

УДК 552.11+552.23

Бониниты: петрохимия, систематика и петрогенезис

М.И. Дубровский

Геологический институт КНЦ РАН, Апатитский филиал МГТУ,
кафедра геологии и полезных ископаемых

Аннотация. Бониниты представляют собой своеобразные вулканические породы. Они характеризуются большим разнообразием и практически не сопоставляются с вулканитами типа пикритов, пикритобазальтов, базальтов, андезитов, дацитов и риолитов. Такая особенность бонинитов обусловлена тем, что в них присутствуют неравновесные фазы: кварцнормативная матрица и вкрапленники оливина. Соотношение и состав этих фаз могут быть самыми различными, что и создает разнообразие бонинитов. Наиболее вероятным механизмом генерации бонинитовых магм является процесс фракционной кристаллизации высокомагнезиальных пикритовых и пикритобазальтовых расплавов в субвулканических условиях. Для появления бонинитовых магм необходимо, чтобы на определенной стадии кристаллизации произошло извержение магмы, но до того момента, пока не успел отделиться оливин. В плутонических условиях такие магмы не могут долго существовать, поскольку здесь довольно быстро происходит достижение фазового равновесия, и их дальнейшая кристаллизация, с различной степенью фракционирования твердых фаз, приведет к образованию определенных серий плутонитов (например: ортопироксенит-габбро-норит-гранит). Но эти плутонические серии будут отличаться от серий Бушвельда и Стиллуотера отсутствием оливинсодержащих пород, за исключением возможных ранних оливинитов и появления рекуррентного оливина при высокой железистости расплава.

Abstract. Boninites are characterised by a great range of variety and they cannot be practically compared with igneous rocks like picrites, picrite-basalts, basalts, andesites, dacite, and rhyolites. This feature is conditioned by the presence of non-equilibrium phases: quartz-normative matrix and olivine impregnation. Abundance ratio and composition of non-equilibrium phases may be different, and that causes the variety of boninites. The boninite magmas were probably generated by the process of fractional crystallisation of high-magnesium picrite and picrite-basalt melts in subvolcanic conditions. It is necessary for the formation of boninites magmas that the eruption of magma was occurred at a definite stage of crystallisation before olivine separation.

Ключевые слова: бонинит, систематика, неравновесные фазы, кварцнормативная масса, оливиновые включения, кристаллизационное фракционирование, субсолидусные условия, отделение оливина

Key words: boninite, systematic, non-equilibrium phases, quartz-normative matrix, olivine impregnation, fractional crystallisation, subvolcanic conditions, olivine separation

1. Введение

Бониниты как вулканические породы известны с прошлого века, но новый интерес проявился к ним в последние 15-20 лет в связи с необычностью их состава и предполагаемым сходством с исходными расплавами металлоносных расслоенных комплексов типа Бушвельда и Стиллуотера.

В современной геологической литературе (*Магматические...*, 1985; *Понов*, 1988; *Boninites*, 1989) бонинитами и марианитами называются эффузивные и дайковые породы с вкрапленниками оливина, клиноэнстатита, ортопироксена и клинопироксена по отдельности и редко вместе, которые находятся в кварцнормативной гиалопилитовой или стекловатой массе. Они были обнаружены во многих пунктах юго-западной окраины Тихого океана (*Boninites*, 1989), а в последнее время установлены во многих палеозойских офиолитовых комплексах (*Понов*, 1988; *Симонов и др.*, 1994) в ассоциации с низкотитанистыми высокомагнезиальными андезитами и дацитами и низкокальциевыми риолитами, образуя бонинитовые серии (*Hickey, Frey*, 1982; *Meijer*, 1983; *Bloomer, Hawkins*, 1987).

Из-за несовершенства существующих классификационных схем в настоящее время нет строгой систематики пород бонинитовых серий. Естественно, применение той или иной петрохимической классификации позволяет систематизировать рассматриваемые породы с той или иной степенью достоверности и однозначности.

Авторы тома (*Магматические...*, 1985) считают, что "в вещественном отношении это высокомагнезиальные базальты, андезитобазальты и андезиты, обладающие признаками и ультраосновных (MgO до 20-25 %; Al₂O₃ 4.3-6.1 %; CaO 4.3-6.1 %; Cr до 2000 г/т), и средних (SiO₂ до 59 %, стекло среднего и кислого состава) пород" (с. 349). Конечно же, при сопоставлении данных химического анализа в

оксидной форме указанных пород с бонинитами может усматриваться определенное сходство по содержанию того или иного компонента, что может привести к ложным выводам.

Крауфорд с соавторами (*Crawford et al.*, 1989) к бонинитам относят вулканические породы, которые содержат $\text{SiO}_2 > 53$ мас. % и имеют $\text{Mg}^*[\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})] > 0.6$. Это первый уровень систематики. На втором уровне по $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ отношению выделяют два класса: низкокальциевые (low-Ca) и высококальциевые (high-Ca). Низкокальциевые бониниты по значению $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ делятся на три типа: I тип < 0.5 ; II тип < 0.55 ; III тип – $0.5-0.75$; высококальциевые бониниты имеют $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 > 0.75$. Сопоставление различных типов бонинитов они демонстрируют на корреляционных графиках оксидов, приведенных к MgO , Mg^* и сумме щелочей. Сами авторы подтверждают слабую разработанность классификации и номенклатуры для этих пород. Сложность заключается в том, что встречаются и другие породы с такими петрохимическими параметрами, которые они используют для систематики бонинитов. Поэтому необходимы более строгие критерии их разделения. Такими критериями обладает разработанная автором классификация (*Дубровский*, 2002), что и будет показано на примере бонинитов.

2. Петрохимия и систематика

С целью использования петрохимических особенностей бонинитов для их систематики, из статьи (*Crawford et al.*, 1989) взяты результаты химического анализа, которые приведены в табл. 1. Анализы пересчитаны на нормы CIPW, коэффициенты и петрохимические характеристики (табл. 2). Результаты пересчетов представлены на различных диаграммах (рис. 1-6) в сопоставлении со средними составами андезитов, толеитов, базальтов (*Le Maitre*, 1976), пикритобазальтов, пикродолеритов, пикритов по (*Богатилов и др.*, 1987) (табл. 3 и 4) и одного состава бронзититов из критической зоны Бушвельда (*Hall*, 1932) с $\text{SiO}_2 = 55.3$ %, $\text{Mg}^* = 0.84$ и $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 = 0.81$. Кроме того, ставилась задача систематизации "микрופироксенитов" как соответствующих по составу первичной магмы Бушвельдского комплекса (*Hatton, Sharpe*, 1989) и сопоставления их с бонинитами.

Все указанные породы по $\text{CaO}:(\text{FeO}+\text{MgO})$ отношению попадают в Fe-Mg-отряд. На классификационной диаграмме группового и рядного уровня (рис. 1) фигуративные точки всех бонинитов попали в кварцнормативную группу и ряд нормальной щелочности ($K_{alk}^{Al} = 0.1-0.45$) и располагаются между фигуративными точками средних составов андезитов и толеитов. Содержание нормативного кварца в них колеблется от 2.5 до 15 мас. %.

В рой фигуративных точек бонинитов попадают и фигуративные точки "микрופироксенитов" района Бушвельда, т.е. на этом уровне они не отличаются от бонинитов, как практически не различаются между собой и выделенные типы бонинитов. Правда, первые два типа характеризуются несколько повышенным содержанием нормативного кварца. Кроме того, они отличаются также более низким нормативным номером плагиоклаза ($an < 50$), см. табл. 2 и рис. 4, и поэтому дальнейшая их систематизация будет производиться на разных диаграммах.

Бониниты с $an > 50$ (III и IV типы) нанесены на диаграмму, с помощью которой классифицируются вулканические "базитовые и ультрабазитовые" породы (рис. 2). Сюда же нанесены фигуративные точки "микрופироксенитов" Бушвельда, пикритов, пикритобазальтов, пикритодолеритов и базальтов. Как видно из рис. 2, фигуративные точки бонинитов III типа совместно с фигуративными точками "микрופироксенитов" попали в поле ортопироксеновых базальтов и пикритобазальтов, а IV типа – в поле двупироксеновых базальтов. По содержанию кварца (Кв) бониниты отделились от всех средних составов, содержащих оливин (Ол), что и подчеркивает своеобразие бонинитов.

Бониниты I типа на классификационной диаграмме q -нормативных вулканических пород с $an < 50$ (рис. 3) также "отскочили" от средних составов по суммарному содержанию нормативных феррических миналов, в то время как по содержанию Кв и полевошпатовому отношению они тяготеют к андезиту. А фигуративные точки бонинитов II типа располагаются вблизи фигуративной точки толеитов.

Итак, уже на уровне семейств и родов бониниты (за исключением II типа) довольно четко отличаются от средних составов родственных пород. Это различие проявляется и при сопоставлении по другим петрохимическим параметрам. Так, по содержанию нормативного Пл и нормативному его номеру – an на рис. 4, фигуративные точки бонинитов растянуты от андезитов до пикритов, причем большее количество точек располагается ниже средней линии андезит-пикритобазальт и, как отмечалось выше, бониниты I и II типов имеют $an < 50$.

Из рис. 4 видно, что выделение типов бонинитов по $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ отношению довольно близко совпадает с разделением их по an : типы I и II имеют $an < 50$ (и по этому признаку они практически не различаются, а различаются по содержанию Пл); тип III имеет an от 50 до 75, но их роды из разных районов отличаются также по содержанию Пл, а высококальциевый тип имеет $an > 75$. И еще характерный признак бонинитов: содержание суммы нормативных полевых шпатов, за исключением типа II, меньше 50 мас. %, в отличие от средних базальтов, толеитов и андезитов.

Таблица 1. Химический состав бонинитов

Типы пород	Low-Ca-I			Low-Ca-II			Low-Ca-III			High-Ca		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Пробы												
SiO ₂	54.52	59.64	59.46	58.50	56.90	55.80	54.75	56.20	54.41	53.71	51.32	50.19
TiO ₂	0.23	0.30	0.16	0.43	0.60	0.74	0.26	0.13	0.21	0.21	0.22	0.24
Al ₂ O ₃	9.36	10.48	11.16	13.30	15.63	15.90	13.28	10.57	10.93	7.77	12.42	12.74
Fe ₂ O ₃	2.35	1.28	1.37	2.50	2.01	1.06	2.40	2.02	1.47	2.33	1.73	2.19
FeO	4.88	5.71	5.90	3.95	4.27	5.50	5.33	6.23	6.98	7.03	5.85	6.24
MnO	0.27	0.15	0.13	0.12	0.14	0.11	0.13	0.16	0.17	0.17	0.15	0.15
MgO	14.62	10.55	11.26	9.47	7.75	8.20	10.72	11.19	10.65	18.49	11.13	10.88
CaO	3.55	3.97	4.97	6.13	6.95	7.61	8.11	7.44	7.98	4.64	10.30	11.11
Na ₂ O	1.93	2.64	2.19	2.61	2.88	3.40	1.50	1.54	1.01	0.83	0.97	0.83
K ₂ O	0.41	0.57	0.64	1.28	2.35	1.18	0.91	0.40	0.41	0.19	0.30	0.14
P ₂ O ₅	0.03	0.05	0.04	0.13	0.15	0.20	0.05	0.02	0.03	0.03	0.03	0.02
CO ₂	0.10	0.10	0.04	0.00	0.00	0.00	0.08	0.10	0.10	0.10	0.10	0.24

Примечание. По (Crawford et al., 1989, табл.1.1); использованы только анализы с раздельным определением Fe²⁺ и Fe³⁺; содержание оксидов в мас. %.

Таблица 2. Нормативный состав и петрохимические коэффициенты бонинитов

Типы пород	Low-Ca-I			Low-Ca-II			Low-Ca-III			High-Ca		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Пробы												
<i>ap</i> (<i>An</i>)	0.07	0.12	0.09	0.31	0.36	0.47	0.12	0.05	0.07	0.07	0.07	0.05
<i>cc</i> (<i>Cal</i>)	0.23	0.23	0.09	0.00	0.00	0.00	0.18	0.23	0.23	0.23	0.23	0.55
<i>il</i> (<i>Ilm</i>)	0.44	0.57	0.30	0.82	1.14	1.41	0.49	0.25	0.40	0.40	0.42	0.46
<i>mt</i> (<i>Mm</i>)	3.41	1.86	1.99	3.63	2.91	1.54	3.48	2.93	2.13	3.38	2.51	3.18
<i>or</i> (<i>Or</i>)	2.42	3.37	3.78	7.56	13.89	6.97	5.38	2.36	2.42	1.20	1.83	0.83
<i>pl</i> (<i>Pl</i>)	32.00	37.40	37.37	42.16	47.15	53.41	39.51	33.78	32.63	23.94	36.84	37.65
<i>di</i> (<i>Di</i>)	0.88	2.94	4.33	6.95	8.55	9.48	10.04	12.35	11.84	4.19	17.34	18.32
<i>hy</i> (<i>Hy</i>)	43.12	34.06	35.63	24.98	20.66	23.69	29.50	31.78	32.36	54.98	28.62	27.82
<i>Q</i> (<i>Qe</i>)	9.71	14.92	13.86	11.32	5.00	2.56	8.83	12.29	12.29	7.20	6.69	6.14
<i>f</i>	12.97	21.04	20.78	13.15	17.66	22.58	17.82	21.18	24.90	15.31	20.19	21.09
<i>F_{am}</i>	21.15	26.72	26.21	26.85	30.54	29.95	28.15	28.73	30.41	21.67	27.17	29.73
<i>F^o</i>	30.26	16.80	17.30	36.32	29.78	15.27	28.86	22.61	15.95	23.00	21.04	24.03
<i>K_{hy}</i>	98.00	92.05	89.15	78.24	70.73	71.41	74.60	72.01	73.22	92.91	62.27	60.29
<i>K_{pl}</i>	92.96	91.74	90.79	85.01	77.25	88.45	88.02	93.46	93.09	95.52	95.26	97.85
<i>an</i>	47.50	38.88	48.81	47.04	46.86	44.68	66.58	60.03	72.66	69.43	76.68	80.44
<i>n</i>	87.73	87.56	83.87	75.60	65.06	81.41	71.47	85.40	78.92	86.91	82.62	90.01
<i>CaO/Al₂O₃</i>	0.38	0.38	0.44	0.46	0.45	0.48	0.61	0.71	0.73	0.60	0.83	0.87
<i>K_{цел}</i>	0.07	0.20	0.22	0.30	0.32	0.32	0.32	0.43	0.38	0.24	0.43	0.43

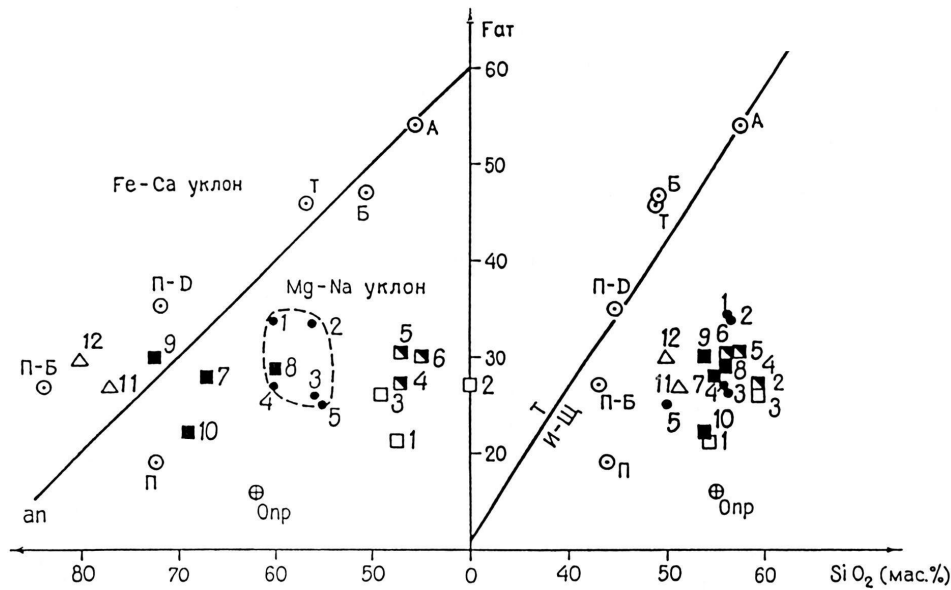


Рис. 6. Соотношение $an-F_{am}-SiO_2$ (классификационная диаграмма серий на уровне уклонов бонинитов и сравниваемых с ними пород)

Таблица 3. Химический состав "микропироксенитов" Бушвельдского массива

Пробы	CO114 (1)	DI225 (2)	CO230 (3)	CO255 (4)	CO211 (5)
SiO ₂	56.70	56.50	56.40	56.30	55.30
TiO ₂	0.40	0.39	0.27	0.28	0.28
Al ₂ O ₃	12.70	13.00	10.60	10.60	10.50
Fe ₂ O ₃	1.83	1.89	1.77	1.78	1.78
FeO	7.60	7.36	7.55	8.06	7.62
MnO	0.17	0.16	0.17	0.19	0.17
MgO	10.20	10.00	14.90	14.40	15.40
CaO	6.68	7.12	6.18	5.93	6.08
Na ₂ O	1.74	2.08	1.60	1.48	1.73
K ₂ O	1.22	0.89	0.73	0.77	0.75
P ₂ O ₅	0.09	0.09	0.06	0.07	0.05
NiO	0.05	0.05	0.05	0.07	0.06
Cr ₂ O ₃	0.11	0.09	0.19	0.22	0.22

Примечание. По (Hatton, Sharpe, 1989, табл. 7.1).

По соотношению щелочей ($n = Na \times 100 / (Na + K)$), только бониниты II типа (пр. 5) и тип III (пр. 7) отличаются пониженными значениями n по сравнению со средними типами пород. Незначительное понижение n отмечается и в "микропироксенитах" Бушвельда, как относительно бонинитов остальных типов, так и средних составов пород.

По соотношению f и F_{am} (рис. 5) фигуративные точки бонинитов и "микропироксенитов" Бушвельда находятся между таковыми пикритов, пикритобазальтов и пикритодолеритов. В стороне от них, с более высокими значениями F_{am} , располагаются фигуративные точки андезитов, базальтов и толеитов. Приблизительно такое же положение точек фиксируется и на стороне $f-F^\circ$.

И, наконец, посмотрим какое положение занимают бониниты и "микропироксениты" относительно средних типов пород на "серийных" (точнее, уклонных) диаграммах рис. 6. На рисунке совмещены две диаграммы: а) несколько измененная диаграмма Осборна $F_{am}-SiO_2$ и б) предлагаемая автором – $F_{am}-an$ (Дубровский, 1998). На обеих диаграммах проведена граница между уклонами (или петрохимическими типами) – "толеитовым" и "известково-щелочным" (или Fe-Ca и Mg-Na уклонами). Систематика по этим диаграммам как средних типов пород, так и определенной части бонинитов, во многом совпадает. Средний состав базальтов на диаграмме $F_{am}-an$ находится в поле Mg-Na уклона ("известково-щелочной" тип), а пикритобазальты – в Fe-Ca поле ("толеитовый" тип). На диаграмме $F_{am}-SiO_2$ они меняются местами.

Таблица 4. Нормативный состав и петрохимические коэффициенты "микропироксенитов" Бушвельдского массива и средних составов эталонных вулканитов

Породы	"микропироксениты"										вулканиты				
	1	2	3	4	5	П	П-Б	П-Д	Т	Б	А				
Пробы	0.21	0.21	0.14	0.17	0.12	-	0.17	-	0.57	0.83	0.50				
<i>ap (An)</i>	0.16	0.13	0.28	0.32	0.32	0.63	-	-	-	-	-				
<i>ст (Хром)</i>	0.76	0.74	0.51	0.53	0.53	0.72	2.20	1.94	3.76	3.49	1.65				
<i>il (Ilm)</i>	2.65	2.74	2.57	2.58	2.58	4.26	9.82	1.70	4.90	5.49	4.74				
<i>mt (Mm)</i>	7.21	5.26	4.31	4.55	4.43	1.83	0.59	3.49	2.54	6.50	9.57				
<i>or (Or)</i>	37.97	41.12	33.13	32.53	33.32	20.58	20.80	41.00	48.50	51.26	55.48				
<i>pl (Pl)</i>	7.52	9.07	8.55	7.19	8.93	9.99	4.93	9.26	17.14	13.99	4.80				
<i>di (Di)</i>	33.83	32.12	45.18	45.54	46.34	21.81	45.75	9.03	18.87	15.43	9.51				
<i>hy (Omp)</i>	-	-	-	-	-	35.78	8.32	33.01	-	1.34	-				
<i>ol (Ol)</i>	9.19	8.26	5.81	6.75	3.38	-	-	-	2.33	-	12.42				
<i>q (Ке)</i>	26.57	26.17	19.99	21.90	19.59	12.66	9.14	31.67	27.36	24.84	24.47				
<i>f</i>	33.70	33.68	25.59	27.33	25.13	19.11	27.13	35.48	45.95	46.76	54.04				
<i>F_{am}</i>	17.83	18.79	17.44	16.60	17.39	24.26	43.29	7.31	27.50	32.38	42.17				
<i>F^o</i>	81.81	77.99	84.09	86.37	83.84	68.58	90.27	49.37	52.40	52.45	66.48				
<i>K_{hy}</i>	84.04	88.66	88.48	87.73	88.26	91.83	97.24	92.16	95.02	88.75	85.29				
<i>K_{pl}</i>	59.82	55.75	57.70	60.11	54.60	72.55	83.76	72.00	57.23	50.50	45.47				
<i>an</i>	0.53	0.55	0.58	0.56	0.58	0.81	0.73	0.60	0.70	0.60	0.40				
<i>CaO/Al₂O₃</i>	68.43	78.03	76.91	74.49	77.80	75.83	85.24	77.00	89.33	80.08	76.55				
<i>n</i>	0.29	0.32	0.35	0.31	0.37	0.45	0.26	0.27	0.43	0.39	0.19				
<i>K_{тит}</i>															

Примечание. Пересчет химических анализов микропироксенитов из табл. 3, вулканитов – из (Богатиков и др., 1987); П – пикрит; П-Б – пикробазальт; П-Д – пикродолерит; из (Le Maitre, 1976); Т – толеит; Б – базальт, А – андезит.

Бониниты же и "микрופироксениты", за исключением высококальциевых и одной точки низкокальциевых III типа, на обеих диаграммах находятся в "известково-щелочном" (Mg-Na) поле. Различия проявляются в "растяжке" точек по an , в то время как по SiO_2 они довольно плотно концентрируются в интервале 50-60 мас. %.

Так называемые "микрופироксениты" Бушвельда по всем петрохимическим параметрам имеют сходство с бонинитами II типа нашей систематики и III типа – по систематике (Crawford *et al.*, 1989), а по соотношению нормативных пироксенов и содержанию нормативного плагиоклаза они ближе соответствуют габбро-норитам, чем пироксенитам (рис. 2).

Общим для бонинитов является то, что все они попадают в кварцнормативное семейство ряда нормальной щелочности, совместно с андезитами и толеитами, но по другим петрохимическим особенностям бониниты четко отличаются от всех известных вулканических пород, образуя большое родовое разнообразие. Большинство из них относятся к "известково-щелочному" петрохимическому типу, или Mg-Na уклону. Такая особенность бонинитов обусловлена тем, что они сложены неравновесной фазовой ассоциацией: кварцнормативная матрица содержит вкрапленники оливина. Соотношение и состав этих неравновесных фаз могут быть самыми различными. Поэтому мы и имеем различные типы бонинитов, которые и не сопоставляются с котектическими (равновесными или близкими к равновесию) вулканитами – пикритами, базальтами, андезитами, дацитами и риолитами.

3. Петрогенезис

Не менее сложна проблема генерации бонинитовых расплавов. В работе (Магматические..., 1985) отмечается, что магмы близкого к марианитам состава могут быть получены при сравнительно невысоких значениях давления (< 10 кбар) и 50 % степени плавления мантийных лерцолитов в поле равновесия жидкости с оливином и ортопироксеном, даже при отсутствии летучих компонентов. Но из анализа фазовых превращений в системе $An-Фo-Дu-Kв^1$ в условиях мантии (Дубровский, 1998) следует, что при отсутствии летучих и $P < 10$ кбар имеется ограниченная возможность генерации первичных марианитовых расплавов и только высококальциевого типа по классификации (Crawford *et al.*, 1989). Что же касается других типов марианит-бонинитовых расплавов, то вряд ли в "сухих" условиях они могут появиться, поскольку при высоких степенях плавления будут генерироваться пикритобазальтовые и пикритовые расплавы.

Несколько иной взгляд на генезис бонинитовых магм изложен в сборнике (Boninites, 1989), где образование таких магм связывается с обводненностью мантии в месте их генерации (Crawford *et al.*, 1989; Umino, Kushiro, 1989; Van der Laan *et al.*, 1989), так как согласно экспериментам Куширо (Kushiro, 1969) над системой $Дu-Фo-SiO_2$ при $P_{H_2O} = 20$ кбар поверхность $Фo+Эн+Ж$ находится в подсистеме $Эн-Дu-Kв$. Такое положение указанной поверхности позволяет предполагать возможность выплавления кварцнормативных расплавов из деплетированного мантийного субстрата. Экспериментально показано (Umino, Kushiro, 1989), что наиболее примитивный тип III бонинитовых расплавов может сосуществовать с гарцбургитом выше 8 кбар с содержанием воды в системе больше 5 мас.%. А экспериментами Ван дер Лана и др. (Van der Laan *et al.*, 1989) было установлено, что при $P = 5$ кбар и увеличении концентрации воды в расплаве меняется первая ликвидусная фаза: Onp , $Onp+Ol$ и Ol , что подтверждает перемещение трехфазовой поверхности $Ol+Onp+Ж$ из системы $Ol-Onp-Mnp-Pl$ в систему $Onp-Mnp-Pl-Kв$. Вообще-то экспериментирование над бонинитовыми расплавами мало что прибавило к уже известной информации и не приблизило нас к пониманию механизма генерации таких расплавов. Главное возражение против данной модели – это сомнительное присутствие в мантии большого количества воды. Но даже если бы и образовались в мантии водонасыщенные бонинитовые магмы, то они не смогли бы покинуть место генерации и интродуцировать в верхние горизонты Земли (Дубровский, 1993; 1998).

Практически все исследователи бонинитов (Boninites, 1989) при решении проблемы их генезиса шире привлекают редкие элементы, чем породообразующие. Обращается внимание на очень низкие концентрации несовместимых элементов в бонинитовых лавах, свидетельствующие о том, что они образовались из мантийного источника еще более деплетированного, чем таковой MORB'a. Тем не менее бониниты обогащены Th и U относительно высокозарядных элементов по сравнению, опять же, с MORB'ом.

Автором настоящей работы, при прослеживании трендов изменения составов расплавов с $f < 15$ при фракционной кристаллизации с использованием диаграммы состояния системы $Ab-An-Фo-Фа-Дu-Гед-Kв-H_2O$ (Дубровский, 1998), было обращено внимание на тренды, которые "проскакивают" поверхность $Ol+Onp+Ж$ и попадают в объем первичного выделения Onp . На рис. 7 такими трендами являются 1-6. Анализ этих трендов позволяет предложить вполне обоснованное решение проблемы бонинит-

¹ Принятые сокращения: An – анортит; Ab – альбит; $Дu$ – диопсид; $Гед$ – геденбергит; $Ж$ – расплав; $Kв$ – кварц; $Фo$ – форстерит; $Фа$ – фаялит; $Эн$ – энстатит; Ol – оливин; Onp – ортопироксен; Mnp – клинопироксен; Pl – плагиоклаз; $Во$ – волластонит; E – эвтектика; T – инвариантная точка.

марианитовых магм. Представляется, что наиболее вероятным механизмом генерации таких магм является процесс фракционной кристаллизации высокомагнезиальных пикритовых и пикритобазальтовых магм в субвулканических условиях при достаточно высокой степени фракционирования. При этом расплав "проскакивает" поверхность $Ол+Опр+Ж$ и попадает в объем первичного выделения $Опр$, что соответствует второй стадии кристаллизации, т.е. бонинитовые магмы обязательно должны быть вторичными. Это подтверждает присутствие вкрапленников оливина, свидетельствующее о прохождении расплава объема первичного выделения последнего. Естественно, что данная модель требует того, чтобы на этой стадии произошло извержение магмы на поверхность Земли еще до того момента, когда должна была произойти отсадка оливина, или перитектическая кристаллизация ортопироксена за счет оливина. Далее рассмотрим положение фигуративных точек всех типов бонинитов и "микропироксенитов" на фазовой диаграмме и теоретическую возможность образования серий пород из таких расплавов при фракционной кристаллизации. Затем сопоставим эти серии с реальной серией Бушвелда, что подтвердит или опровергнет идею о бонинитовом составе исходной магмы данного комплекса.

На рис. 8, представляющем проекции изоплеты диаграммы состояния системы $Аб-Ан-Фo-Фa-Дu-Гed-Kв-H_2O$ для субвулканических условий, фигуративные точки бонинитов попали в два объема, расплавы которых при фракционной кристаллизации будут изменять свой состав по разным трендам. В первый объем попало только три состава низкокальциевых бонинитов I типа, остальные же – во второй объем. Две точки бонинитов II типа (пр. 5 и 6) находятся вблизи $Ол+Опр+Пл+Ж$ перитектики. Фигуративные точки "микропироксенитов" также попали во второй объем. Причем абсолютное большинство фигуративных точек всех составов находится в объеме первичного выделения $Опр$. Исключение составляют фигуративные точки 6-бонинитов и 5-"микропироксенитов", которые располагаются в объеме первичного выделения $Ол$. При другой топологии диаграммы состояния, соответствующей их $f = 20-25$, они могут попасть на поверхность $Ол+Опр+Ж$, либо, как все точки, в объем $Опр$. Кроме того, все фигуративные точки находятся в кварцнормативной системе $Опр-Мnp-Пл-Kв$, что является определяющим для тренда кристаллизации. Даже при равновесной кристаллизации без фракционирования конечной стадией кристаллизации таких расплавов должна быть "гранитная эвтектика" $E^4_{Pl+Opr+Mnp+Kv+Ж}$. Тем более стремление к "гранитной эвтектике" будет проявляться при фракционной кристаллизации.

Итак, при фракционной кристаллизации составы расплавов первого объема (точки 1, 2 и 3 бонинитов) будут изменять свой состав по следующему тренду, выделяя соответствующие твердые фазы (рис. 9): $Ж+Опр \rightarrow Ж+Опр+Кв \rightarrow Ж+Опр+Кв+Пл \rightarrow Ж+Опр+Кв+Пл+Мnp$ (E^4_1), где может и закончиться кристаллизация. При высокой степени фракционирования изменение составов пойдет дальше: $Ж+Опр+Кв+Пл+Мnp \rightarrow Ж+Кв+Пл+Мnp+Ол \rightarrow Ж+Кв+Пл+Ол+Во$.

При фракционной кристаллизации составы расплавов второго объема (большинство остальных точек) будут изменяться по следующему тренду (рис. 9): $Ж+Опр \rightarrow Ж+Опр+Пл \rightarrow Ж+Опр+Пл+Кв \rightarrow Ж+Опр+Пл+Кв+Мnp$. В случае интенсивного фракционирования дальнейшее изменение составов расплавов и твердых фаз будет происходить по выше приведенной схеме.

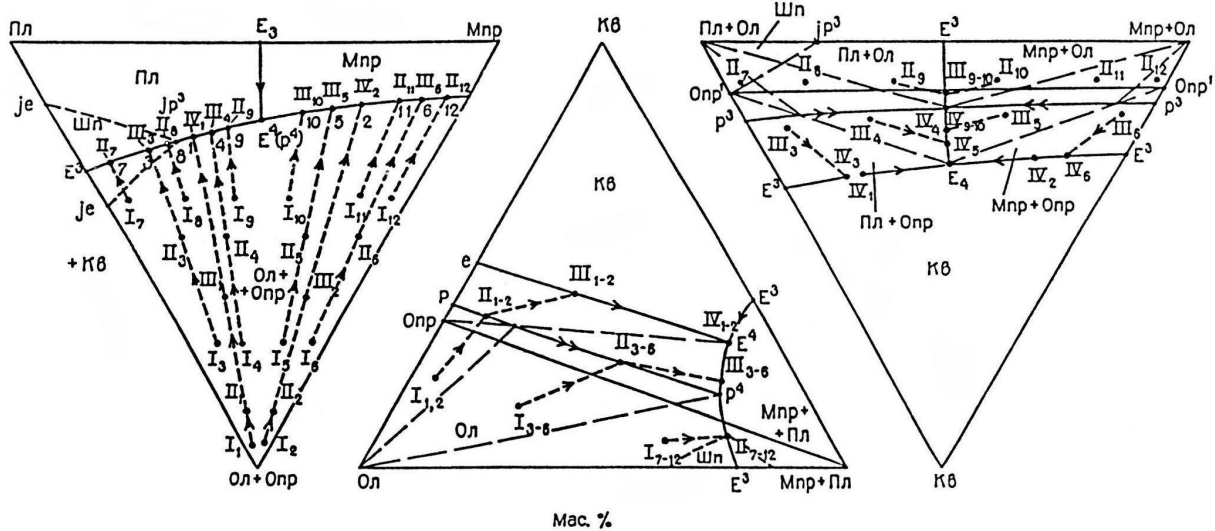


Рис. 7. Тренды изменения составов оливиннормативных расплавов при фракционной кристаллизации с исходными $f = 0-20$ и $an = 50-60$ на проекциях изоплеты $Ол^{20}-Пл^{50-60}-Мnp-Kв$ системы $Аб-Ан-Фo-Фa-Дu-Гed-Kв-H_2O$ (Дубровский, 1998)

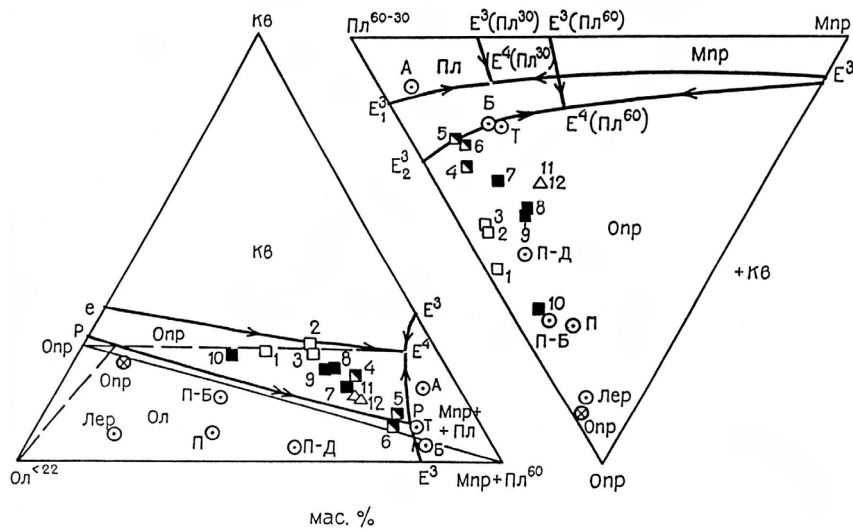


Рис. 8. Положение фигуративных точек бонинитов и сравниваемых с ними пород на проекциях изобарической ($P_{H_2O} < 1000$ бар) изоплеты $Ол^{20}-Пл^{50-60}-Мпр-Кв$. Условные обозначения те же, что и на рис. 1-6

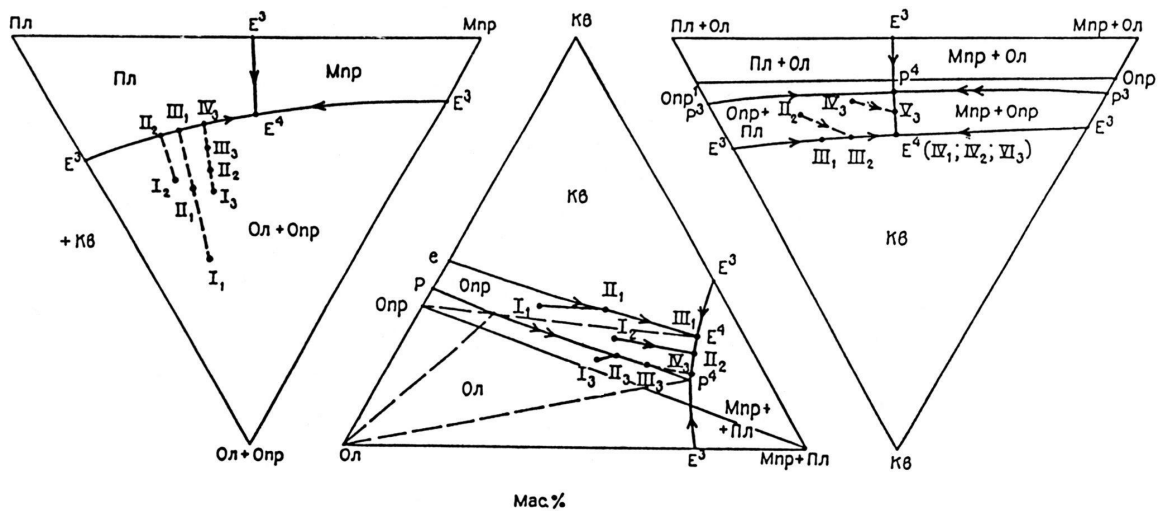


Рис. 9. Тренды изменения бонинитовых расплавов при фракционной кристаллизации. Пояснения в тексте

Отдельного рассмотрения требуют составы 5 и 6 бонинитов и 5 "микропироксенитов", фигуративные точки которых занимают граничное положение относительно топоэлементов диаграммы. Фигуративная точка 6 бонинитов в соответствии со своей $f = 22.5$ должна находиться, как и все остальные точки, в объеме $Опр$, поскольку при такой железистости поверхность $Ол+Опр+Ж$ располагается близко у плоскости $Опр-Мпр-Пл$. Поэтому тренд изменения состава такого расплава будет следующим: $Ж+Опр \rightarrow Ж+Опр+Пл \rightarrow Ж+Опр+Пл+Мпр \rightarrow Ж+Опр+Пл+Мпр+Кв$. Фигуративная точка 5 "микропироксенитов", состав которой имеет $f = 17.5$, должна находиться в объеме первичного выделения $Ол$, как это изображено на рис. 8. Поэтому изменение такого состава при фракционной кристаллизации будет проходить по тренду (рис. 9): $Ж+Ол \rightarrow Ж+Ол+Опр \rightarrow Ж+Опр \rightarrow Ж+Опр+Пл \rightarrow Ж+Опр+Пл+Мпр \rightarrow Ж+Опр+Пл+Мпр+Кв$. Как в случае с фигуративной точкой 6 бонинитов, так и с фигуративной точкой 5 "микропироксенитов", дальнейшая фракционная кристаллизация может привести расплав к $E_3^4 - Ж+Ол+Пл+Во+Кв$.

Особенностью всех вышеприведенных трендов кристаллизации бонинитовых расплавов является то, что они "проскакивают" как оливин-габбро-норитовую "точку" – $Ол+Опр+Мпр+Пл+Ж$, так и габбро-норитовую – $Опр+Мпр+Пл+Ж$ граничной системы $Ab-An-En-Fs-Di-H_2O$ и, как видно из рис. 9, ни один из бонинитовых трендов не имеет аналогов среди трендов эталонных расслоенных комплексов типа Бушвельда и Стиллиутера.

Порядок появления кумулятивных фаз в них выражается следующей схемой: $Ол \rightarrow Ол+Опр \rightarrow Опр+Пл \pm Ол \rightarrow Опр+Пл \rightarrow Опр+Пл+Мпр \rightarrow Опр+Пл+Мпр+Ол \rightarrow Пл+Мпр+Ол+Кв$ (Уэйджер, Браун, 1970). Поэтому может быть сделан только один вывод: бонинитовые расплавы не могут быть исходными для расслоенных комплексов типа Бушвельда и Стиллиутера.

4. Заключение

Бониниты характеризуются большим разнообразием и практически не сопоставляются с вулканитами типа пикритов, пикритобазальтов, базальтов, андезитов, дацитов и риолитов. Такая особенность бонинитов обусловлена тем, что в них присутствуют неравновесные фазы: кварцнормативная матрица и вкрапленники магнезиального оливина. Соотношение и состав этих фаз могут быть самыми различными, что и создает разнообразие бонинитов. Подавляющее же большинство магматических пород характеризуются котектическими соотношениями компонентов и фаз-минералов, что и проявляется в их повторяемости на Земном шаре. Такие породы, в отличие от бонинитов, проще диагностируются и систематизируются.

Наиболее вероятным механизмом генерации бонинитовых магм является процесс фракционной кристаллизации высокомагнезиальных пикритовых и пикритобазальтовых расплавов в субвулканических условиях. Для появления бонинитовых магм необходимо, чтобы на определенной стадии кристаллизации произошло извержение магмы, но до того момента, пока не успел отделиться оливин. В плутонических условиях такие магмы не могут долго существовать, поскольку здесь довольно быстро происходит достижение фазового равновесия, и их дальнейшая кристаллизация, с различной степенью фракционирования твердых фаз, приведет к образованию определенных серий плутонитов (например: ортопироксенит-габбро-норит-гранит). Но эти плутонические серии будут отличаться от серий Бушвельда и Стиллуотера отсутствием оливинсодержащих пород, за исключением возможных ранних оливинитов и появления рекуррентного оливина при высокой железистости расплава.

Литература

- Bloomer S.H., Hawkins J.W.** Petrology and geochemistry of boninite series volcanic rocks from the Mariana trench. *Contrib. Mineral. Petrol.*, v.97, N 3, p.361-377, 1987.
- Boninites. Ed. A.J. Crawford. London, Unwin Human, 445 p., 1989.
- Crawford A.J., Falloon T.J., Green D.H.** Classification, petrogenesis and tectonic setting of boninites. In: *Boninites*. London, Unwin Human, p.1-49, 1989.
- Hall A.L.** The Bushveld igneous complex of the Central Transvaal. *Mem. Geol. Surv. Union of S. Africa*, N 28, 554 p., 1932.
- Hatton C.J., Sharpe M.R.** Significance and origin of boninite-like rocks associated with the Bushveld Complex. In: *Boninites*. London, Unwin Human, p.174-207, 1989.
- Hickey R.L., Frey F.A.** Geochemical characteristics of boninite series volcanics: Implications for their source. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v.46, N 11, p.2099-2115, 1982.
- Kushiro I.** The system forsterite-diopside-silica with and without water at high pressures. *Am. J. Sci., Shairer*, v.267A, p.269-294, 1969.
- Le Maitre R.W.** The chemical variability of some igneous rocks. *J. Petrol.*, v.17, N 4, p.589-637, 1976.
- Meijer A.** The origin of low-K rhyolites from the Marianas frontal area. *Contrib. Mineral. Petrol.*, v.83, N 1-2, p.45-51, 1983.
- Umino S., Kushiro I.** Experimental studies on boninite petrogenesis. In: *Boninites*. London, Unwin Human, p.89-111, 1989.
- Van der Laan S.R., Flower M.F.J., Koster van Groos A.F.** Experimental evidence for the origin of boninites: Near-liquidus phase relations to 7.5 Kbar. In: *Boninites*. London, Unwin Human, p.112-147, 1989.
- Богатиков О.А., Косарева Л.В., Шарков Е.В.** Средние химические составы магматических горных пород. *М., Недра*, 152 с., 1987.
- Дубровский М.И.** Комплексная классификация магматических горных пород. *Апатиты, КНЦ РАН*, 234 с., 2002.
- Дубровский М.И.** Тренды дифференциации оливиннормативных магм нормальной щелочности и соответствующие им магматические серии. *Апатиты, КНЦ РАН*, 336 с., 1998.
- Дубровский М.И.** Физико-химические (P_{H_2O} - T - X) модели кристаллизации магматических оливиннормативных пород нормальной щелочности. *Л., Наука*, 216 с., 1993.
- Магматические горные породы. Т. 3. Основные породы. *Отв. ред. Е.В. Шарков. М., Наука*, 488 с., 1985.
- Попов В.С.** Бониниты, их происхождение и соотношения с другими типами магматических пород (обзор иностранной литературы). *ЗВМО*, ч. СХVII, вып. 6, с.730-746, 1988.
- Симонов В.А., Добрецов Н.Л., Буслов М.М.** Бонинитовые серии в структурах Палеоазиатского океана. *Геология и геофизика*, т.35, № 7-8, с.182-199, 1994.
- Уэйджер Л., Браун Г.** Расслоенные изверженные породы. *М., Мир*, 552 с., 1970.