Земная кора Северо-Востока Азии в докембрии и фанерозое. М.: Наука, 1990. 304 с.
11. Захаров М.Н., Легейдо В.А. Геохимические особенности магматических комплексов верхнего мела и палеогена Туромчинского наложенного прогиба (Охотско-Чукотский вулканический пояс) // Геохимия. 1976. № 11. С. 1653–1661.
12. Захаров М.Н., Глазунов О.М. Петрохимические особенности базальтоидов контрастной трахилипарит-базальтовой формации Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Геохимия. 1990. № 3. С. 447–456.

13. Кепежинская П.К. Геохимические типы примитивных андезитов в зонах перехода океан – континент // Мафитовые формации зон активизации. Новосибирск: Наука, Сиб. отделение, 1988. С. 57–67.
14. Корольков В.Г. Государственная геологическая карта (новая серия). 1:1 000 000. Листы О-56; Р-56, 57: Объясн. зап. СПб., 1992. 112 с.
15. Котляр И.Н., Белый В.Ф., Милов А.П. Петрохимия магматических формаций Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1981. 222 с.
16. Котляр И.Н., Русакова Т.Б. Геолого-геохронологическая модель меловых континентальных вулканических толщ Охотско-Чукотской магматической провинции (Северо-Восток России) // Тихоокеан. геология. 2005. Т. 24, № 1. С. 25–44.
17. Лутц Б.Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980. 247 с.
18. Песков Е.Г., Мигович И.М. Крайне-континентальная рифтовая система на северо-востоке Азии // Геология и геофизика. 1980. № 2. С. 11–18.
19. Полин В.Ф., Молл-Столкап Е.Дж. Петролого-геохимические критерии тектонических условий формирования Чукотского звена Охотско-Чукотского вулканического пояса // Тихоокеан. геология. 1999. Т. 18, № 4. С. 29–47.
20. Полин В.Ф. Магматические образования трансформных континентальных окраин. Охотско-Чукотский ареал (поздний мел-палеоген) // Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. / Под ред. А.И. Ханчука. Кн. 1. Ч. 1. Гл. 5. Владивосток: Дальнаука, 2006. С. 349–354.
21. Полин В.Ф., Сахно В.Г., Максимов С.О., Сандимиров И.В. Изотопно-геохимические характеристики и глубинные источники субщелочных и щелочных пород палеогеновой контрастной формации Амгуэмо-Канчаланского вулканического поля ОЧВП // Докл. АН. 2009. Т. 429, № 2. С. 227–233.
22. Полин В.Ф., Тихомиров П.Л., Травин А.В. Этап скольжения литосферных плит на Восточной Чукотке: данные прецизионной изотопной периодизации // Методы и геологические результаты изучения изотопных геохронометрических систем минералов и пород / Российская конференция по геохронологии. Москва, 5–7 июня 2018 г.: Материалы конференции. М.: ИГЕМ РАН, 2018. С. 262–265.
23. Политов В.К. Геологическая карта СССР. 1:200 000. Лист Р-57-XVI: Объясн. зап. М.: Недра, 1968. 52 с.
24. Политов В.К. Геологическая карта СССР. 1:200 000. Лист Р-57-XVI: Объясн. зап. Магадан, 1981. 101 с.
25. Решения Межведомственных региональных стратиграфических совещаний по палеогену и неогену восточных районов России – Камчатки, Корякского нагорья, Сахалина и Курильских островов: Объясн. зап. к стратиграфическим схемам. М.: ГЕОС, 1998. 147 с.
26. Сахно В.Г., Моисеенко В.Г. Магнезиальные андезиты в рифтовых структурах Амурского кратона // Докл. АН. 2001. Т. 380, № 1. С. 103–108.
27. Сахно В.Г., Полин В.Ф., Акинин В.В. и др. Разновременность формирования Энмываамского и Амгуэмо-Канчаланского вулканических полей ОЧВП по данным изотопного датирования // Докл. АН. 2010. Т. 434, № 3. С. 365–371.
28. Сидоров А.А., Берман Ю.С., Найбородин В.И. К проблеме возраста субвулканического золото-серебряного оруденения Северо-Востока СССР // Сов. геология. 1970. № 8. С. 77–85.
29. Сляднев Б.И., Сидоренко В.И., Сапожникова Л.П., Русакова Т.Б. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1: 1 000 000 (третье поколение). Серия Корякско-Курильская. Лист Р-58 – Пенжинская губа: Объясн. зап. СПб: ВСЕГЕИ, 2016. 384 с. + 8 вкл.
30. Смирнов В.Н., Федоров П.И., Богомолов Е.С. Новые данные о возрасте и составе кайнозойских андезибазальтов и андезитов в бассейне р. Большая Гарманда (Северное Приохотье) // Тихоокеан. геология. 2018. Т. 37, № 6. С. 65–75.
31. Стратиграфия СССР. Палеогеновая система. М.: Недра, 1975. 524 с.
32. Таусон Л.Н., Плюснин Г.С., Захаров М.Н. и др. О генезисе магматических формаций Гижигинского прогиба по изотопным данным (Охотско-Чукотский пояс) // Геохимия. 1978. № 2. С. 199–205.
33. Тевелев Ал.В., Тевелев Арк.В. Сопряженное развитие поверхностных впадин и магматических камер в условиях присдвигового растяжения // Докл. АН. 1996. Т. 346, № 5. С. 653–655.
34. Федоров П.И., Филатова Н.И. Геохимия и петрология поздне-меловых-кайнозойских базальтов зон растяжения на континентальной окраине Северо-Востока Азии // Геохимия. 1999. № 2. С. 115–132.
35. Филатова Н.И. Меловой–палеогеновый вулканизм зоны перехода Верхояно-Чукотской и Корякско-Камчатской областей // Геотектоника. 1979. № 5. С. 98–115.
36. Филатова Н.И. Периокеанические вулканогенные пояса. М.: Недра, 1988. 264 с.
37. Ханчук А.И., Иванов В.В. Мезо-кайнозойские геодинамические обстановки и золотое оруденение Дальнего Востока России // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 11. С. 1635–1645.
38. Golowin R., Portnyagin M., Hoernle K. et al. The role and conditions of second stage mantle melting in the generation of low Ti tholeiites and boninites: the case of the Manihiki Plateau and the Troodos ophiolite // Contrib. Mineral. & Petrol. 2017. P. 103–121.
39. Portnyagin M.V., Bindeman I.N., Hoernle K., Hauff F. Geochemistry of primitive lavas of the Central Kamchatka Depression: magma genesis at the edge of the Pacific Plate // Volcanism and Subduction: The Kamchatka Region / Eds. J. Eichelberger, E. Gordeev, P. Izbekov, J. Lees. AGU Geophysical Monograph. 2007. V. 173. P. 203–244.
40. Wood D.A. A variably veined suboceanic upper mantle: genetic significance for mid-ocean ridge basalts from geochemical evidence // J. Geol. 1979. V. 7, N. 3. P. 499–503.
41. 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. Planet. Sci. Lett. 1980. V. 50, N 1. P. 11–30.

Рекомендована к печати В.В. Акининым

после доработки 13.05.2019 г.

принята к печати 24.05.2019 г.

*V.F. Polin***On the Cenozoic volcanism of Northern Priokhotye**

This work is dedicated to the critical remarks and commentaries made to the article of V.N. Smirnov and his coauthors and published in the «Pacific Geology» journal in 2018. Three aspects in the article are considered to be the most important ones on how to solve the problem of the formation of the Garmanda basaltoid complex developed on the territory of the Evensk volcanic zone of the Okhotsk-Chukotka volcanic belt (OCVB): 1) determination of its age and formation's geodynamic conditions; 2) identification of the sources of the rock-forming melts; 3) identification of the criteria for the connection or difference between the Garmanda complex and volcanics of Chukotka, Northern and Western Okhotsk regions as they share similar age, content and structural attitude. It is demonstrated that the authors could not solve these problems completely. A new way of interpreting the Smirnov et al. article's material is proposed, where particularities of the Garmanda complex geological position and its compositional features making it different from close volcanic complexes of the Northern Okhotsk region and Chukotka, similar in structural and tectonic position, age (?) and composition were also taken into account.

Key words: Okhotsk region, Chukotka, late Campanian, riftogene volcanism, «primitive» andesites.