© 1993 г. С.А. ХУБУНАЯ, С.О. БОГОЯВЛЕНСКИЙ,
Т.Ю. НОВГОРОДЦЕВА, А.И. ОКРУГИНА

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МАГНЕЗИАЛЬНЫХ БАЗАЛЬТОВ КАК ОТРАЖЕНИЕ ФРАКЦИОНИРОВАНИЯ В МАГМАТИЧЕСКОЙ КАМЕРЕ КЛЮЧЕВСКОГО ВУЛКАНА

В результате детального минералогического и петрохимического изучения известково-щелочных магнезиальных базальтов 21 эксплозивного и эффузивного побочного прорыва Ключевского вулкана, а также на основании данных геохимической термометрии получены новые сведения о химическом составе магнезиальных базальтов фенокристаллов оливинов и клинопироксенов в условиях их кристаллизации в промежуточных магматических камерах. На основе балансовых расчетов показано, что магнезиальные базальты являются продуктами исходных высокомагнезиальных магм.

MINERALOGICAL PECULIARITIES OF MAGNESIAL BASALTS AS A REFLECTION OF FRACTIONATION IN THE KLIUCHEVSKOY VOLCANO CHAMBER, by Hubunaya S.A., Bogoyavlensky S.O., Novgorodtseva T.Yu. and Okrugina A.M. As a result of detailed mineralogical and petrochemical research of calc-alcaline magnesial basalts produced by 21 explosive and effusive lateral break-outs of Kliuchevskoy volcano and based on the data of geochemical thermometry new data obtained on the chemical composition of magnesial basalts, phenocrysts of olivines and clinopyroxenes and conditions of their crystallization in intermediate magmatic chambers. Balance calculations show that magnesial basalts are products of initial high maghesial magmas.

(Received December 17, 1992)

Institute of Volcanology, Far East Division, Russian Academy of Sciences, Petropavlovsk-Kamchatsky, 683006, Russia

Введение

Оценка физико-химических условий кристаллизации магм в промежуточных магматических камерах является одной из фундаментальных и малоизученных проблем вулканологии, тесно связанной с прогнозом вулканических извержений. Наличие под вулканами магматических очагов к настоящему времени показано во многих работах [4, 13—17 и др.]. В то же время далекими от понимания остаются проблемы, связанные с процессами, приводящими к мобилизации магмы в промежуточном магматическом очаге непосредственно перед извержением. Работами последних лет показано, что вулканические извержения, в том числе и катастрофические, могут быть вызваны различными факторами, вызванными изменением свойств магматического расплава непосредственно перед извержением [28]. В то же время катастрофические извержения вулканов Мон-Пеле на о-ве Мартиника [28], Суфриер на о-ве Сент-Винсент (1902 г.), Невадо-дель-Руис в Колумбии в 1985 г. [21] и многочисленные извержения Везувия в Италии связывают с внедрением перегретой первичной базальтовой магмы в более кислый промежуточный магматический очаг.

Очевидно, для прогноза вулканических извержений большое значение приобретает изучение наиболее высокотемпературных магнезиальных магм, внедрение которых

в промежуточные очаги может спровоцировать вулканическое извержение. В то же время для понимания процессов, протекающих в магматических камерах, одним из актуальных вопросов является детальное изучение минералогии интрателлурических вкрапленников, состав и взаимоотношения которых отражают физико-химические условия образования этих магм. В пределах зоны перехода от континента к океану вулканические продукты магнезиальных магм исключительно редки [23, 25, 29 и др.]. Уникальную возможность подобных исследований предоставляют магнезиальные базальты Ключевского вулкана. Несмотря на то что результаты изучения этих вулканитов освещены в нескольких публикациях [6, 8, 10, 12, 19], проблемы их генезиса и условий образования далеки от решения.

Настоящая работа преследует цель установить минералогические и петрохимические особенности магнезиальных базальтов Ключевского вулкана и на их основе интерпретировать генезис и условия кристаллизации магнезиальных магм.

Методы исследования

Для выполнения поставленной задачи было сделано опробование 21 эксплозивного и эффузивного побочного прорыва магнезиальных базальтов Ключевского вулкана (рис. 1). В эксплозивных прорывах изучались образцы вулканических бомб и шлаков, слагающих постройку конуса, в эффузивных, кроме того, были изучены образцы лавовых потоков. В зависимости от петрографического разнообразия вулканитов были выполнены от 1 до 8 валовых химических анализов. На основе этих данных рассчитаны средние химические составы магнезиальных базальтов побочных прорывов.

Детальные минералогические исследования образцов магнезиальных базальтов проведены в 10 наиболее характерных магнезиальных прорывах Ключевского вулкана. Из раздробленных образцов породы в бромоформе выделены смешанные фракции оливинов и пироксенов, которые потом с помощью бинокулярного микроскопа были разделены на монофракции. Для базальтов самого магнезиального прорыва монофракции фенокристаллов размером 1—2, 0,5—1 мм и субфенокристаллов 0,2—0,5 мм. Из базальтов всех остальных прорывов отбиралась только монофракция фенокристаллов размером 1—2 и > 2 мм. Как будет показано ниже, эти особенности отбора минералов нашли отражение в статистике распределения магнезиальности фенокристаллов оливинов. Отобранные минералы помещались в «кампаунд», состоящий из эпоксидной смолы и диметилфталата; после отверждения полученные препараты приполировывались для работы на рентгеноспектральном микроанализаторе Camabax. В фенокристаллах оливинов были изучены химические составы твердофазных микровключений клинопироксенов и хромшпинелидов. При этом составы твердофазных микровключений анализировались в непосредственной близости (2—3 ммк) от вмещающего их минерала-хозяина. Микролиты изучены в полированных аншлифах. Таким образом, были исследованы химические составы нескольких тысяч зерен оливинов, пироксенов и хромшпинелидов.

Количественно-минералогические подсчеты в шлифах и пришлифованных пластинках сделаны на интеграционном устройстве МИУ-1.

Главные элементы валовых составов пород и минералов определелены соответственно методом силикатного анализа и методом рентгеноспектрального анализа на микроанализаторе Camebax в Институте вулканологии ДВО РАН.

Геолого-геофизическая характеристика

Ключевская группа, состоящая из 12 вулканов, образует гигантский горный массив, расположенный в северной части Центральнокамчатской депрессии, ограниченной с запада Козыревско-Быстринской системой сводов, а с востока — горст-антиклинорием Восточных хребтов [9]. Мощность земной коры здесь составляет 28—32 км [1]. Поверхность Мохоровичича под Ключевской группой вулканов не

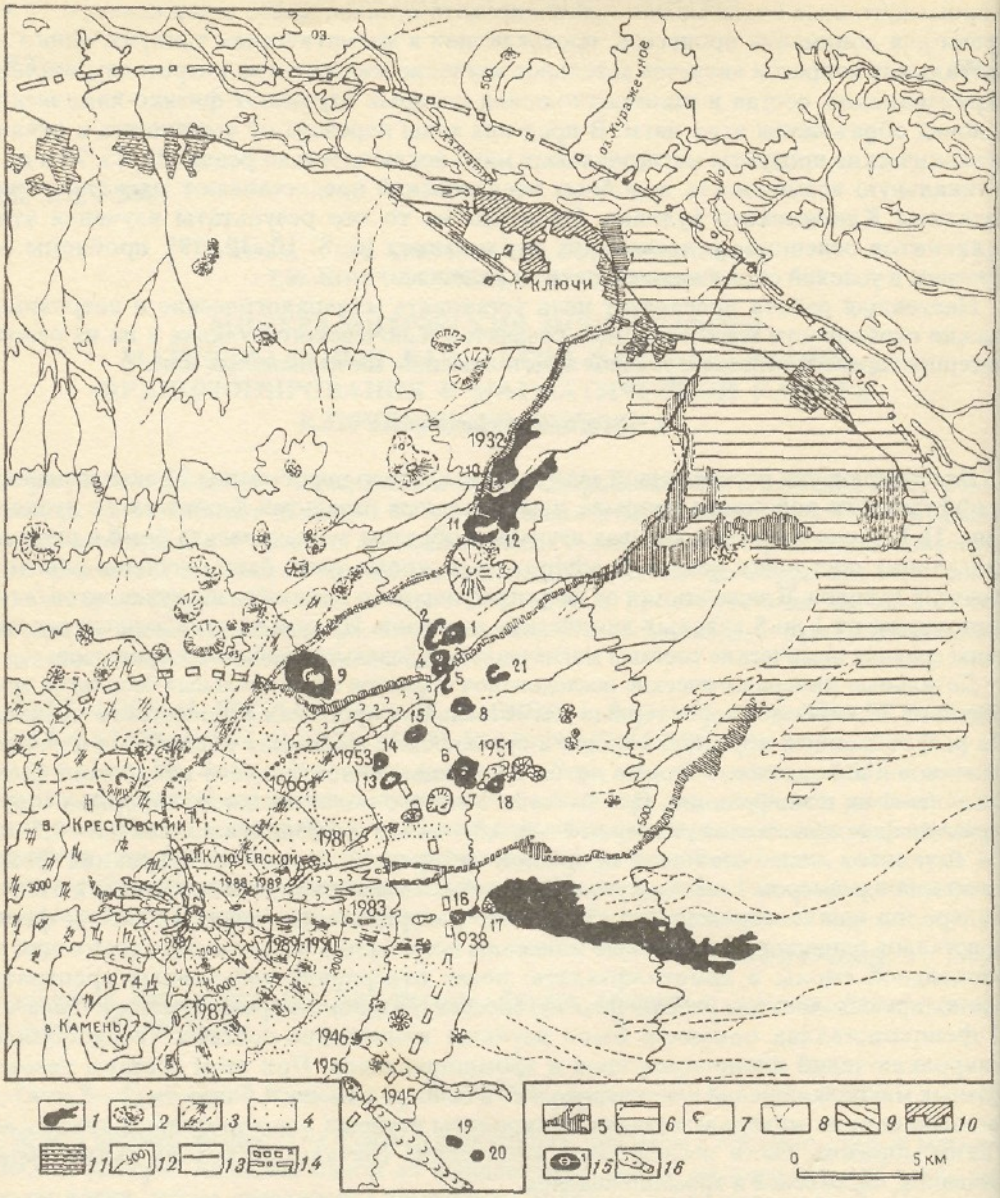


Рис. 1. Геологическая схема опробования магнезиальных базальтов побочных прорывов Ключевского вулкана. *1* — лавовые потоки магнезиальных базальтов исторических извержений; *2* — шлаковые конусы; *3* — ледники; *4* — горизонтали; *5* — грязевые потоки; *6* — обрывы; *7* — русла сухих рек; *8* — реки; *9* — лавовые потоки высокоглиноземистых базальтов исторических извержений; *10* — побочные прорывы магнезиальных базальтов: 1 — Незаметный; 2 — F; 3 — Малыш; 4 — без названия; 5 — Булочка; 6 — I; 7 — Боковой; 8 — Слюнина; 9 — Д; 10 — Туйла; 11 — Кургурич; 12 — Биокось; 13 — М; 14 — Е; 15 — *Левашова*; *16* — *Тиранус*; 17 — *Билюкай*; *18* — *Очки*; *19* — *Пещерный*; 20 — *Карпинского*; 21 — *Подкова* Названия приведены по [6]. Схема составлена по материалам В.Н. Двигало, В.Н. Андреева и А.Ю. Озерова

прослеживается в виде единой границы раздела. Здесь она не имеет определенного пространственного положения. Кроме того, «гранитный» и «базальтовый» слои имеют значения упругих параметров, превышающих средние величины, а их значения в верхней мантии ниже, чем в прилегающих районах [2]. Эти аномальные особенности интерпретируются как следствие повышенной магматической активности рассмат-

риваемого района. В то же время, как считали некоторые исследователи, размещение на сравнительно небольшой площади такого количества крупных вулканических аппаратов является результатом локализации мощного очага в участке коры, податливом на вертикальные перемещения [12]. Хорошим подтверждением этому служат результаты комплексных геофизических работ, свидетельствующие о наличии магматических очагов под всей Ключевской группой вулканов [4, 13—17 и др.].

Ключевской вулкан голоценового возраста наиболее молодой в этой группе. Он является самым крупным и активным действующим вулканом в Европе и Азии, его высота 4750 м, а средний расход магмы (60 млн. т/год) составляет половину ювенильных продуктов извержений всего Курило-Камчатского пояса [5]. Все извержения Ключевского вулкана представлены известково-щелочными высокоглиноземистыми и магнезиальными базальтами. При этом магнезиальные вулканиты встречаются только среди продуктов побочных прорывов, располагающихся на сравнительно небольшой высоте, < 1800 м (см. рис. 1). Материалом для настоящего сообщения послужили базальты 21 эксплозивного и эффузивного магнезиального побочного прорыва. Их возраст охватывает фактически все время жизни вулкана — от начала голоцена до 1938 г.

Петрография и минералогия

Петрографическая характеристика. Все разнообразие магнезиальных базальтов изученных побочных прорывов Ключевского вулкана представлено высокомагнезиальными (MgO = 10—12 вес.%) клинопироксен-оливиновыми и магнезиальными (MgO = 7—10 вес.%) клинопироксен-оливин-плагиоклазовыми породами. При этом плагиоклаз в виде единичных кристаллов встречается и в высокомагнезиальных разностях пород. Несмотря на разные количественные соотношения породообразующих минералов и химические составы пород, петрографические и минералогические особенности всех вулканитов близки. Наиболее характерной их чертой является порфировый облик, присутствие крупных (до 15 мм) гломеропорфировых моно- или полиминеральных сростков оливинов и клинопироксенов и единичных вкрапленников шпинели, размер которых может достигать 1 мм. Во всех разностях пород количество фенокристаллов оливинов выше или равно количеству вкрапленников клинопироксенов (табл. 1). В клинопироксен-оливиновых разностях вулканитов преобладают отдельные крупные (до 2—4 мм) фенокристаллы и гломеро-

Таблица 1

Таблица количественно-минералогических подсчетов в магнезиальных базальтах

Название прорыва	Минералы			Основная масса	Количество образцов
	оливин	клинопироксен	плагиоклаз		
Булочка	10	5	Ед.	85	8
Лучицкого	12	9	»	79	3
Малыш	12	11	»	77	2
Цирк	4	6	9	81	4
М	4	4	1	91	3
Левашова	4	5	8	83	3
Д	5	7	11	77	2
Очки	12	10	14	64	2
Карпинского	13	8	18	61	3
Подкова	11	9	24	56	3

Примечание. Ед. — единичные кристаллы.

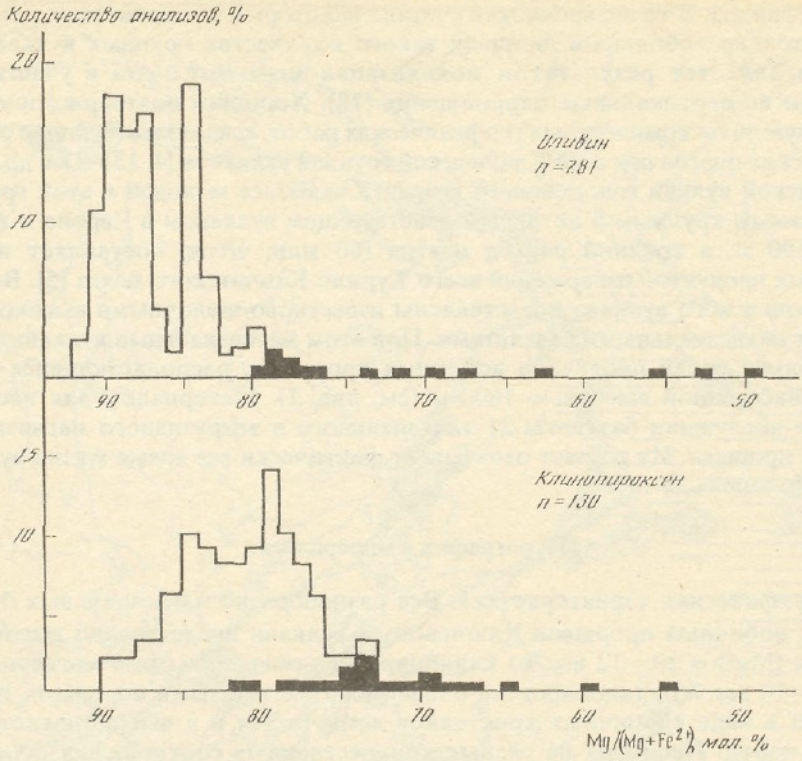


Рис. 2. Гистограммы магнезиальности оливинов и пироксенов прорыва Булочка. Залитые прямоугольники — микролиты, полые — фенокристаллы

порфировые сростки оливинов и клинопироксенов. В оливин-клинопироксен-плагио клазовых разностях крупные гломеропорфировые срастания оливинов и пироксено встречаются реже, преобладают более мелкие (0,5—1 мм) фенокристаллы оливино клинопироксенов и плагиоклазов. Ортопироксен среди вкрапленников всех поро встречается исключительно редко.

Основная масса вулканитов состоит из микролитов плагиоклазов, клинопироксено оливинов и магнетита. Изредка в основной массе магнезиальных разностей поро встречается гиперстен. Структура основной массы в вулканических бомбах гиало пилитовая до гиалиновой. В лавовых потоках — гиалопилитовая до интерсертальной.

Наиболее детально изучены высокомагнезиальные базальты прорыва Булочка.

Минералогическая характеристика базальтов прорыва Булочка

Оливин. Наиболее распространенный минерал высокомагнезиальных базальтов встречается среди фенокристаллов и микролитов основной массы породы. Количеств фенокристаллов составляет 10% от объема породы (см. табл. 1). Оливин представле резко идиоморфными кристаллами с характерными очертаниями в виде шести угольников и скошенных ромбов. Размеры фенокристаллов варьируют от 0,3 до 2 мм Для крупных кристаллов оливина характерно чистое незональное или слабозонально магнезиальное (Fo 88—91,5) ядро, окруженное тонкой железистой каемкой. Для боле мелких кристаллов оливина характерна слабая прямая зональность. Наименее магне зиальными (Fo 50) являются мелкие (5—10 ммк) микролиты гортонолитов (рис. 2 Анализ статистического распределения магнезиальности фенокристаллов оливино позволяет суммировать следующее. Характерной особенностью фенокристалло

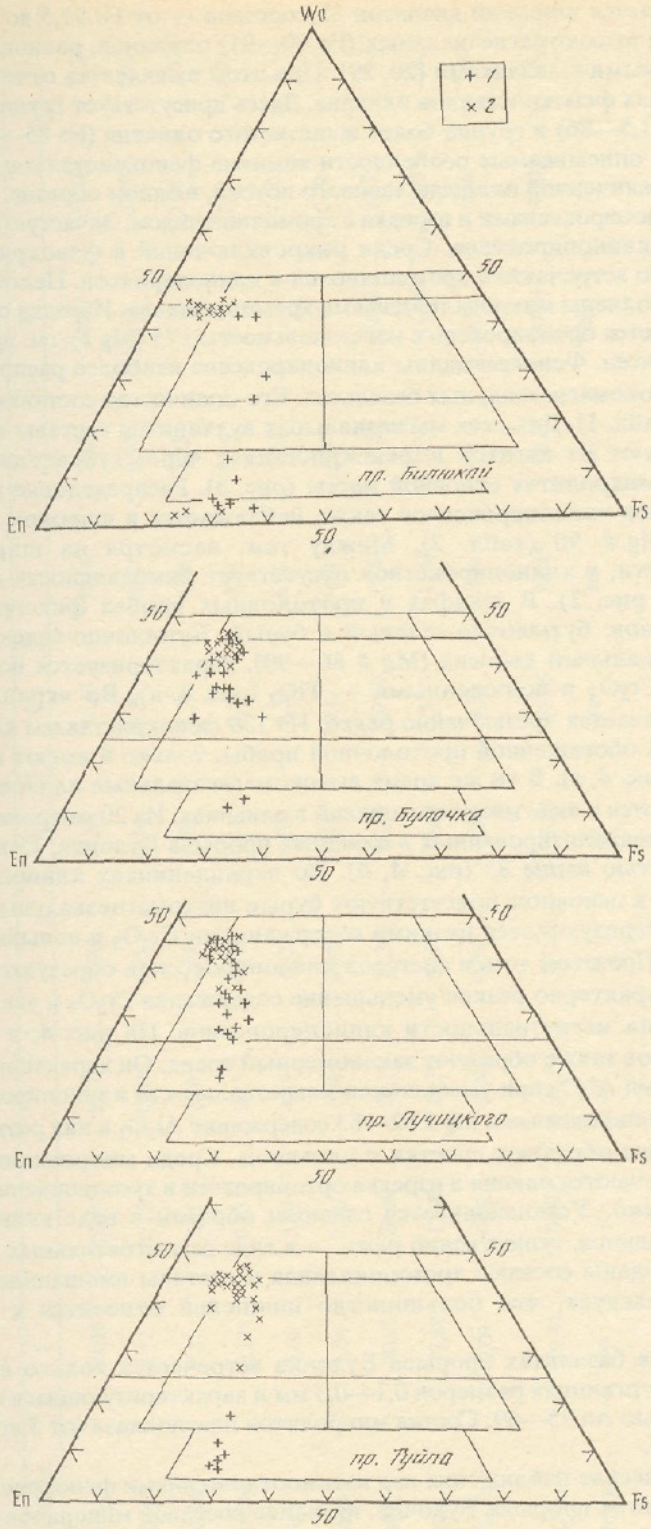


Рис. 3. Составы клинопироксенов магнезиальных базальтов. *1* — микролиты, *2* — фенокристаллы

оливинов является широкий диапазон их составов — от Fo 91,5 до Fo 80 (см. рис. 1 и присутствие высокомагнезиальных (Fo 90—91) оливинов, равновесных с пикрит выми мантийными выплавками [20, 29]. При этом выявляется отчетливая бимодал ность в составах фенокристаллов оливина. Здесь присутствует группа магнезиально оливина (Fo 91,5—86) и группа более железистого оливина (Fo 85—80). Следует по черкнуть, что описываемые особенности химизма фенокристаллов оливинов фикс руются на ограниченной площади лавового потока, в одном образце. Оливин образу сростки с клинопироксенами и изредка с хромшпинелидом. Зачастую оливин обраста кристаллами клинопироксена. Среди микровключений в фенокристаллах оливи наиболее часто встречаются хромшпинелид и клинопироксен. Некоторые кристалл оливина переполнены микровключениями хромшпинелида. Изредка среди микровкл чений встречается ортопироксен с магнезиальностью 75 (Mg #), см. примеч. к табл. 2

Клинопироксен. Фенокристаллы клинопироксена наиболее распространены пос оливина в высокомагнезиальных базальтах. Его количество составляет 5% от объе породы (см. табл. 1). Для всех магнезиальных вулканитов составы клинопироксен эволюционируют от авгитов в фенокристаллах через субкальциевые авгиты пижонитов в микролитах основной массы (рис. 3). Распределение магнезиальност фенокристаллов клинопироксенов также наблюдается в широком интервале — Mg # 74 до Mg # 90 (табл. 2). Между тем, несмотря на широкий интерв магнезиальности, у клинопироксенов отсутствует бимодальность в распределен составов (см. рис. 2). В шлифах и протолочных пробах фиксируются два ти клинопироксенов: бутылочно-зеленый и бурый. Бутылочно-зеленый пироксен высокомагнезиальный диопсид (Mg # 86—90), характеризуется повышенными с держаниями Cr_2O_3 и пониженными — TiO_2 (рис. 4, *а*). Во вкрапленниках тако пироксен встречается чрезвычайно редко. Из 130 фенокристаллов клинопироксено отобранных из обогащенной протолочной пробы, только 8 имеют магнезиальност выше 85 (см. рис. 4, *а*). В то же время высокомагнезиальные клинопироксены оче часто встречаются в виде микровключений в оливинах. Из 20 микровключений клин пироксенов, проанализированных в оливинах прорыва Булочка, 15 характеризуют магнезиальностью выше 85 (рис. 4, *б*). Во вкрапленниках клинопироксенов пр рыва Булочка в основном присутствуют бурые низкомагнезиальные (Mg # 85—7 авгиты, характеризующиеся низкими содержаниями Cr_2O_3 и повышенными — TiO (см. рис. 4, *а*). При этом точки составов клинопироксенов образуют четкие тренд для которых характерно резкое уменьшение содержания Cr_2O_3 и увеличение — TiO при уменьшении магнезиальности клинопироксенов. На рис. 4, *в* точки состав клинопироксенов также образуют закономерный тренд. Он характеризуется увелич нием содержаний Al_2O_3 при уменьшении магнезиальности клинопироксенов. При д стижении клинопироксенами Mg # 82—83 содержание Al_2O_3 в них резко уменьшает Клинопироксены образуют сростки с оливином. Среди микровключений в клин пироксене встречаются оливин и изредка ортопироксен и хромшпинелид.

Хромшпинелид. Устанавливается главным образом в виде включений в фен кристаллах оливинов, существенно реже — в виде самостоятельных вкрапленнико В табл. 3 приведены составы хромшпинелида и составы вмещающего оливина. И этих данных следует, что большинство шпинелей относится к разновидност хромпикотита.

Плагиоклаз в базальтах прорыва Булочка встречается только в виде субфен кристаллов, достигающих размеров 0,1—0,3 мм и характеризующихся прямой и обра ной зональностью An 75—69. Состав микролитов плагиоклаза (от 5 до 50 ммк) варь рует: An 70—55.

Петрографические наблюдения над взаимоотношениями фенокристаллов в маг зиальных базальтах прорыва Булочка, изучение составов минералов в протолочн пробах и анализ химических составов породообразующих минералов и их тверд фазных микровключений позволяет считать, что первым на ликвидусе магнезиально

Таблица 2

Представительные анализы клинопироксенов магнезиальных базальтов, вес.%

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO_2	53,59	53,30	52,75	53,24	51,97	51,43	50,92	51,38	51,51	51,84	52,29
TiO_2	0,17	0,15	0,20	0,25	0,38	0,39	0,42	0,50	0,52	0,47	0,52
Al_2O_3	2,11	2,01	2,26	2,10	3,59	3,90	4,50	3,23	2,35	2,28	2,07
Cr_2O_3	0,13	0,13	0,11	0,18	0,19	0,20	0,14	0,25	0,19	0,21	0,23
FeO	3,41	3,54	4,47	4,92	6,03	6,38	6,59	7,01	7,72	7,90	8,72
MnO	1,04	0,96	0,75	9,63	0,35	0,17	0,51	0,45	0,31	0,39	0,10
MgO	20,95	20,90	20,12	21,30	20,09	20,00	19,41	19,52	19,22	18,75	18,42
CaO	17,89	17,90	17,75	16,85	16,43	15,77	15,56	15,91	15,93	16,01	16,29
Na_2O	0,09	0,08	0,08	0,13	0,29	0,31	0,40	0,11	0,15	0,16	0,07
Сумма	99,41	98,97	98,51	100,18	99,32	98,55	98,45	98,36	97,91	98,02	98,70
Mg #	90	90	87	86	82	81	80	80	78	78	76

Примечание. Mg # = Mg * 100/Mg + Fe^{2+}, мол. %.

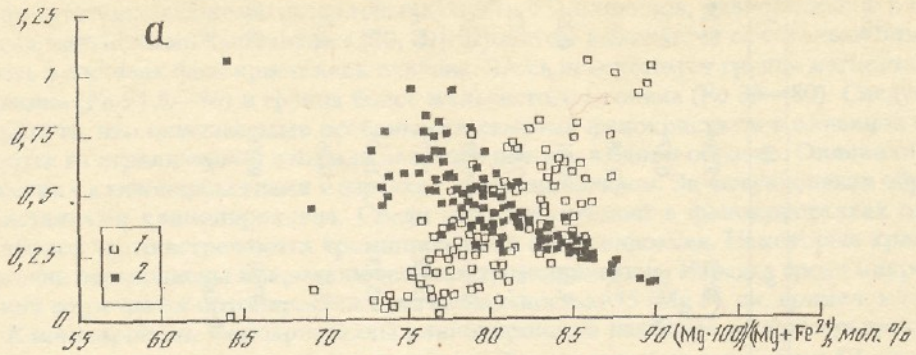


Рис 4 а

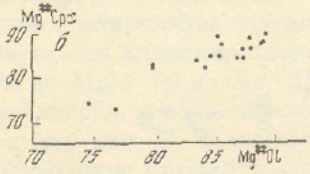


Рис. 4б

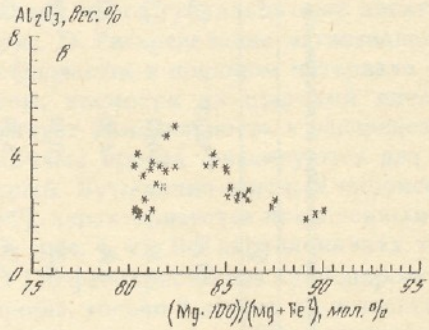


Рис. 4в

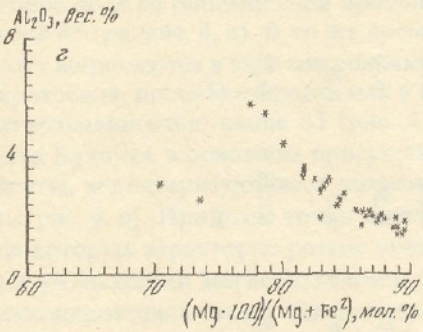


Рис. 4г

Рис. 4. *а* — зависимость содержания Cr_2O_3 (*1*) и TiO_2 (2) в клинопироксенах от их магнезиальности; *б* — зависимость магнезиальных микровключений клинопироксенов от магнезиальности вмещающего оливина. Mg # Cpx = Mg * 100/Mg + Fe^{2+}; Mg # Ol = = Mg * 100/Mg + Fe^{2+}; *в* — зависимость содержания Al_2O_3 в клинопироксенах от их магнезиальности (прорыв Булочка); *г* — зависимость содержания Al_2O_3 в клинопироксенах от их магнезиальности (прорыв Билюкай)

расплава кристаллизовался оливин Fo 91,5 с хромистой шпинелью (Cr/Cr + Al^{3+} = 56). Кристаллизация оливина и хромшпинелида продолжалась в течение всей «жизни» расплава вплоть до застывания его на поверхности. Здесь оливин эволюционировал до железистых микролитов-гортонолитов, а хромшпинелид инверсировал в титаномагнетит. Присутствие единичных вкрапленников клинопироксенов Mg # 90—86 и наличие тренда составов микровключений клинопироксенов Mg # 89—75 во вмещающих высокомагнезиальных оливинах со всей очевидностью свидетельствует о том, что котектическая кристаллизация клинопироксена с оливином в магнезиальных базальтах прорыва Булочка началась по меньшей мере с клинопироксена Mg # 89. По мере кристаллизации расплава клинопироксен эволюционировал от фенокристаллов диопсидов, авгитов до микролитов субкальциевых авгитов, вплоть до пижонитов, т.е. по толеитовому пути кристаллизации, как это было показано в более ранних публикациях [11]. При достижении клинопироксеном Mg # 82—83 начал кристаллизоваться плагиоклаз. На это прямо указывает резкое понижение содержаний Al_2O_3 в клинопироксенах при достижении их Mg # 82 (рис. 4, *в*). Как показано выше,

Таблица 3

Представительные анализы фенокристаллов оливина и включений хромшпинелида, мас. %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
				Оливин				
SiO_2	39,92	40,47	39,95	40,18	40,30	40,75	40,72	40,31
MgO	44,91	45,71	45,74	46,79	47,54	48,83	49,22	48,79
FeO	14,90	14,10	12,90	12,16	11,34	10,14	9,65	8,83
MnO	0,07	0,10	0,08	0,05	0,05	0,01	0,08	0,01
CaO	0,11	0,12	0,10	0,11	0,13	0,18	0,11	0,14
NiO	0,17	0,09	0,27	0,17	0,14	0,17	0,35	0,24
Fo, мол. %	84	85	86	87	88	89	90	91
				Хромшпинелид				
TiO_2	0,80	0,84	0,51	0,49	0,52	0,32	0,28	0,30
Al_2O_3	16,29	16,30	16,22	21,24	16,34	12,56	9,70	10,30
Fe_2O_3	10,05	8,27	8,37	12,66	10,18	8,77	6,67	8,27
FeO	16,05	19,65	16,47	15,80	14,94	14,57	13,88	10,01
MnO	0,29	0,35	0,30	0,30	0,31	0,35	0,37	0,38
MgO	12.20	9,55	11,91	13,09	12,96	12,81	13,13	15,83
Cr_2O_3	45,27	46,26	47,94	37,77	45,18	51,43	57,67	54,97
NiO	0,02	0,01	0,05	0,06	0,02	0,05	0,02	0,10
Fe^{2+}/Fe^{3+}	1,77	2,59	2,18	1,11	1,63	1,86	2,33	1,35

Примечание. Значения Fe_2O_3 в хромшпинелиде рассчитывались из предположения о стехиометричности его состава; Fe^{2+}/Fe^{3+} — отношения атомных количеств Fo = Mg/Mg + Fe^{2+}, мол. %.

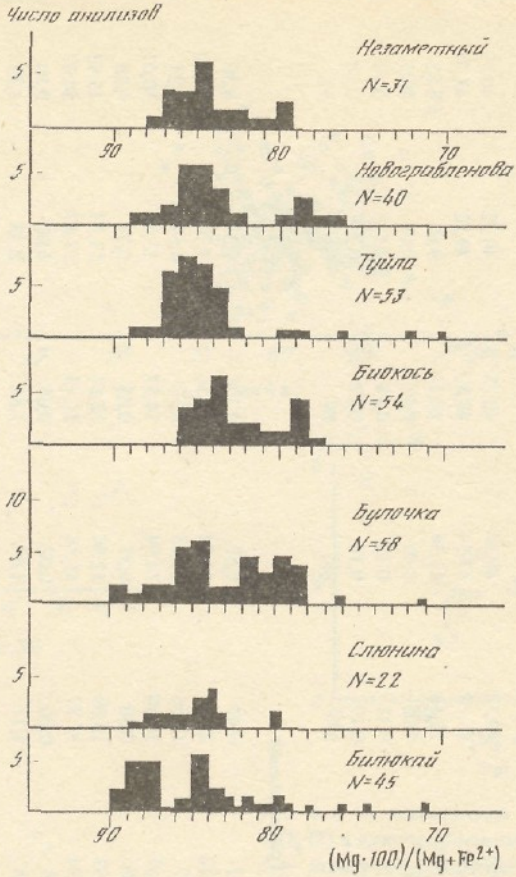


Рис. 5. Гистограмма магнезиальности клинопироксенов магнезиальных базальтов

на раннем этапе из магнезиального расплава прорыва Булочка кристаллизовали только оливин, клинопироксен и акцессорная шпинель. Это приводило к последовательному обогащению остаточного расплава и клинопироксена, который из него кристаллизовался, Al_2O_3. Когда же началась кристаллизация единственного алюмосиликата в магнезиальных базальтах — плагиоклаза, остаточный расплав начал резко обедняться Al_2O_3, что и нашло отражение в химизме клинопироксенов (см. рис. 4, *в*). Следует заметить, что подобный порядок кристаллизации характерен и для низкомагнезиальных оливин-клинопироксен-плагиоклазовых пород прорыва Билюкай (рис. 4, *г*). Кристаллизация магнезиальных базальтов завершилась образованием миниролитов оливинов, клинопироксенов, плагиоклазов и магнетитов.

Минералогические особенности магнезиальных базальтов побочных прорывов Ключевского вулкана

Все особенности химизма оливинов и клинопироксенов прорыва Булочка характерны для фенокристаллов всех магнезиальных базальтов 21 побочного прорыва Ключевского вулкана. Анализ статистического распределения составов клинопироксенов магнезиальных базальтов большинства побочных прорывов свидетельствует о том, что они также характеризуются широкими интервалами магнезиальности и от

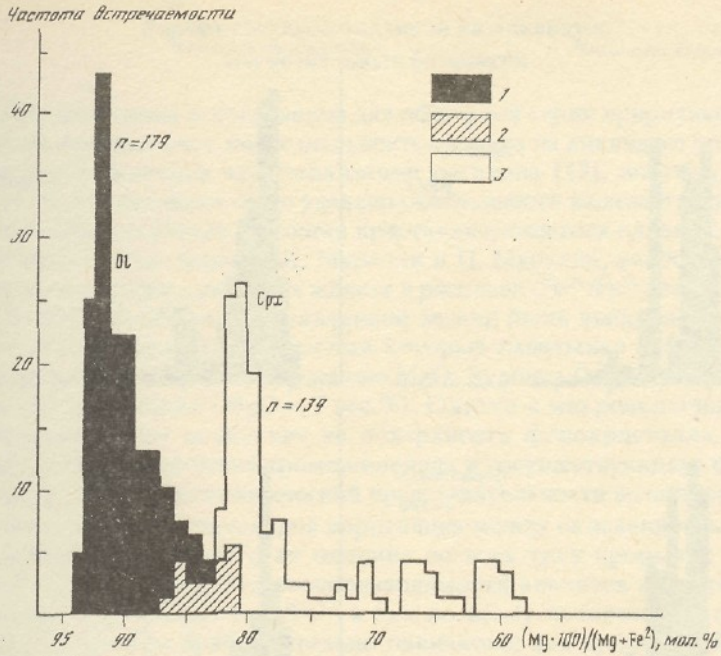


Рис. 6. Гистограмма магнезиальности оливинов и клинопироксенов магнезиальных базальтов вулкана Крестовский: *1* — фенокристаллы оливина; *2* — фенокристаллы и микролиты клинопироксена; *3* — область пересечения магнезиальности оливинов и клинопироксенов

сутствием бимодальности в составных клинопироксенов (рис. 5). Более того, указанные особенности химизма клинопироксенов и оливинов, по-видимому, присущи всем известково-щелочным магнезиальным базальтам этого района. Как это следует из анализа статистического распределения магнезиальности оливинов и клинопироксенов в базальтах вулкана Крестовский, здесь, как и в базальтах прорыва Булочка, высокомагнезиальные клинопироксены (Mg # 85) составляют ничтожную часть от широко развитых низкомагнезиальных авгитов (рис. 6). Результаты изучения статистического распределения магнезиальности оливинов, проведенного на основе 1250 определений их составов, представленные на рис. 7, также свидетельствуют о минералогическом сходстве всех магнезиальных базальтов Ключевского вулкана. Для всех исследованных проявлений магнезиальных базальтов установлено присутствие во вкрапленниках высокомагнезиального (Fo 91,5—90) оливина. Характерной особенностью вкрапленников исследованных оливинов также является широкий диапазон их составов (от Fo 80 до Fo 91,5), при этом наиболее магнезиальными являются ядра крупных кристаллов, а наиболее железистыми — тонкие оторочки, каймы крупных кристаллов. Отсутствие бимодальности в составах оливинов магнезиальных базальтов остальных прорывов Ключевского вулкана, как показано выше, обусловлено методикой отбора фенокристаллов. Здесь отбирались только крупные фенокристаллы, что привело к искусственному удалению части низкомагнезиальных оливинов. В базальтах прорыва Булочка были отобраны все фракции от фено- до субфенокристаллов. Очевидно, что при таком широком интервале магнезиальности фенокристаллов оливинов, которые к тому же фиксируются в одном образце, присутствуют неравновесные ассоциации минералов. Для выяснения состава оливина на ликвидусе магнезиальных базальтов были проведены специальные исследования.

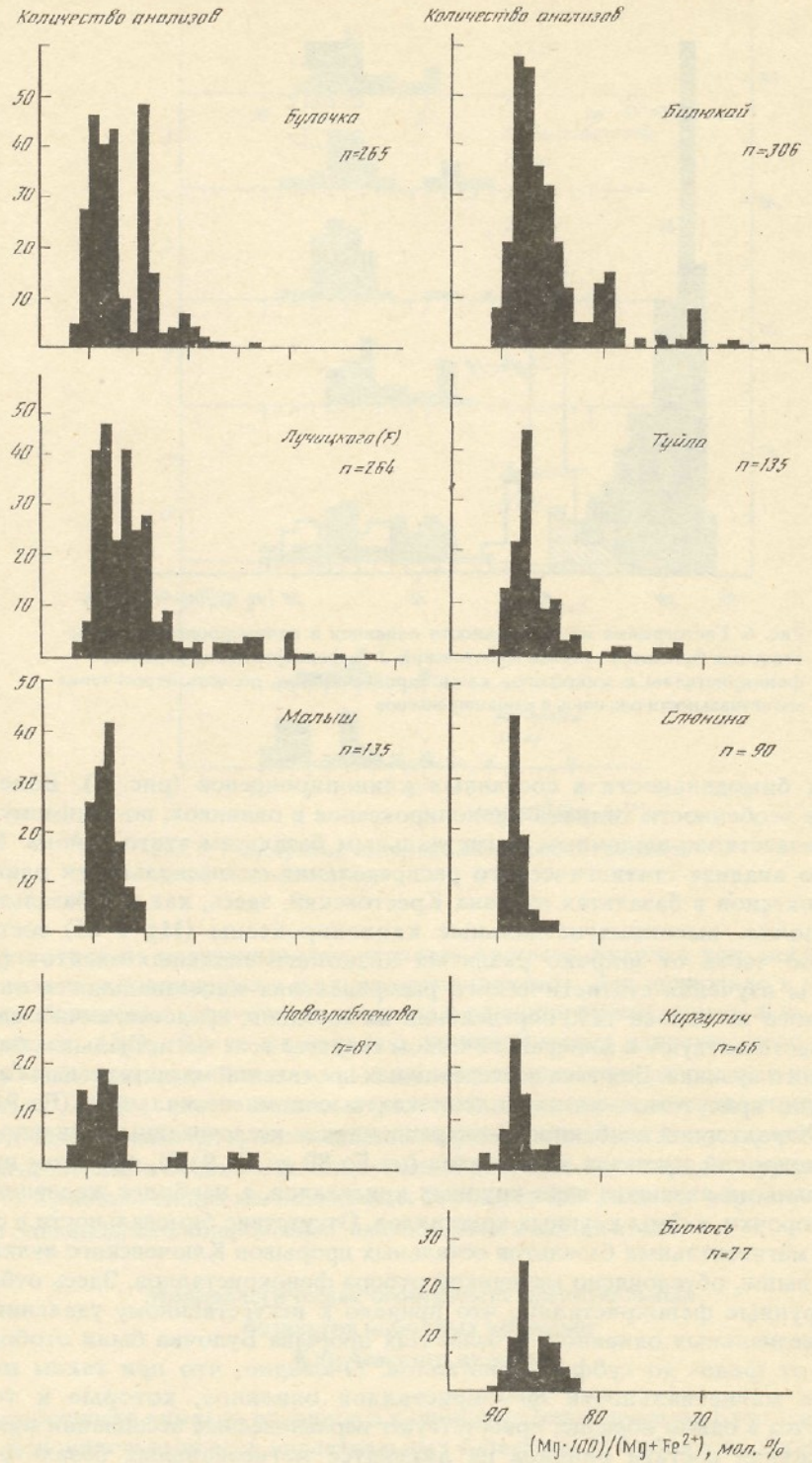


Рис. 7. Гистограмма магнезиальности оливинов магнезиальных базальтов

Расчет составов оливинов на ликвидусе магнезиальных базальтов

В результате детальных исследований для обширной серии природных базальтовых расплавов было показано, что магнезиальность оливина на ликвидусе почти не зависит от температуры и давления кристаллизации расплава [25], поэтому в настоящем исследовании особое внимание было уделено окисленности железа в расплаве, которое существенным образом влияет на состав кристаллизующегося оливина. Как показали экспериментальные исследования К. Мурелли и П. Мурелли, наиболее чувствительным индикатором степени окисления железа в расплаве (Fe^{2+}/Fe^{3+}) является хромистая шпинель [23]. Для выполнения поставленной задачи были выбраны оливины магнезиальных базальтов трех конусов, состав которых охватывал весь спектр химизма пород Ключевского вулкана по содержанию MgO: Булочка (MgO = 12 вес.%); Боковой (MgO = 9 вес.%) и Билюкай (MgO = 7 вес.%). Оливин с микровключением шпинели приполировывался до ее появления на поверхности фенокристалла, а затем проводился анализ микровключения хромшпинелида и сосуществующего с ним оливина. Как видно из рис. 8, *а*, при статистической представительности выполненных анализов и учета зональности хромшпинелидов корреляция между окисленностью шпинелей и магнезиальностью вмещающего их оливина во всех трех прорывах Ключевского вулкана отсутствует. В пределах воспроизводимости анализов и учета зональности хромшпинелидов отношение Fe^{2+}/Fe^{3+} в них по всему интервалу магнезиальности вмещающих их оливинов приблизительно одинаково: для прорывов Булочка и Билюкай — равно 2, а для прорыва Боковой — 2,7 (см. рис. 8, *а*).

Для оценки расчетного состава оливина на ликвидусе магнезиального расплава была использована модель С.Е. Форда, основанная на равновесии минерал—расплав [20]. Расчет осуществлялся по фракционной модели кристаллизации. В качестве состава расплава принимался средний валовой химический состав базальта. Степень окисленности расплава, которую необходимо учитывать при определении состава оливина, рассчитывалась на основе эмпирического уравнения К. и П. Мурелей [24], в котором используется вышеприведенная зависимость окисленности хромшпинелида (Fe^{2+}/Fe^{3+}) от состава вмещающего оливина, минерала-хозяина. Анализ результатов расчетов, выполненных для магнезиальных базальтов трех прорывов, позволяет суммировать следующее (рис. 8, *б*). Оливин с магнезиальностью Fo 91,5 невозможно получить, используя валовые химические составы магнезиальных базальтов. Наиболее близок к этому составу расчетный ликвидусный состав оливина прорыва Булочка (Fo 89,7), а наиболее далек — расчетный ликвидусный состав оливина прорыва Билюкай (Fo 84,5). Таким образом, во всех магнезиальных базальтах 21-го побочного прорыва Ключевского вулкана присутствует неравновесный оливин.

Анализ петрографических и минералогических особенностей магнезиальных базальтов всех изученных побочных прорывов Ключевского вулкана позволяет суммировать следующие данные. Наиболее яркой минералогической особенностью всех вулканитов, отличающей их от огромного большинства базальтов других островных дуг, является присутствие во вкрапленниках высокомагнезиального (Fo 91,5) оливина, характерного для равновесия с первичными пикритовыми расплавами, широкий интервал магнезиальности фенокристаллов оливинов (Fo 91,5—80), фиксируемый в одном и том же образце базальтов, и практическое отсутствие во вкрапленниках «котектического» высокомагнезиального клинопироксена (Mg # 89—85), который реально присутствует в виде микровключений в оливине. Как показано в работе [27], абсолютное большинство исследованных вкрапленников оливина не может быть интерпретировано как продукты дезинтеграции мантийных ксенолитов, что в нашем случае ясно доказывается высокими содержаниями CaO в изученных оливинах и высокими — TiO_2 в хромшпинелидах, являющихся твердофазными включениями в этих оливинах (см. табл. 3). Таким образом, присутствующий неравновесный высо-

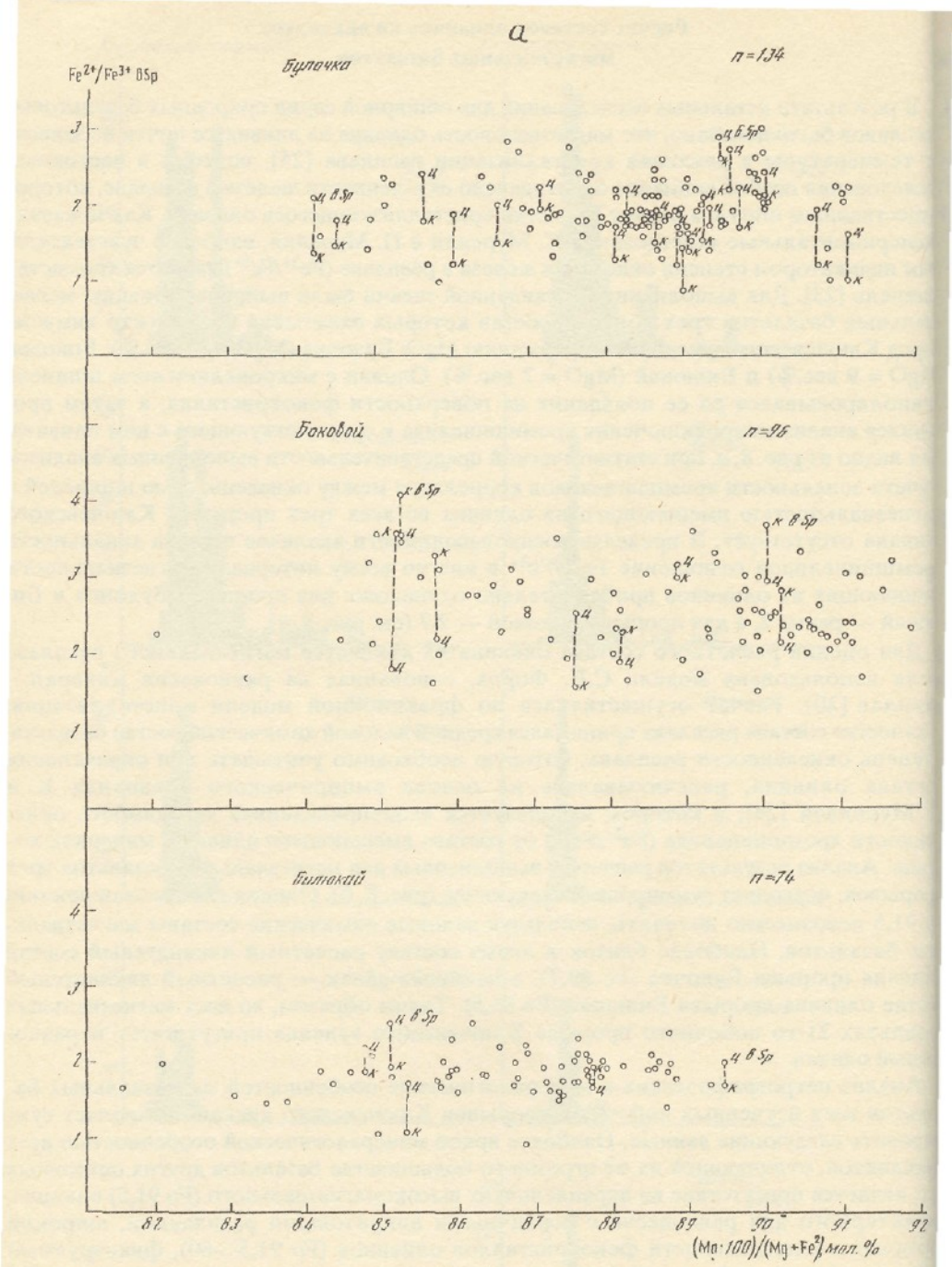
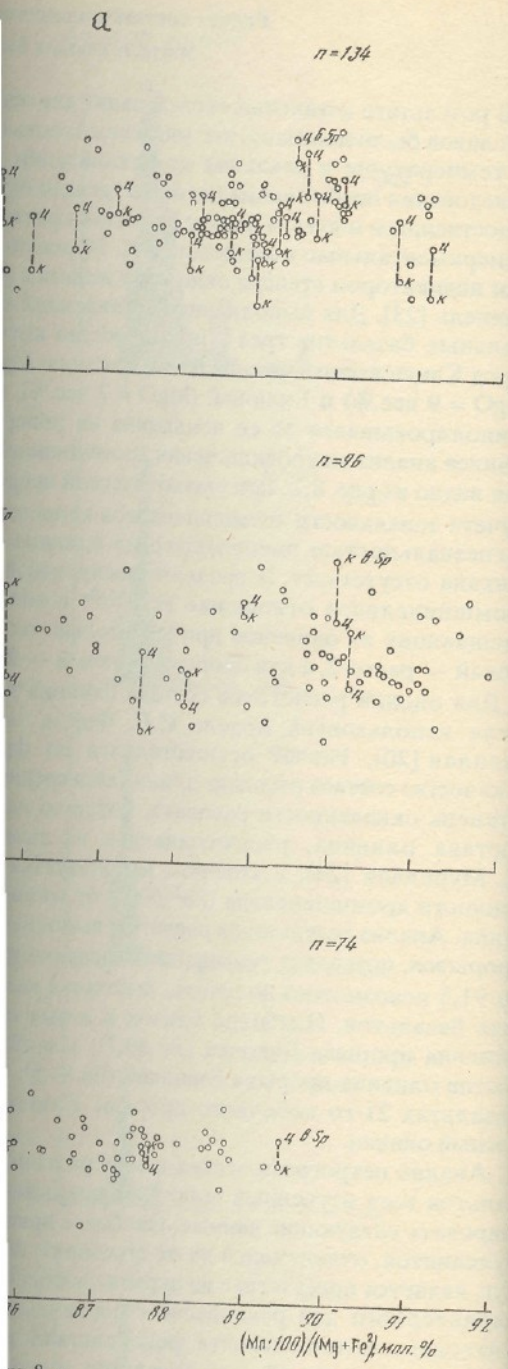

а
Fe2+/Fe3+ ОБр
Булочка
n=134
Боковой
n=96
Билюкий
n=74
(Mn·100)/(Mg+Fe2) мол. %

Рис. 8, *а*



ис. 8, *а*

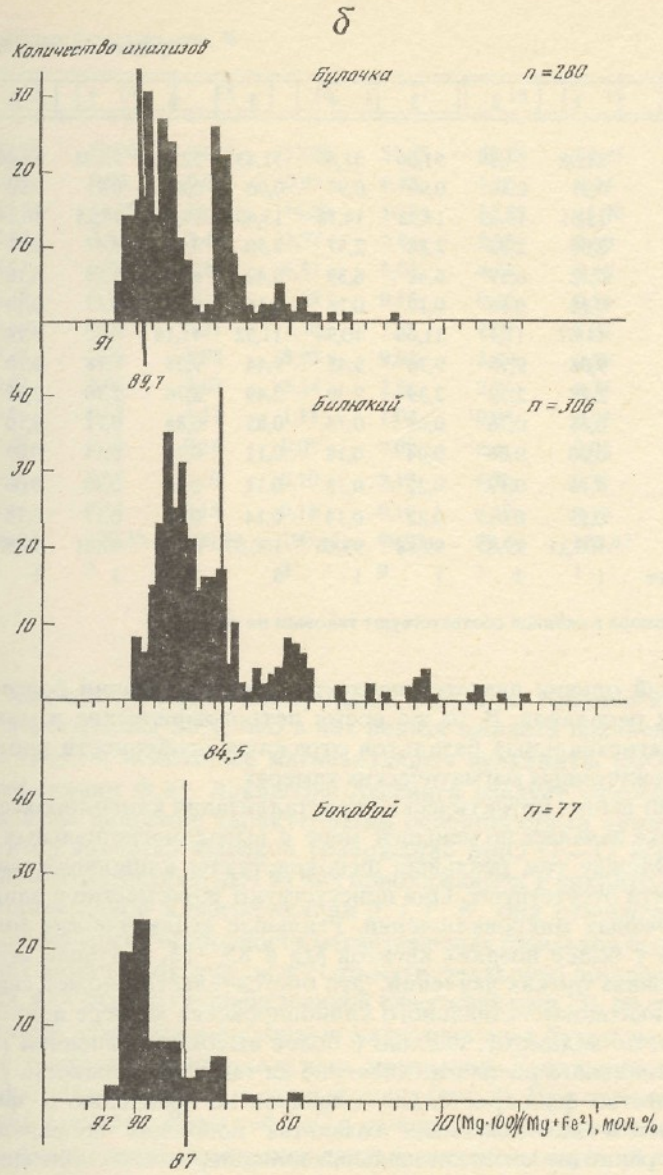


Рис. 8. *а* — зависимость окисленности микровключений хромшпинелида от магнезиальности вмещающего оливина. Пунктирная линия соединяет край и центр одного зерна; *б* — гистограмма распределения магнезиальности оливинов базальтов побочных прорывов. Вертикальная черта ограничивает расчетный состав оливина на ликвидусе