

УДК 551.214(265)

*Светлой памяти
участника 5 рейса НИС «Вулканолог»
Владимира Леонидовича Леонова посвящается*

СТРУКТУРНО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ПРОБЛЕМА ГЕНЕЗИСА ПОРОД ПОДВОДНОГО ВУЛКАНА МИНАМИ-ХИОСИ (МАРИАНСКАЯ ОСТРОВНАЯ ДУГА)

© 2016 В.В. Петрова¹, В.А. Рашидов²

¹ФГБУН Геологический институт РАН, Москва, 119017; e-mail: v.petrova.v@gmail.com

²ФГБУН Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН,
Петропавловск-Камчатский, 683006; e-mail: rashidva@kscnet.ru

Впервые в отечественной литературе подробно описан вещественный состав пород подводного вулкана Минами-Хиоси, входящего в состав вулканического комплекса Хиоси, расположенного в северной части Марианской островной дуги. В результате выполненных исследований получены новые оригинальные данные о структуре, химическом и минеральном составе слагающих его пород и генезисе лав Минами-Хиоси. Показано, что все исследованные породы имеют генетическое родство и являются производными единой базальтовой магмы, а структурно-петрографические различия в их строении обусловлены различными процессами дифференциации и разной динамикой продвижения расплава к поверхности.

Ключевые слова: Марианская островная дуга, вулкан Минами-Хиоси, минеральный состав, генезис.

ВВЕДЕНИЕ

В конце XX и начале XXI вв. японскими, австралийскими и американскими исследователями проводилось масштабное изучение подводного и наземного вулканизма в пределах Марианской островной дуги (МОД) (Dixon, Batiza, 1979; Dixon, Stern, 1983; Ishizuka et al., 2010; Maijer, Rigan, 1981; Stern, 1979; Sun, Stern, 2001). Детально химический и петрографо-минералогический составы подводных вулканов описаны в работах (Bloomer et al., 1989a, 1989b; Ishizuka et al., 2010; Jakson, 1989; Lin et al., 1989; Sun, Stern, 2001) Этими авторами было показано, что большая часть вулканитов южной и центральной частей МОД (до 23° с.ш.) представлена низко- и среднещелочными толеитовыми базальтами обогащенными железом, калием и обедненными натрием. Вулканиты северной части сложены щелочными породами, обогащенными K, Ba, Sr. Химический состав этих пород в 1989 г. впервые изучили С. Блумер, Р. Стерн, П.Н. Лин, М.С. Джексон, (Bloomer et al., 1989a, 1989b; Jakson, 1989;

Lin et al., 1989). Эти авторы определили породы как шошониты и абсарокиты. В дальнейшем изложении материала мы придерживаемся терминологии первооткрывателей, отдавая себе отчет в том, что по минеральному, а иногда и по химическому составам, описываемые породы отличаются от классических аналогов.

В литературе была развернута дискуссия по поводу генезиса этих пород. Высказаны предположения о ступенчатом характере возникновения щелочных серий: первоначально — мантийное плавление и образование щелочно-базальтовых лав и последующая внутрикоровая дифференциация этих расплавов, подразумевающая разные процессы, в том числе кристаллизационное фракционирование, переплавление ранних продуктов кристаллизации, ликвационные и другие возможности, не исключающие метаморфизации первичных расплавов путем привноса богатых калием и барием флюидов. С другой стороны отмечалось, что северные высокощелочные вулканиты занимают особое положение в зоне крутых субдукционных углов, перекрытых мощным

осадочным покровом, то есть не исключалась возможность контаминации осадков расплавом и соответственно, предлагалась ответственность пелагических осадков за обогащение магматических пород не свойственными высокими концентрациями калия и бария. Изотопные исследования редких элементов к настоящему времени не дали однозначного ответа на поставленные вопросы (Sun et al., 1998).

Настоящая статья является продолжением петролого-минералогических исследований позднекайнозойских подводных вулканов островных дуг западной части Тихого океана (Рашидов и др., 2015а, 2015б, 2016) и посвящена изучению вещественного состава только одной вулканической постройки — подводного вулкана Минами-Хиоси, входящего в состав вулканического комплекса Хиоси, расположенной в северной части МОД (рис. 1 на 4 стр. обложки). Поэтому мы не вправе обсуждать вопросы генезиса первичных магм МОД, однако результаты нашей работы могут дополнить и расширить полученные ранее представления по данному вопросу.

Подводный вулканический комплекс Хиоси, расположенный в северной части МОД состоит из четырех подводных вулканических построек: Северный Хиоси (Кита-Хиоси), Центральный Хиоси (Нака-Хиоси), Минами-Хиоси (Южный Хиоси, Минами-Хиоси-Кайсан) и Ко-Хиоси (рис. 1). Этот вулканический комплекс входит в состав щелочной провинции Идзу-Бонинской и Марианской островных дуг (Sun et al., 1998, 2001). Вулканическая активность в пределах подводного вулканического комплекса Хиоси, неоднократно отмечалась, начиная с 25-го августа 1975 г., только на подводном вулкане Минами-Хиоси (Siebert et al., 2010).

Подводный вулкан Минами-Хиоси был исследован в трех рейсах НИС «Вулканолог» (рис. 2 на 1 стр. обложки) Института вулканологии ДВО РАН в 1978–82 гг. (Рашидов, 2001, 2005), в рейсе ТТ-192 НИС «Томас Г. Томпсон» Университета г. Вашингтон в 1985 г. (Bloomer et al., 1989а, 1989б), а также в рейсах на судах геологической и гидрографической служб Японии (Nishizawa et al., 2003; Otsuka et al., 1990; Otani et al., 2004; Yasa et al., 1991).

Минами-Хиоси поднимается глубины 1500 м, где размер его основания составляет ~20×15 км (рис. 3). Минимальная глубина над вершиной вулкана по данным различных источников расположена в интервале 100–30 м (Рашидов, 2001; Smoot, 1998, 1991; Yasa et al., 1991). Крутизна склонов изменяется от 8° у подножия до 24° в привершинной части. Объем вулканической постройки по минимальным оценкам составляет ~95 км³, а на глубине 100–120 м выявлено

поднятие с активными фумаролами (Рашидов, 2001, 2005).

В рейсе ТТ-192 НИС «Томас Г. Томпсон» было выполнено два драгирования Минами-Хиоси в интервале глубин 1230–740 м и 750–430 м (рис. 3) и подняты плагиоклаз-оливин-клинопироксеновые базальты и андезибазальты (Bloomer et al., 1989а; Sun, Stern, 2001). В этом рейсе были драгированы и три остальные постройки вулканического комплекса Хиоси.

В работах (Lin et al., 1990; Sun et al., 1998) сделано предположение о сходстве магматических источников для подводных вулканов Минами-Хиоси и расположенного немного севернее него вулкана Фукутоки (Фукутоки-ока-но-ба).

Глубокое исследование петрологии и петрогенезиса подводных вулканов Фукудзин и Касуга, расположенных южнее Минами-Хиоси (рис. 1), было опубликовано М.С. Джексоном (Jackson, 1989).

В 5-ом рейсе НИС «Вулканолог» в 1978 г. на склонах и в привершинной части подводного вулкана Минами-Хиоси выполнено 8 драгирований (рис. 3). Фактический материал и его интерпретация, данная в настоящей статье, подтверждают своеобразность составов пород, формирующих подводные вулканы щелочной провинции в северной части МОД, и дополняют геологические знания, полученные предыдущими

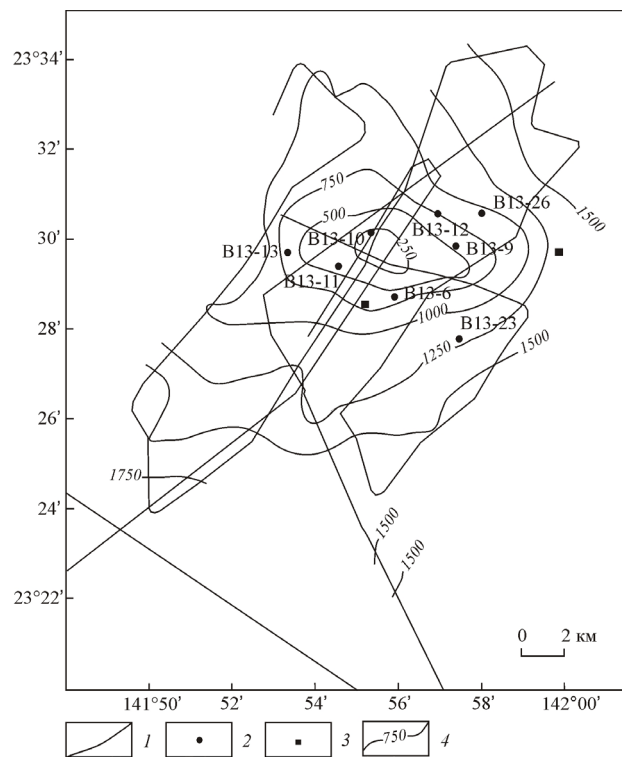


Рис. 3. Батиметрическая схема подводного вулкана Минами-Хиоси: 1 — галсы; 2, 3 — станции драгирования, выполненные, соответственно, в 5 рейсе НИС «Вулканолог» и в рейсе ТТ-192 НИС «Томас Г. Томпсон»; 4 — изобаты (м).

исследователями. Химический состав драгированных пород определен в химической лаборатории ГИН РАН. Микронзондовые анализы выполнены в Геологическом институте РАН на аналитическом сканирующем электронном микроскопе *Sam Scan MV2300* при участии операторов Н.В. Горьковой и А.Т. Савичева и во Всероссийском институте минерального сырья им. Н.П. Федоровского на микроанализаторе *JXA-8100* фирмы JEOL, оснащенный энергодисперсионной приставкой *INCA*, при участии оператора И.Г. Быстрова.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОД ВУЛКАНА МИНАМИ-ХИОСИ

В основу настоящей работы положен каменный материал, драгированный в 5-ом рейсе НИС «Вулканолог». Поднятые на борт породы представлены генетически связанной серией базальтов, их туфов и шлаков (табл. 1). Почти во всех драгах присутствовали вулканомиктовые песчаники, гравелиты и алевриты. Отмечено характерное распределение вулканогенно-осадочных пород по глубине. Сверху вниз по склону литифицированные шлаки замещаются туфогенными полимиктовыми песчаниками, гравелитами и алевритами (Рашидов, 2001).

Базальты относятся к слабожелезистым (по классификации (Miyashiro, 1974). В сторону увеличения железистости резко выбивается состав стекла (обр. В-5-13-ш). В базальтах содержание кремнезема находится в пределах 48.09–53.88%. Наименее железистыми являются породы группы образцов В-5-13-12, но тут есть исключение — в обр. В-5-13-12/3 наблюдаются повышенные содержания железа и кремния. В породах отмечается несколько повышенное, довольно равномерно распределенное содержание титана и пониженное количество алюминия.

Все проанализированные породы обогащены K_2O (1.34–3.30%). По соотношению K_2O и SiO_2 большая часть анализируемых пород относится к высококалиевым абсарокитам (рис. 4, табл. 2), небольшое количество анализов попадает в поле шошонитов (рис. 4в). Анализы образцов В-5-13-6 и В-5-13-23 соответствуют пограничной части зоны среднекалиевых шошонитов. Эти значения хорошо совпадают с опубликованными данными (Bloomer et al., 1989a, 1989b; Lin et al., 1989, 1990; Meen et al., 1998; Pearce et al., 2005; Sun, Stern, 2001), по которым химический состав базальтов подводного вулканического комплекса Хиоси колеблется в пределах: $SiO_2 = 45–56$, редко 60 масс.%; $Al_2O_3 = 15–20$ масс.%; $FeO = 7–12$ масс.%; $MgO = 2–9$ масс.%; $CaO = 3–12$ масс.%; $Na_2O = 1.5–4$ масс.%; $K_2O = 1–4.5$ масс.%. Помимо повышенного содержания в породах калия было установлено

высокое содержание стронция и бария ($Sr =$ до 1100ppm, Ba до 1300 ppm).

Полученные нами данные по лавам вулкана Минами-Хиоси укладываются в эти пределы, но с меньшим разлетом значений SiO_2 в пределах 49–53 масс.% (рис. 4, табл. 2). По нашим данным породы вулкана Минами-Хиоси показывают относительно высокие содержания Fe , Mg , Ca . Содержание Ba и Sr также повышено ($Ba = 370–806$ ppm, $Sr = 204–748$ ppm), но не так значительно, как установлено работами иностранных ученых.

МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ ДРАГИРОВАННЫХ ПОРОД

Образцы, драгированные на подводном вулкане Минами-Хиоси в 5-ом рейсе НИС «Вулканолог», представляют собой, по крайней мере, четыре генетически связанных потока базальтов. Несмотря на генетическую близость, каждый поток имеет свою структурную и минералогическую специфику, позволяющую в какой-то мере расшифровать его историю до момента извержения и после него.

Базальты драги В-5-13-6 крупнопорфировые (рис. 5а). Вкрапленники представлены оливином, кристаллы и гломеропорфировые сростки которых достигают 4 см. Очень редко в ассоциации с оливином присутствуют кристаллы пироксена и плагиоклаза размером до 0.2 мм, которые на фоне криптокристаллической основной массы выглядят, как вкрапленники. Обращает на себя внимание ассоциация вкрапленников оливина с редким клинопироксеном — пижонитом, который может сохраниться в породах только в результате их быстрого остывания. Основная масса состоит из примерно одинаковых количеств оливина, пироксена, плагиоклаза и рудных минералов (ильменита+титаномагнетита). Важно то, что размеры микролитов составляют 0.01–0.02 мм и меньше, то есть в сотни и более раз меньше вкрапленников. Переходных размеров не наблюдается. Это означает, что вкрапленники и микролиты кристаллизовались в совершенно разных условиях. Такая разница в размерах между вкрапленниками и микролитами и отсутствие промежуточных размерных разностей между ними, а так же сохраненный пижонит позволяют предполагать, что магматический материал вместе с крупными вкрапленниками оливина был стремительно поднят в приповерхностную зону, где также стремительно застыл, образуя тончайшие кристаллы рудных и нерудных минералов.

История становления базальтов из драг В-5-13-9 и В-5-13-10 несколько иная (рис. 5б). Структура породы — порфировая. Вкрапленники, в том числе крупные (до 1 см) оливина и

Таблица 1. Драгированные образцы горных пород подводного вулкана Минами-Хиоси

Образец №	Описание породы
В-5-13-6	Базальт крупнопорфировый, плотный. Структура микродиабазовая, местами до микросидеритовой. Отношение вкрапленники/основная масса = 1/10. Во вкрапленниках оливин размером 0.2–1.4 мм (в сростках до 4 мм), очень редко плагиоклаз, пироксен, титаномагнетит. Их размер до 0.2 мм. Основная масса криптокристаллическая, размер микролитов 0.01–0.02 мм. Среди микролитов в равных долях присутствуют оливин, пироксен, плагиоклаз, титаномагнетит, ильменит. Нераскристаллизованного стекла очень мало.
В-5-13-9	Базальт афировый, в отдельных редких случаях редкопорфировый. Состоит из единичных мегавкрапленников оливина, плагиоклаза и мелко- и среднекристаллической основной массы долеритовой структуры. Среднекристаллическая часть породы содержит кристаллы оливина размером от 0.2 до 1.4 мм (~45%), удлиненные до 0.2×1 мм лейсты плагиоклаза (~35%), кристаллы пироксена размером 0.2–0.4 мм (~20%). Аналогичных по размеру выделений рудных минералов практически нет. И оливин, и пироксен иногда замещены иддингситом. Интерстиции между минералами данной размерности заняты мелкокристаллической массой (<0.2 мм), состоящей на 50% из рудных минералов и на 50% из ассоциации примерно равных количеств оливина + пироксена + плагиоклаза. Рудные минералы представлены титаномагнетом и в меньшем количестве ильменитом. Стекло раскристаллизовано практически полностью. Пористость до 10% объема породы.
В-5-13-9/1	Аналог № 9, но несколько более порфировый. Оливин вкрапленников менее изменен. В основной массе выше содержание рудных минералов.
В-5-13-9/2	Та же порода. Оливин сильнее изменен и присутствуют гломеропорфировые сростки его кристаллов. Среди минералов-аксессуаров встречен апатит. Его кристаллы иногда захвачены при росте кристаллами плагиоклаза. Особенностью базальта (все образцы № В-5-13-9) является присутствие обособлений зернистого кварца в оторочке из тонкоигльчатых кристаллов пироксена. По границам зерен кварца наблюдается тонкая россыпь мельчайших кристаллов рудного минерала.
В-5-13-10/1 и -10/2	Базальт редкопорфировый. Структура основной массы — долеритовая, среднекристаллическая (размер микролитов >0.2 мм. Изредка на ее фоне выделяются кристаллы оливина размером 1–1.2 мм. Оливин сильно изменен и замещен иддингситом. В основной массе породы присутствуют примерно равные количества оливина, пироксена, плагиоклаза и рудных (титаномагнетита и ильменита). Содержание ильменита и титаномагнетита примерно равное. Пористость до 10% от объема породы. Иногда газовые пустоты заполнены органическим веществом (битумом?).
В-5-13-12/1 и 12/2	Базальт очень редкопорфировый, среднекристаллический. Практически полный аналог шлифа № В-5-13-10. Порода полностью раскристаллизована, оливин- плагиоклазовая с небольшим количеством титаномагнетита, который отмечен не только в виде микролитов, но и встречается иногда как вкрапленники. Порода подвержена поздним преобразованиям — слегка карбонатизирована и хлоритизирована. Оливин (даже его мелкие кристаллы) почти полностью изменен и замещен иддингситом. В породе немного больше (чем в предыдущем образце) свободных пространств, заполненных битумом (?).
В-5-13-12/3	Базальт очень редкопорфировый, мелкокристаллический. Вкрапленники — исключительно оливин размером до 0.4 мм. Наблюдаются все размерные переходы от кристаллов оливина от основной массы (0.02 мм) до вкрапленников. В основной массе примерно равное (по 40%) содержание рудных (титаномагнетита и в подчиненном количестве ильменита) и плагиоклаза, 20% оливина и очень мало пироксена. Свободного стекла практически нет. Порода мелкопористая, количество пор около 15% объема. В некоторых порах наблюдается скопление битума.
В-5-13-12/4	Базальт редкопорфировый, почти афировый. Основная масса среднекристаллическая, пироксен-плагиоклаз-оливиновая с рудными. Содержание всех компонентов примерно равное. Рудные минералы представлены титаномагнетитом и небольшим количеством ильменита. Преобладающий размер всех составляющих до 0.2 мм. Кристаллы оливина иногда (со всеми размерными переходами) достигают 1.6×0.4 мм. И вкрапленники, и микролиты оливина замещены иддингситом. Иногда в ассоциации с иддингситом в центральных частях измененного оливина наблюдается кальцит. В породе присутствует апатит. В свободных пространствах встречен гипс.
В-5-13-13	Туф кристаллолитовитрокластический, сцементированный карбонатом. Кристаллическая часть — обломки кварца, пироксена и небольшого количества оливина. Литокластическая часть — обломки базальта, обломки слабо раскристаллизованного на плагиоклаз стекла. Преобладает пемзовидное стекло с порами свободными или заполненными частично битумом, частично карбонатом.
В-5-13-23	Базальт порфировый. Соотношение вкрапленники/основная масса = 1/10. Во вкрапленниках исключительно оливин и сростки его зерен, часто замещенных иддингситом. Размер вкрапленников от крупномикролитового до 1–1.2 мм. Структура основной массы долеритовая среднекристаллическая. Основная масса состоит из равных количеств плагиоклаза, рудного и пироксена, оливина значительно меньше, стекла не обнаружено. Среди рудных минералов преобладает ильменит, титаномагнетит находится в подчиненном количестве. Кроме того в сростках с оливином присутствует хром-железистая шпинель. Максимальный размер лейст 0.4–0.5 мм. Мелкие и редкие газовые пустоты частично или полностью заполнены битумом или сидеритом.
В-5-13-26/1	Туф кристаллолитовитрокластический. Кристаллокласты — кварц, плагиоклаз, пироксен, меньше оливин. Литокласты — обломки базальта, трахита. Преобладают обломки вспученного стекла, часто «измазанные» битумом. В газовых пустотах могут быть цеолиты. Цемент карбонатный, реже глинисто-хлоритовый. Рудных минералов очень мало, они присутствуют главным образом в обломках пород.
В-5-13-ш	Стекло (шлак базальтовый) с редкими вкрапленниками плагиоклаза, вспученное, пористое. Газовые пустоты иногда заполнены битумом. В краевых зонах стекла присутствуют рыжие корки закалки (возможно палагонит). Рудные минералы. отсутствуют.

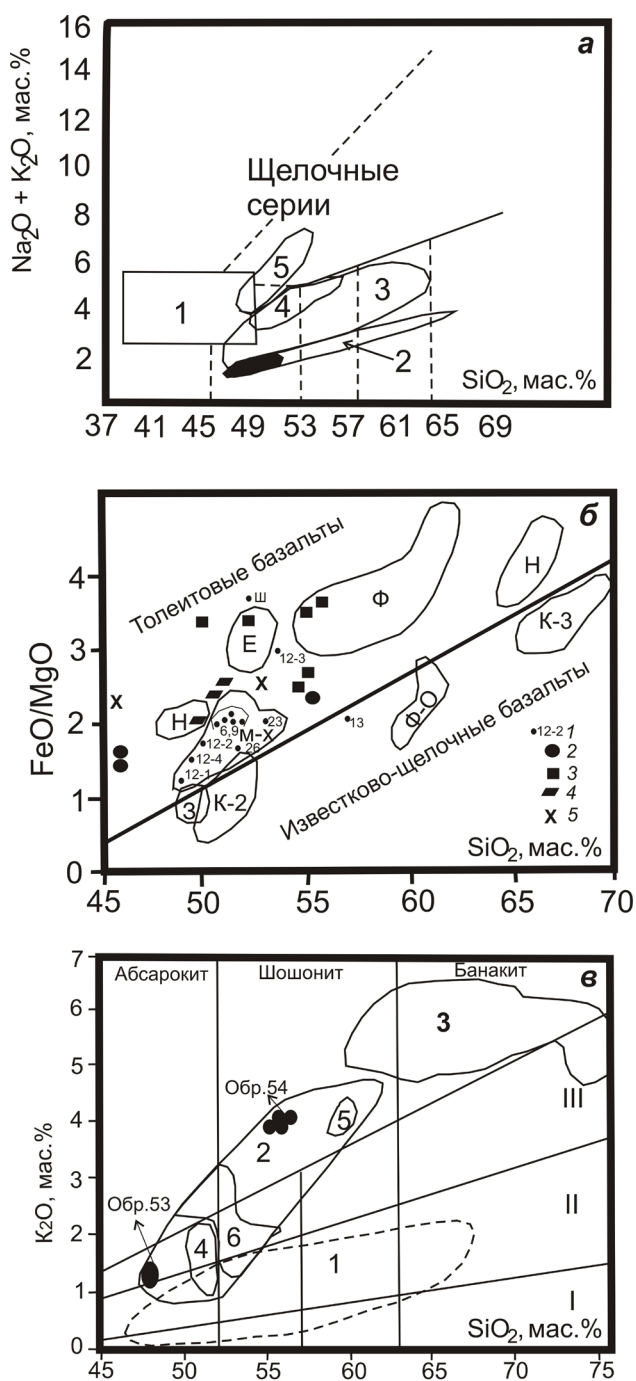


Рис. 4. Химическая специфика вулканитов МОД. Толейтовые и щелочные серии океанических базальтов по (planetology.ru/lectures/ariskin/14.pdf, с добавлениями) (а): 1 — щелочность типичных срединно-океанических базальтов (MORB); 2 — толейтовые серии Исландии; 3 — толейты всей площади дна МОД по (Bloomer et al., 1989a); 4 — толейты северной части МОД по (Bloomer et al., 1989a); 5 — толейты вулкана Минами-Хиоси. Диаграмма зависимости отношений содержания FeO/MgO и SiO₂ в толейтовых и известково-щелочных базальтах по (Jakson, 1998; Miyahiro, 1974) (б). Поля (подводные вулканы): Е — Эсмеральда, Ф — Фукудзин, 3 — Зеландия, Н — Рикко, К-2 и К-3 — Касуга-2 и Касуга-3, Ф-О — Фукутоки. 1 — данные авторов по Минами-Хиоси; 2–5 данные (Bloomer et al., 1989a); 2 — Северный Хиоси, 3 — Минами-Хиоси, 4 — Центральный Хиоси, 5 — Ко-Хиоси. График зависимости SiO₂ и K₂O в породах МОД по (Sun et al., 1998), с добавлениями авторов) (в). Поля составов: I — низкокальциевые, II — среднекальциевые, III — высококальциевые. Области: 1 — базальты всей МОД; 2 — базальты северной части МОД; 3 — вулканические стекла севера МОД; 4 — базальты подводного вулкана Касуга-2, 5 — базальты Фукуоки; 6 — базальты Минами-Хиоси, обр. 53 и 54 (драгировки рейса ТТ-192 (Bloomer et al., 1989a)).

сталлизацию в пределах магматического очага, а затем при постепенном снижении температуры субстрата шла кристаллизация средне- и мелкокристаллической основной массы. Структура породы показывает, что перерыва в процессе кристаллизации не было. Слабая ориентировка лейст плагиоклаза позволяет полагать, что процесс кристаллизации проходил на фоне медленного продвижения лавовой колонны к поверхности дна океана и на этом фоне — медленного понижения температуры.

Полностью раскристаллизованный базальт из драги В-5-13-12 можно назвать афировым (рис. 5в), так как несмотря на значительные вариации размеров слагающих породу минералов, структура породы достаточно равномерная. Наибольший размер кристаллов оливина 0.4 мм, при этом наблюдаются все размерные переходы до его микролитов (0.02 мм). Плагиоклаз, кристаллы рудных (магнетита и ильменита) и меньше пироксен заполняют пространства между крупными кристаллами оливина и имеют размерность от средне- до мелкокристаллической. Вероятно, данная порода кристаллизовалась в промежуточном очаге с последовательностью кристаллизации вкрапленников минералов: оливин → плагиоклаз → ильменит → пироксен. Далее при медленном продвижении в придонные зоны шла кристаллизация остаточного раствора на микролиты в последовательности пироксен → рудные → плагиоклаз с небольшой примесью оливина.

плагиоклаза редки. С ними постепенными размерными переходами связана среднекристаллическая часть породы, которая состоит из кристаллов оливина размером от 0.2 до 1.4 мм, удлинённых до 0.2×1 мм лейст плагиоклаза, кристаллов пироксена размером 0.2–0.4 мм. Интерстиции между минералами средней размерности заняты мелкокристаллической массой состоящей на 50% из рудных минералов и на 50% из ассоциации примерно равных количеств оливина + пироксена + плагиоклаза. Порода содержит до 10% свободных (поровых) пространств. Из приведенного описания понятно, что порода, также как и в первом случае, начала свою кри-

Таблица 2. Химический состав драгированных образцов

Порода	базальт										Вломер et al., 1989a	Туф	Базальт	Туф	Шлак
	В-5-13-6	В-5-13-9	В-5-13-9/1	В-5-13-9/2	В-5-13-10/2	В-5-13-12/1	В-5-13-12/2	В-5-13-12/3	В-5-13-12/4	В-5-13-13					
Обр. №	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	
№ п/п	Содержание в масс. %														
SiO ₂	52.87	51.53	52.30	51.24	52.82	48.09	50.62	53.88	49.70	51.48	56.68	53.38	52.06	53.45	
TiO ₂	1.95	2.73	2.60	2.81	2.12	2.25	2.32	2.41	2.42	0.90	2.19	1.98	2.30	1.11	
Al ₂ O ₃	13.61	12.63	13.49	12.57	14.14	12.89	13.50	12.77	13.37	19.03	9.51	14.25	10.23	17.37	
Fe ₂ O ₃	4.96	5.14	2.62	5.05	3.69	3.13	4.49	8.66	2.43	8.59	7.65	3.07	5.93	10.45	
FeO	6.40	6.49	7.89	6.71	6.36	7.22	6.59	2.32	7.65	1.01	1.01	7.56	2.32		
MnO	0.14	0.16	0.16	0.16	0.16	0.16	0.17	0.18	0.16	0.19	0.12	0.16	0.12	0.18	
MgO	5.36	5.41	4.94	5.66	4.78	8.11	5.81	3.49	6.05	3.58	4.38	5.08	5.27	3.00	
CaO	8.23	7.99	7.90	8.32	8.43	9.06	8.67	6.53	9.17	8.85	3.66	8.30	7.37	8.91	
Na ₂ O	3.35	3.77	3.58	3.66	3.97	3.07	3.51	4.00	3.57	3.17	1.96	3.60	1.78	3.23	
K ₂ O	1.34	2.09	2.84	2.14	1.98	2.32	2.50	3.30	2.57	2.26	1.60	1.37	1.65	1.79	
P ₂ O ₅	0.44	0.67	0.81	0.66	0.62	0.61	0.67	0.77	0.67	0.36	0.36	0.39	0.42	0.19	
п.п.п.	0.64	0.68	<0.1	0.28	0.22	2.30	0.44	1.43	1.40	н/д.	10.77	<0.1	10.30	0.33	
Сумма	99.29	99.28	99.12	99.26	99.28	99.20	99.29	99.74	99.15	98.40	99.89	99.15	99.74	100.01	
S	0.03	0.08	0.07	0.19	0.19	1.31	0.23	0.10	1.15	н/д.	0.18	0.05	0.19	0.19	
Содержание в ppm															
Cu	56	39	57	47	61	51	57	42	46	144.07	38	69	37	200	
Zn	131	219	129	221	127	166	111	187	110		95	120	99	95	
As	7.4	4.5	<2.0	<2.0	<2.0	<2.0	3.6	<2.0	3.6	н/д.	<2.0	<2.0	5.7	-	
Pb	5.1	5.1	6.1	8.9	7.7	4.4	3.9	7.8	8.3		8.1	5.8	9.8	12	
Co	43	46	50	48	44	51	52	47	45		38	42	33	<5	
Ni	249	239	232	222	179	287	221	172	186	11.79	206	212	175	20	
Ga	19	20	22	20	20	18	20	23	19	н/д.	15	20	15	15	
Rb	27	16	50	30	35	42	46	68	45	56.29	37	24	48	48	
Sr	524	704	684	728	557	748	720	789	771	874.57	204	479	419	580	
Y	27	29	28	28	27	24	24	28	24	26.36	25	25	24	25	
Zr	139	211	225	197	199	204	215	307	213	84.00	202	142	203	160	
Nb	25	41	43	39	34	40	42	55	42	н/д.	37	24	37	9	
Mo	4.7	2.4	1.5	5.0	2.5	1.8	3.0	2.9	2.0		2.2	2.8	3.1	4	
Ba	370	527	640	595	442	638	727	806	636	689.93	470	403	613	650	
Th	3.6	5.7	7.2	5.4	5.2	6.3	6.5	8.8	7.3	н/д.	7.9	5.1	9.7	14	
U	<2.0	2.1	<2.0	2.1	<2.0	3.8	<2.0	<2.0	2.0		<2.0	<2.0	<2.0	3	

Примечания. В обр. В-5-13-III присутствуют (в %) С1 — 0.12, F — 0.04. В графе 10 дан средний состав базальтов (из 14 анализов) по площади Хиоси по данным (Вломер et al., 1989a). п.п.п. — потери при прокаливании; н/д. — нет данных.

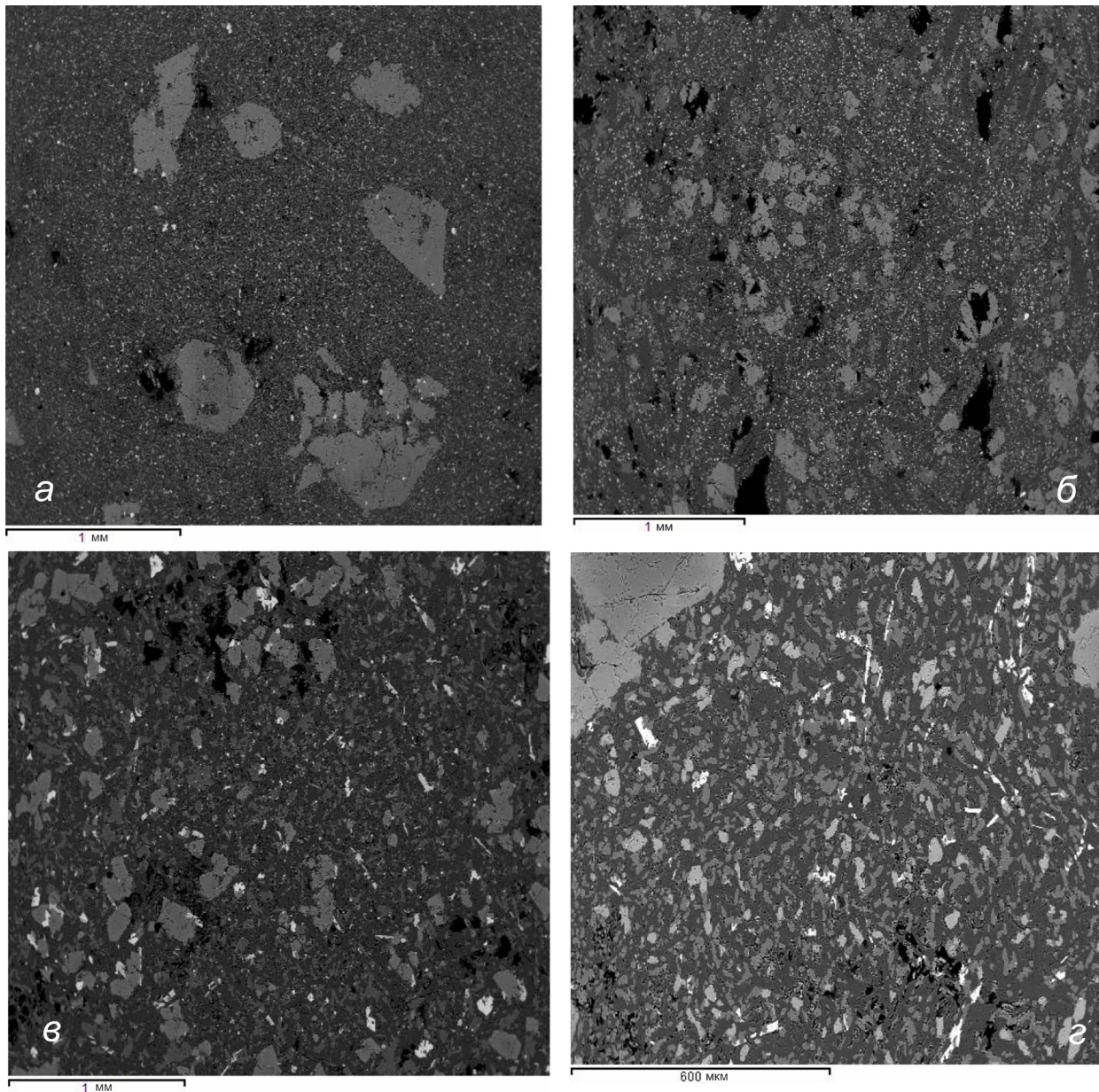


Рис. 5. Структуры пород подводного вулкана Минами-Хиоси. Обр. В-5-13-6 (а) — крупные вкрапленники оливина (серые) погружены в криптокристаллическую основную массу. Белые точки — рудный минерал в основной массе и включения в оливине. Обр. В-5-13-9 (б) — вкрапленники оливина (серое) и плагиоклаза (почти черные лейсты) связаны постепенными по размеру переходами со средне- и мелкокристаллическими минералами основной массы. Обр. В-5-13-12 (в) — вкрапленники оливина (светло серое), плагиоклаза (почти черные лейсты), более мелкие пироксена (темно серое) и ильменита (белые лейсты) погружены в средне и мелкокристаллическую основную массу. Обр. В-5-13-23 (г) — крупные вкрапленники оливина выделяются на фоне основной мелкокристаллической массы.

Базальты драги В-5-13-23 — порфиновые с базальтовой структурой основной массы (рис. 5г). Во вкрапленниках, размер которых до 1–1.2 мм, присутствует исключительно оливин, иногда в сростках с хромшпинелью. Основная масса состоит из равных количеств микролитов плагиоклаза, рудного и пироксена, оливина значительно меньше. Среди рудных минералов преобладает ильменит, титаномагнетит находится в подчиненном количестве. Особенностью структуры данной породы является то, что

между вкрапленниками и основной массой наблюдаются постепенные размерные переходы. Это свидетельствует о том, что кристаллизация породы шла непрерывно на фоне меняющихся физико-химических условий.

Помимо образцов из лавовых потоков, драга принесла два образца В-5-13-13 и В-5-13-26 кристаллолитовитрокластических туфов, сцементированных кальцитом, меньше битумом и, в незначительном количестве, сапонитом и хлоритом. Кристаллокласты состоят из кварца,

плаггиоклаза, пироксена, и небольшого количества оливина. Рудных минералов очень мало и присутствуют они в основном в обломках литокластов, которые состоят из описанных выше базальтов и, иногда, тахибазальтов. Преобладают обломки пемзовидного стекла, включающего в себя плохо окристаллизованный плаггиоклаз.

Основные минеральные составляющие драгированных пород немногочисленны. Прежде всего, это оливин, моноклинный пироксен, плаггиоклаз, титаномagnetит и ильменит. В небольшом количестве присутствуют адуляр, хромшпинель, апатит. В качестве поздних минеральных образований отмечены незначительные количества кварца, ангидрита, кальцита, сапонита, хлорита, битума. Широко развит иддингсит, замещающий оливин.

Оливин. В описываемых базальтах оливин является основным минералом вкрапленников и часто широко распространен в основной массе (рис 6а, точки 32, 35, 36). Как уже указывалось, размеры сростков его крупных кристаллов могут достигать 3–4 см. Размеры единичных хорошо оформленных кристаллов оливина составляют от 0.1 до 0.5 мм и меньше. Иногда встречаются зональные кристаллы оливина, причем наблюдается довольно резкая граница между центральной и краевой частями, свидетельствующая о некотором перерыве в процессе минералообразования.

Оливин часто содержит включения мелких кристаллов титаномagnetита (рис. 6а, точка 40) и ильменита (рис. 6а, точки 33, 37), реже — хромшпинели (рис. 6а, точка 34 и рис. 6б). В единичных случаях наблюдаются сростки кристаллов оливина с мелкими зернами пижонита (рис. 6а, точки 36, 38).

Пересчет анализов из табл. 3 для каждого потока на кристаллохимическую формулу оливина приводит к следующим результатам:

№ 6 — средний состав (из 4 анализов) — $(Mg_{1.29} Fe_{0.70})_{1.99} Si_{1.00} O_4$

№ 9/1 — средний состав (из 6 анализов) — $(Mg_{1.23} Fe_{0.75} Ca_{0.01} Mn_{0.01})_{2.00} Si_{1.00} O_4$

№ 9/2 и 3 — средний состав (из 5 анализов) — $(Mg_{1.18} Fe_{0.80} Ca_{0.01} Mn_{0.01})_{2.00} Si_{1.01} O_4$

№ 12 — средний состав (из 4 анализов) — $(Mg_{1.25} Fe_{0.75} Ca_{0.01} Mn_{0.01})_{2.00} Si_{1.00} O_4$

№ 23 — средний состав (из 11 анализов) — $(Mg_{1.14} Fe_{0.86})_{2.00} Si_{1.00} O_{4.00}$

Содержание Mg (форстеритовой доли) колеблется в пределах от 1.14 до 1.29, а Fe (фаялитовой доли) — от 0.70 до 0.86 формульных единиц (фе.) или соответственно отношение $Mg/Fe = 57-64\%$ Fo, или 36–43% Fa, что отвечает составу гиалосидерита. Этот интервал значительно меньше, чем опубликованный для оливина вулканического комплекса Хиоси, составляющий от 43 до 86% Fo (Bloomer et al., 1989a) и значительно ниже, чем для оливина из вулканического комплекса Касуга — Fo от 72 до 92 (Jackson, 1989).

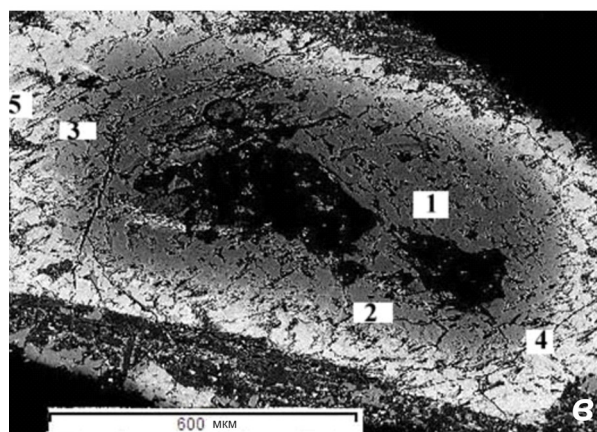
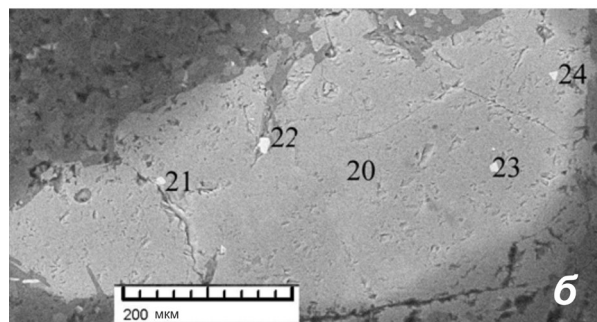
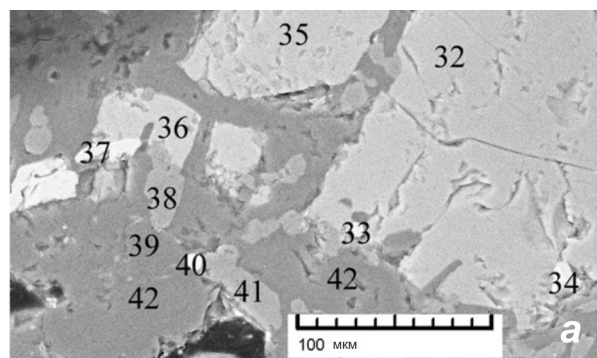


Рис. 6. Минеральные ассоциации оливинового базальта: а — участок породы (обр. В-5-13-23), состав в точках: 32, 35, 36 — оливин, 33, 37 — ильменит, 34 — хромшпинель, 38 — пижонит, 39 — санидин, 40 — титаномagnetит, 41 — авгит, 42 — плаггиоклаз; б — фрагмент вкрапленника оливина (точка 20) с включениями хромшпинели (точки 21-24); в — разрушение и замещение кристалла оливина (1-5 — точки проведения анализов).

Зависимости состава оливина от размеров его зерен и от положения в породе не отмечено. Однако есть примеры того, что краевые части крупных вкрапленников содержат больше железа и меньше магния (рис. 3; табл. 3, анализы 58, 59 образца В-5-13-23 и 51, 52 образца В-5-13-9/1), но есть и обратные соотношения (табл. 3, анализы 51, 56 образца В-5-13-9/1). Следует отметить, что значительная часть кристаллов оливина изменена и замещена иддингситом (рис. 6в, табл. 4).

Пироксен. В породах вулкана Минами-Хиоси присутствуют два типа пироксена (табл. 5, 6). Первый — наиболее распространенный с содержанием Ca от 13 до 15.5 масс.%, и второй, в котором

Таблица 3. Химический состав оливина, масс. %

Минерал		оливин															
Образец		В-5-13-9															
Место	6-1	В-5-13-6			6-2			9-1			9-2			9-3			
		6-1-1	6-2	6-3	6-1	6-2	6-3	500×400	200×300	100×100	50×50	200×300	100×100		150×150	100×100	
Размер, мкм	100×70	6×6	600×600	100×100	50×50	200×300	центр	край	край	центр	край	край	центр	край	центр		
Точка	1	13	1	2	35	41	45	49	56	51	52	56	1	2	3	4	7
Si	16.39	16.30	17.58	17.41	17.06	17.27	17.34	17.19	17.53	17.33	17.20	17.53	15.72	16.58	17.04	16.58	16.82
Al	н/обн.	н/обн.	н/обн.	н/обн.	н/обн.	0.01	0.01	0.01	н/обн.	0.01	0.01	н/обн.	0.23	н/обн.	н/обн.	н/обн.	н/обн.
Fe	27.48	27.70	18.51	20.20	28.08	25.95	24.75	27.03	24.04	25.32	26.71	24.04	28.49	27.30	24.60	25.41	24.46
Mn	н/обн.	0.39	н/обн.	н/обн.	0.34	0.26	0.21	0.29	0.25	0.27	0.31	0.25	0.38	0.33	0.33	0.43	0.35
Mg	17.44	13.29	23.25	22.20	16.57	18.15	19.17	17.62	19.74	18.84	17.91	19.74	12.78	15.03	18.75	17.31	18.98
Ca	н/обн.	0.38	0.20	0.16	0.27	0.26	0.26	0.25	0.26	0.25	0.25	0.26	0.28	0.22	0.28	0.23	0.23
Na	н/обн.	н/обн.	н/обн.	н/обн.	н/обн.	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.33	0.43	н/обн.	0.00	н/обн.
O	38.02	35.52	40.71	40.15	37.92	37.94	38.42	37.44	38.05	37.86	37.50	38.05	35.01	36.93	39.00	37.77	38.85
Сумма	99.32	93.59	100.25	100.11	99.95	99.89	99.91	99.86	98.88	99.91	99.91	98.88	93.20	96.81	100.00	97.72	99.69

Минерал		оливин																
Образец		В-5-13-23																
Место	12-1-2	В-5-13-12-1			2			3			4			7			10	11
		12-1-2	12-1-3а	12-1-4	60×60	20×30	10×30	700×300	2000×1000	800×1200	500×300	20×10	300×300	центр	край			
Размер, мкм	300×200	50×50	200×100	300×200	10×20	60×60	20×30	10×30	100×100	2000×1000	800×1200	500×300	20×10	300×300	центр	край		
Точка	1	2	7	9	2	6	13	14	20	32	35	36	51	58	59	59		
Si	16.67	16.93	17.16	16.95	17.95	15.65	17.58	17.86	18.99	17.99	16.76	16.24	15.54	18.92	16.66	16.66		
Al	н/обн.	н/обн.	н/обн.	н/обн.	н/обн.	н/обн.	н/обн.	0.48	н/обн.	н/обн.	н/обн.	н/обн.	н/обн.	н/обн.	н/обн.	н/обн.		
Fe	25.90	26.01	25.41	25.31	30.65	33.07	30.9	31.98	20.07	26.38	29.11	34.91	37.58	15.82	30.56	30.56		
Mn	0.32	0.37	0.49	0.39	н/обн.	н/обн.	н/обн.	н/обн.	н/обн.	н/обн.	н/обн.	н/обн.	н/обн.	н/обн.	н/обн.	н/обн.		
Mg	18.14	18.73	19.22	18.77	13.38	14.45	13.66	11.4	20.24	16.63	16.1	12.27	11.1	23.63	15.11	15.11		
Ca	0.25	0.33	0.23	0.29	н/обн.	н/обн.	н/обн.	0.61	н/обн.	н/обн.	н/обн.	н/обн.	н/обн.	н/обн.	н/обн.	н/обн.		
Na	н/обн.	н/обн.	н/обн.	н/обн.	н/обн.	н/обн.	н/обн.	н/обн.	н/обн.	н/обн.	н/обн.	н/обн.	н/обн.	н/обн.	н/обн.	н/обн.		
O	38.54	39.30	37.71	39.14	38.03	36.82	37.87	37.68	40.7	39	38.03	36.58	35.78	41.63	37.68	37.68		
Сумма	99.81	101.66	100.22	100.84	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100		

Примечание. В некоторых образцах присутствуют десятичные доли % никеля и хрома. н/обн. — не обнаружен.

Таблица 4. Химический состав измененного оливина, масс.%

Минерал	Измененный оливин									
	В-5-13-6		В-5-13-9							
	6-2		9-4						9-1	
Точка	3	4	1	2	3	4	5	6	54	55
Si	17.98	16.78	13.46	18.96	17.90	18.08	16.45	15.79	17.01	16.65
Ti	н/обн.	н/обн.	0.44	н/обн.	н/обн.	н/обн.	н/обн.	н/обн.	н/обн.	н/обн.
Al	н/обн.	н/обн.	н/обн.	н/обн.	н/обн.	н/обн.	0.20	н/обн.	0.14	0.09
Fe	24.17	26.98	8.57	11.68	17.93	15.15	23.89	27.15	24.65	27.17
Mn	0.45	0.36	н/обн.	н/обн.	н/обн.	н/обн.	0.23	0.30	0.26	0.25
Mg	18.31	13.87	19.38	28.51	23.62	25.84	15.87	13.86	15.43	13.94
Ca	0.00	0.28	0.75	н/обн.	0.18	н/обн.	0.23	0.16	0.13	0.18
Na	н/обн.	н/обн.	н/обн.	н/обн.	н/обн.	н/обн.	0.37	н/обн.	0.03	0.06
Cr	н/обн.	н/обн.	6.36	н/обн.	н/обн.	н/обн.	0.43	0.63	0.00	0.01
O	38.45	36.19	34.07	43.71	41.14	41.94	36.50	35.04	37.27	41.53
Сумма	99.36	94.47	83.03	102.87	100.77	101.01	94.17	92.93	95.06	95.01

Примечание. н/обн. — не обнаружен.

Таблица 5. Химический состав авгита, в масс.%

Минерал	Авгит												
	В-5-13-6			В-5-13-9									
	6-1-1			9-1							9-3		
Точка	9	10	12	34	39	40	44	46	48	50	57	3	5
Размер, мкм	25×5	15×15	25×10	50×20	5×20	10×10	10×10	10×20	5×20	10×10	10×10	5×5	15×15
Si	23.75	23.96	23.94	22.68	24.08	22.34	24.20	24.20	23.30	23.69	23.71	25.58	24.73
Ti	0.73	0.49	0.60	1.65	0.82	1.92	1.02	1.13	1.06	1.05	1.08	0.27	0.29
Al	0.86	0.87	0.74	2.74	1.70	2.88	1.16	1.16	2.00	1.64	1.88	0.37	0.20
Fe	9.15	8.41	9.00	7.33	7.11	6.95	7.19	7.61	5.99	6.94	6.61	8.01	6.01
Mn	0.34	0.00	0.00	0.13	0.10	0.08	0.12	0.13	0.12	0.08	0.11	0.00	0.00
Mg	8.88	8.52	8.91	8.59	7.85	7.90	8.86	8.95	8.79	8.71	8.67	7.42	9.49
Ca	13.20	13.20	13.17	14.59	14.55	15.08	14.91	14.77	15.04	15.16	15.11	13.88	15.57
Na	0.42	0.30	0.34	0.36	0.54	0.44	0.30	0.30	0.34	0.36	0.38	0.58	0.31
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.57	0.00
Ni	н/обн.	н/обн.	н/обн.	0.01	0.05	0.02	0.01	0.03	0.04	0.01	0.03	н/обн.	н/обн.
Cr	0.00	0.00	0.00	0.12	0.10	0.16	0.00	0.06	0.30	0.14	0.32	0.25	0.00
O	42.56	41.77	42.15	41.80	43.06	42.23	42.23	41.66	43.02	42.22	42.10	42.81	42.84
Сумма	99.91	97.50	98.85	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	99.74	99.44

Минерал	Авгит										(Bloomer et al., 1989a)* среднее из 14 анализов
	В-5-13-9		В-5-13-12-1		В-5-13-23						
	9-5		12-1-2		зерно 7			зерно 10			
Точка	6	2	3	4	1	4	38	41	52	57	
Размер	10×10	60×15	50×50	10×10	10×20	10×20	50×20	60×20	40×50	50×10	
Si	24.60	23.74	22.57	23.20	25.15	26.02	24.95	25.48	24.38	24.24	24.55
Ti	0.28	0.93	1.33	1.18	1.27	1.61	0.00	0.00	0.00	1.19	0.26
Al	0.39	1.45	2.48	1.76	1.24	1.07	0.00	0.95	1.24	1.70	1.56
Fe	8.79	5.86	5.75	6.16	7.27	7.23	9.45	7.96	10.05	10.05	5.87
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.28
Mg	8.07	9.47	8.62	8.67	8.40	7.71	9.19	8.33	8.33	6.76	8.69
Ca	13.49	15.04	15.69	15.69	13.18	12.54	13.75	14.03	13.40	13.44	15.35
Na	0.80	0.28	0.28	0.35	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.44
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02
Ni	н/обн.		н/обн.	н/обн.	н/обн.	н/обн.	н/обн.	н/обн.	н/обн.	н/обн.	н/обн.
Cr	0.00	0.44	0.48	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	н/обн.
O	42.05	43.17	42.70	42.64	43.48	43.82	42.66	43.24	42.59	42.62	42.99
Сумма	98.47	100.39	99.87	99.66	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00

Примечание. *Пересчет оксидной формы анализа в элементную, вычисление среднего состава и пересчет на формулу минерала сделаны нами. н/обн. — не обнаружен.

Таблица 6. Химический состав пижонита, масс.%

Образец	В-5-13-6			D-52-3-2 (Bloomer et al., 1989a)
	6-1-1	6-2	6-3-2	
Место	6-1-1	6-2	6-3-2	
Точка	11	5	2	
Размер зерна, мкм	6×12	50×100	10×10	10×10
Si	24.70	24.09	24.39	24.46
Ti	0.28	0.31	0.00	0.17
Al	0.31	0.27	0.39	0.30
Fe	16.25	16.68	16.77	18.21
Mn	0.37	0.45	0.34	1.04
Mg	12.47	12.92	10.14	11.33
Ca	3.50	3.18	2.34	2.86
O	42.97	41.91	40.86	41.59
Сумма	100.86	99.81	95.7	100.00

Примечание. Анализ D-52-3-2 пересчитан на элементную форму, в образце содержится также Na — 0.03 и K — 0.01%.

Ca = 2.3–3.5 масс.%. Согласно полученным результатам (рис. 7, табл. 7), Ca-пироксен образцов из потоков В-5-13-6 и В-5-13-23 попадает в поле авгита.

Пироксен с малым содержанием Ca, встречающийся только в потоке В-5-13-6, располагается в поле распространения пижонита.

Авгит. Среди моноклинных пироксенов диопсид $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ и геденбергит $\text{CaFeSi}_2\text{O}_6$ образуют ряд твердых растворов и в этом ряду авгит $(\text{Ca}, \text{Na})(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Al})(\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_6$ является промежуточным по составу. В описываемых лавах чистых разновидностей магниевого (диопсид) или железистого (геденбергит) минерала не встречено, поэтому мы полагаем, что весь пироксен с относительно высоким содержанием кальция можно определить, как авгит.

В лавах Минами-Хиоси авгит в виде мелких вкрапленников встречается очень редко, он широко распространен только в основной массе пород в виде микролитов, размер которых не превышает сотых долей мм (табл. 5). Количество

Обр. В-5-13-6 (среднее из трех анализов): $(\text{Mg}_{0.82}\text{Ca}_{0.75}\text{Fe}_{0.36}\text{Na}_{0.03}\text{Ti}_{0.03}\text{Al}_{0.01})_{2.00}(\text{Si}_{1.94}\text{Al}_{0.06})_{2.00}\text{O}_{6.00}$

Обр. 9/1 (среднее из 8 анализов): $(\text{Ca}_{0.85}\text{Mg}_{0.80}\text{Fe}_{0.28}\text{Ti}_{0.05}\text{Na}_{0.02})_{2.00}(\text{Si}_{1.91}\text{Al}_{0.08}\text{Ti}_{0.01})_{2.00}\text{O}_{6.00}$

Обр. В-5-13-9/3.5 (среднее из четырех анализов):

$(\text{Ca}_{0.81}\text{Mg}_{0.79}\text{Fe}_{0.29}\text{Na}_{0.05}\text{Ti}_{0.02}\text{Al}_{0.01}\text{K}_{0.01})_{1.98}(\text{Si}_{1.96}\text{Al}_{0.04})_{2.00}\text{O}_{6.00}$

Обр. В-5-13-12 (среднее из 2-х):

$(\text{Ca}_{0.88}\text{Mg}_{0.80}\text{Fe}_{0.24}\text{Ti}_{0.06}\text{Na}_{0.03}\text{Al}_{0.01}\text{Cr}_{0.01})_{2.03}(\text{Si}_{1.83}\text{Al}_{0.17})_{2.00}\text{O}_{6.00}$

Обр. В-5-13-23 (среднее из 5-х): $(\text{Ca}_{0.75}\text{Mg}_{0.73}\text{Fe}_{0.35}\text{Al}_{0.10}\text{Ti}_{0.04}\text{K}_{0.01})_{1.97}\text{Si}_{2.02}\text{O}_{6.00}$

(Bloomer et al., 1989a) (среднее из 14 анализов):

$(\text{Ca}_{0.86}\text{Mg}_{0.80}\text{Fe}_{0.24}\text{Al}_{0.03}\text{Ti}_{0.01}\text{Na}_{0.02})_{1.97}(\text{Si}_{1.97}\text{Al}_{0.03})_{2.00}\text{O}_{6.00}$

Наиболее простой беспримесный состав $(\text{Mg}_{0.85}\text{Ca}_{0.77}\text{Fe}_{0.38})_{2.00}\text{Si}_2\text{O}_6$ наблюдается у авгита образца В-5-13-23 № 38, который, как уже показано, образовался на первых этапах кристаллизации основной массы породы. В дальнейшем в состав минерала стали входить примеси титана, алюминия, калия, натрия, реже хрома и никеля. Август из

Таблица 7. Химический состав пироксенов в координатах содержаний Mg, Ca, Fe+Mn

Обр. №	Содержание элемента, масс.%			Сумма	% элемента в образце		
	Mg	Ca	Fe+Mn		Mg	Ca	Fe+Mn
6	8.75	13.19	8.95	30.89	28.33	42.70	28.97
9/1	8.51	14.89	7.04	30.44	27.98	48.91	23.13
9/3.5	8.56	14.51	7.22	30.29	28.26	47.90	23.84
12	8.65	15.69	5.96	30.30	28.55	51.78	19.67
23	8.08	13.36	8.66	30.10	26.84	44.38	28.77
6a	11.72	2.97	17.14	31.83	36.82	9.33	53.84

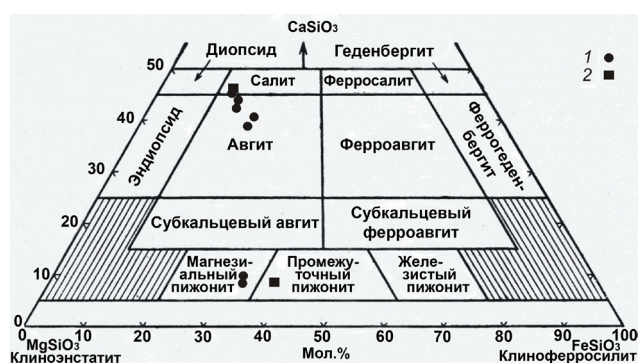


Рис. 7. Химический состав пироксенов Минами-Хиоси (в координатах номенклатуры моноклинных пироксенов (Дир и др., 1965): 1 — наши данные; 2 — данные (Bloomer et al., 1989)

авгита в основной массе породы около 20–40% объема. Август ассоциирует с микролитами оливина, плагиоклаза, титаномагнетита и (или) ильменита.

Сростки этих минералов редки, обычно наблюдаются отдельные хорошо образованные удлиненные или близкие к изометричным кристаллы авгита (рис. 6a, точка 41 и аналогичные по цвету кристаллы).

Приведем пересчет средних (по каждому потоку) составов из табл. 5 на формулу авгита.

потоков В-5-13-6 и В-5-13-23 имеет близкий состав, а из потоков В-5-13-9 и В-5-13-12 содержит более высокий кальций и относительно низкое железо.

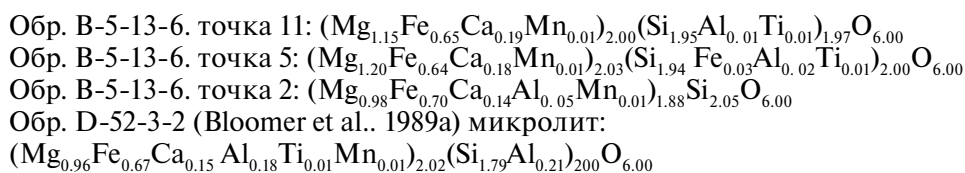
Некоторые из анализов, приведенных в статье (Bloomer et al., 1989a) полностью совпадают с нашими, но если брать средний результат, то август, отобранный в пределах всего комплекса

Хиоси, характеризуется почти таким же составом, как и в нашем образце № В-5-13-12, отобранном на подводном вулкане Минами-Хиоси.

Пижонит. Редкий, но очень важный для генетических построений минерал. Он стабильно существует лишь в определенных рамках температур и давлений и поэтому может служить как геотермометром, так и фиксатором условий начальных и последующих стадий кристаллизации магматических пород. Встречен в лавах потоков В-5-13-6 и В-5-13-23, где он ассоциирует с вкрапленниками оливина и очень редко встречается среди основной массы. Ограниченное количество минерала не позволило провести его кристаллографическую идентификацию и уточнить оптические свойства, а низкое дву-преломление и почти прямое погасание были близки к энстатиту. Однако химические анализы минерала (табл. 6) заставили усомниться в правильности этого вывода. В справочниках, со ссылкой на экспериментальные данные, указывается, что максимальное содержание Са в ортопироксене при температуре 1100°C состав-

ляет 0.115 формульных единиц. С понижением температуры до 700°C количество Са уменьшается до 0.030 ф.е. Пересчет химических анализов минерала из лавы Минами-Хиоси показывает, что содержание Са в наших образцах выше — в пределах 0.14–0.19 ф.е.

Состав минерала попадает в поле моноклинного пироксена–пижонита (рис. 7). Теоретический состав пижонита — $(\text{Mg,Fe,Ca})(\text{Mg,Fe})\text{Si}_2\text{O}_6$, при этом отмечается, что количество Са должно быть в пределах 0.13–0.28 ф.е., количество Al не может превышать 2 масс.%, характерно повышенное содержание Mn. Эти требования вполне подходят для минерала Минами-Хиоси, где количество Al = 0.27–0.35 масс.% и Mn = 0.34–0.45 масс.% (против 0.82 и 0.13 масс.% — среднее содержание Al и Mn соответственно в авгите образцах потока В-5-13-6 (табл. 5, 6)). Кроме того отмечается, что в пижоните обычен недостаток кремния и алюминия в тетраэдрической позиции. В приведенных минералогических формулах это требование соблюдается в двух из трех:



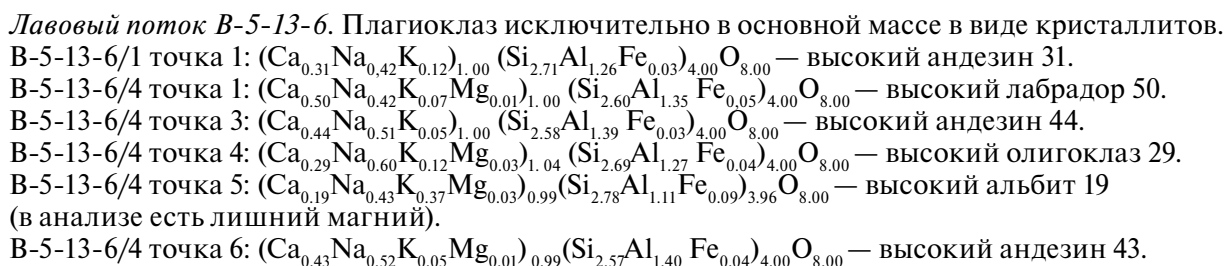
Наши данные дополнены анализом, приводимым в работе (Bloomer et al., 1989a) как ортопироксен. В этом анализе количество Са превышает 0.11 формульных единиц и очень высокое количество Al. На этом основании можно сделать вывод о том, что и этот анализ из работы (Bloomer et al., 1989a), также, скорее всего, отвечает пижониту.

Судя по взаимоотношениям микролитов оливина, ильменита и пижонита (рис. 6, точки 36, 37, 38), первым в этой триаде кристаллизуется ильменит, затем близко одновременно образуются оливин и пироксен.

Полевые шпаты. Плаггиоклазы и санидин. Главным образом, плаггиоклазы Минами-Хиоси — микролиты в основной массе лав, имеющие размеры первых десятков микрон, ассоциирующие с микролитами оливина и пироксена. Более крупные удлиненные кристаллы размером до 400×60 мкм встречаются реже и кристаллизу-

ются они раньше микролитов. В морфологии выделений микролитов плаггиоклаза обращают на себя внимание неправильные формы, больше похожие на формы остаточного стекла, заполняющего промежутки между ранее выделившимися минералами (рис. 6). В отличие от лавовых потоков, при раскристаллизации шлаков кристаллы микролитов и вкрапленников плаггиоклаза четкие. Плаггиоклазы в шлаках являются главными минеральными составляющими, размеры вкрапленников могут достигать 1×0.5 мм, микролитов — 3×1 мкм (рис. 8a). Другие минералы — оливин и моноклинный пироксен — встречаются в шлаках только как микролиты, выделяются одновременно или чуть ранее плаггиоклаза, и имеют размеры первых единиц микрона.

Пересчет анализов из табл. 8 на кристаллохимические формулы приводит к следующим результатам:



- В-5-13-6/4 точка 9: $(\text{Ca}_{0.41}\text{Na}_{0.53}\text{K}_{0.06})_{1.00}(\text{Si}_{2.56}\text{Al}_{1.41}\text{Fe}_{0.03})_{4.00}\text{O}_{8.00}$ — высокий андезин 41.
 В-5-13-6/4 точка 10: $(\text{Ca}_{0.22}\text{Na}_{0.46}\text{K}_{0.32})_{1.00}(\text{Si}_{2.81}\text{Al}_{1.15}\text{Fe}_{0.03})_{3.99}\text{O}_{8.00}$ — высокий альбит.
Лавовый поток В-5-13-9. Плагиоклаз встречается как в виде вкрапленников, так и микролитов.
 В-5-13-9/5 точка 1: $(\text{Ca}_{0.58}\text{Na}_{0.41}\text{K}_{0.02})_{1.01}(\text{Si}_{2.44}\text{Al}_{1.53}\text{Fe}_{0.03})_{4.00}\text{O}_{8.00}$ — лабрадор 58—59 — вкрапленник.
 В-5-13-9/2 точка 5: $(\text{Ca}_{0.61}\text{Na}_{0.39}\text{K}_{0.01})_{1.01}(\text{Si}_{2.45}\text{Al}_{1.50}\text{Fe}_{0.02})_{3.97}\text{O}_{8.00}$ — лабрадор 61 — вкрапленник.
 В-5-13-9/2 точка 6: $(\text{Ca}_{0.55}\text{Na}_{0.41}\text{K}_{0.02})_{0.98}(\text{Si}_{2.31}\text{Al}_{1.43}\text{Fe}_{0.03})_{3.77}\text{O}_{8.00}$ — лабрадор 55—59 — вкрапленник.
 В-5-13-9/1 точка 33: $(\text{Ca}_{0.57}\text{Na}_{0.43}\text{K}_{0.02})_{1.02}(\text{Si}_{2.45}\text{Al}_{1.51}\text{Ti}_{0.01}\text{Fe}_{0.03})_{4.00}\text{O}_{8.00}$ — лабрадор 57 — микролит.
 В-5-13-9/1 точка 38: $(\text{Ca}_{0.55}\text{Na}_{0.44}\text{K}_{0.02})_{1.01}(\text{Si}_{2.46}\text{Al}_{1.51}\text{Ti}_{0.01}\text{Fe}_{0.02})_{4.00}\text{O}_{8.00}$ — лабрадор 55—56 — микролит.
 В-5-13-9/1 точка 42: $(\text{Ca}_{0.51}\text{Na}_{0.47}\text{K}_{0.02})_{1.00}(\text{Si}_{2.50}\text{Al}_{1.49}\text{Ti}_{0.01}\text{Fe}_{0.03})_{4.03}\text{O}_{8.00}$ — лабрадор 51—53 — микролит.
 В-5-13-9/1 точка 47: $(\text{Ca}_{0.48}\text{Na}_{0.49}\text{K}_{0.03})_{1.00}(\text{Si}_{2.52}\text{Al}_{1.45}\text{Ti}_{0.01}\text{Fe}_{0.03})_{4.01}\text{O}_{8.00}$ — андезин 48 — вкрапленник.
Лавовый поток В-5-13-12. Плагиоклаз встречается как в виде вкрапленников, так и микролитов.
 В-5-13-12 точка 3: $(\text{Ca}_{0.55}\text{Na}_{0.42}\text{K}_{0.02})_{0.99}(\text{Si}_{2.39}\text{Al}_{1.46}\text{Fe}_{0.03})_{3.85}\text{O}_{8.00}$ — лабрадор 55—58 — вкрапленник.
 В-5-13-12 точка 4: $(\text{Ca}_{0.36}\text{Na}_{0.62}\text{K}_{0.05})_{1.02}(\text{Si}_{2.67}\text{Al}_{1.31}\text{Fe}_{0.01})_{3.99}\text{O}_{8.00}$ — высокий андезин 36 — вкрапленник.
 В-5-13-12 точка 5: $(\text{Ca}_{0.52}\text{Na}_{0.50}\text{K}_{0.01})_{1.03}(\text{Si}_{2.49}\text{Al}_{1.47}\text{Fe}_{0.03})_{3.99}\text{O}_{8.00}$ — лабрадор 52 — вкрапленник.
Лавовый поток В-5-13-23. Плагиоклаз встречается как в виде вкрапленников, так и микролитов.
 В-5-13-23/1 точка 1: $(\text{Ca}_{0.48}\text{Na}_{0.50}\text{K}_{0.03})_{1.01}(\text{Si}_{2.49}\text{Al}_{1.47}\text{Fe}_{0.04})_{4.00}\text{O}_{8.00}$ — андезин 48 — вкрапленник, центр.
 В-5-13-23/1 точка 2: $(\text{Ca}_{0.31}\text{Na}_{0.64}\text{K}_{0.04}\text{Fe}_{0.02})_{1.01}(\text{Si}_{2.67}\text{Al}_{1.32}\text{Fe}_{0.01})_{4.00}\text{O}_{8.00}$ — высокий андезин 31 — вкрапленник (край).
 В-5-13-23/1 точка 3: $(\text{Ca}_{0.57}\text{Na}_{0.42}\text{K}_{0.01}\text{Fe}_{0.01})_{1.01}(\text{Si}_{2.42}\text{Al}_{1.56}\text{Fe}_{0.02})_{4.00}\text{O}_{8.00}$ — лабрадор 57 — вкрапленник (центр).
 В-5-13-23/1 точка 4: $(\text{Ca}_{0.57}\text{Na}_{0.43}\text{K}_{0.01})_{1.01}(\text{Si}_{2.42}\text{Al}_{1.55}\text{Fe}_{0.03})_{4.00}\text{O}_{8.00}$ — лабрадор 57 — вкрапленник.
 В-5-13-23/1 точка 5: $(\text{Ca}_{0.35}\text{Na}_{0.62}\text{K}_{0.04})_{1.01}(\text{Si}_{2.62}\text{Al}_{1.36}\text{Fe}_{0.02})_{4.00}\text{O}_{8.00}$ — высокий андезин 35 — вкрапленник.
 В-5-13-23/1 точка 6: $(\text{Ca}_{0.48}\text{Na}_{0.47}\text{K}_{0.02})_{0.97}(\text{Si}_{2.56}\text{Al}_{1.40}\text{Fe}_{0.04})_{4.00}\text{O}_{8.00}$ — андезин 47 — вкрапленник.
 В-5-13-23/2 точка 2: $(\text{Ca}_{0.48}\text{Na}_{0.49}\text{K}_{0.02}\text{Mg}_{0.01})_{1.00}(\text{Si}_{2.53}\text{Al}_{1.44}\text{Fe}_{0.03})_{4.00}\text{O}_{8.00}$ — андезин 48 — микролит.
 В-5-13-23/2 точка 3: $(\text{Ca}_{0.14}\text{Na}_{0.48}\text{K}_{0.25}\text{Fe}_{0.02}\text{Mg}_{0.01})_{0.90}(\text{Si}_{2.89}\text{Al}_{1.11})_{4.00}\text{O}_{8.00}$ — высокий олигоклаз 14 — микролит.
 В-5-13-23/2 точка 4: $(\text{Ca}_{0.50}\text{Na}_{0.48}\text{K}_{0.01}\text{Fe}_{0.01})_{1.00}(\text{Si}_{2.48}\text{Al}_{1.50}\text{Fe}_{0.02})_{4.00}\text{O}_{8.00}$ — лабрадор 50 — вкрапленник.
Шлаки. Обр. В-5-13-III. Плагиоклаз встречается как в виде вкрапленников, так и микролитов.
 В-5-13-III/1 точка 4: $(\text{Ca}_{0.61}\text{Na}_{0.36}\text{K}_{0.02}\text{Fe}_{0.01})_{1.00}(\text{Si}_{2.39}\text{Al}_{1.59}\text{Fe}_{0.02})_{4.00}\text{O}_{8.00}$ — лабрадор 61, микролит.
 В-5-13-III/1 точка 5: $(\text{Ca}_{0.59}\text{Na}_{0.36}\text{K}_{0.03})_{0.98}(\text{Si}_{2.44}\text{Al}_{1.52}\text{Fe}_{0.04})_{4.00}\text{O}_{8.00}$ — лабрадор 59, микролит.
 В-5-13-III/1 точка 6: $(\text{Ca}_{0.62}\text{Na}_{0.35}\text{K}_{0.02}\text{Mg}_{0.01})_{1.00}(\text{Si}_{2.37}\text{Al}_{1.57}\text{Fe}_{0.06})_{4.00}\text{O}_{8.00}$ — лабрадор 62, малый вкрапленник.
 В-5-13-III/1 точка 7: $(\text{Ca}_{0.62}\text{Na}_{0.35}\text{K}_{0.02}\text{Mg}_{0.01})_{1.00}(\text{Si}_{2.39}\text{Al}_{1.57}\text{Fe}_{0.04})_{4.00}\text{O}_{8.00}$ — лабрадор 62, малый вкрапленник.
 В-5-13-III/2 точка 4: $(\text{Ca}_{0.72}\text{Na}_{0.27}\text{K}_{0.01})_{1.00}(\text{Si}_{2.27}\text{Al}_{1.70}\text{Fe}_{0.03})_{4.00}\text{O}_{8.00}$ — битовнит 72, большой вкрапленник.
 В-5-13-III/1 точка 5: $(\text{Ca}_{0.83}\text{Na}_{0.17})_{1.00}(\text{Si}_{2.16}\text{Al}_{1.81}\text{Fe}_{0.03})_{4.00}\text{O}_{8.00}$ — битовнит 87 — большой вкрапленник.

Пересчеты показывают, что для каждого петрографического типа вулканитов характерен свой набор плагиоклазов, состав которых контролируется условиями кристаллизации соответствующего потока. Наиболее основной плагиоклаз (до битовнита 87) встречен в шлаке, кристаллизация которого шла в условиях неблагоприятных для выделения темноцветной составляющей породы и, соответственно, кристаллизующееся стекло было обогащено кальцием.

В хорошо раскристаллизованных базальтах потоков 9 и 12 наиболее благоприятные условия были для кристаллизации лабрадора. Кристаллизация плагиоклаза в потоке 23 была неоднородна в разных участках породы, разброс составов от андезина 31 до лабрадора 57, при этом в краевых частях кристаллов минерал более кислый.

Структура породы потока 6, в которой кроме вкрапленников оливина и кристаллитов основной массы, нет других компонентов, указывает на то, что минералы основной массы кристаллизовались стремительно и условия кристаллизации

отличались от таковых в других потоках. Лабрадор в этом случае редок, а главными плагиоклазами являются олигоклаз и андезин.

Есть еще некоторые особенности химического состава плагиоклазов Минами-Хиоси. Обычно в состав элементов кремнекислородного тетраэдра в незначительном количестве (0.01–0.03 ф.е.) входит железо. Но главной особенностью является присутствие калия среди щелочных катионов. Этот элемент есть почти в каждом анализе в количестве 0.01–0.02 ф.е., но иногда значительно превышает эти значения, что является свидетельством высокотемпературного генезиса минерала (рис. 9). В тех случаях, когда количество калия превышает 0.4–0.5 ф.е. (или 40–50% от общего количества щелочей в плагиоклазе), минерал называется санидином.

Для вулканического комплекса Хиоси единичные сдвойникованные микролиты санидина в основной массе вулканитов впервые описаны в работе (Sun et al., 1989). В нашем случае единичные кристаллы очень редки (рис. 6, точка 39).

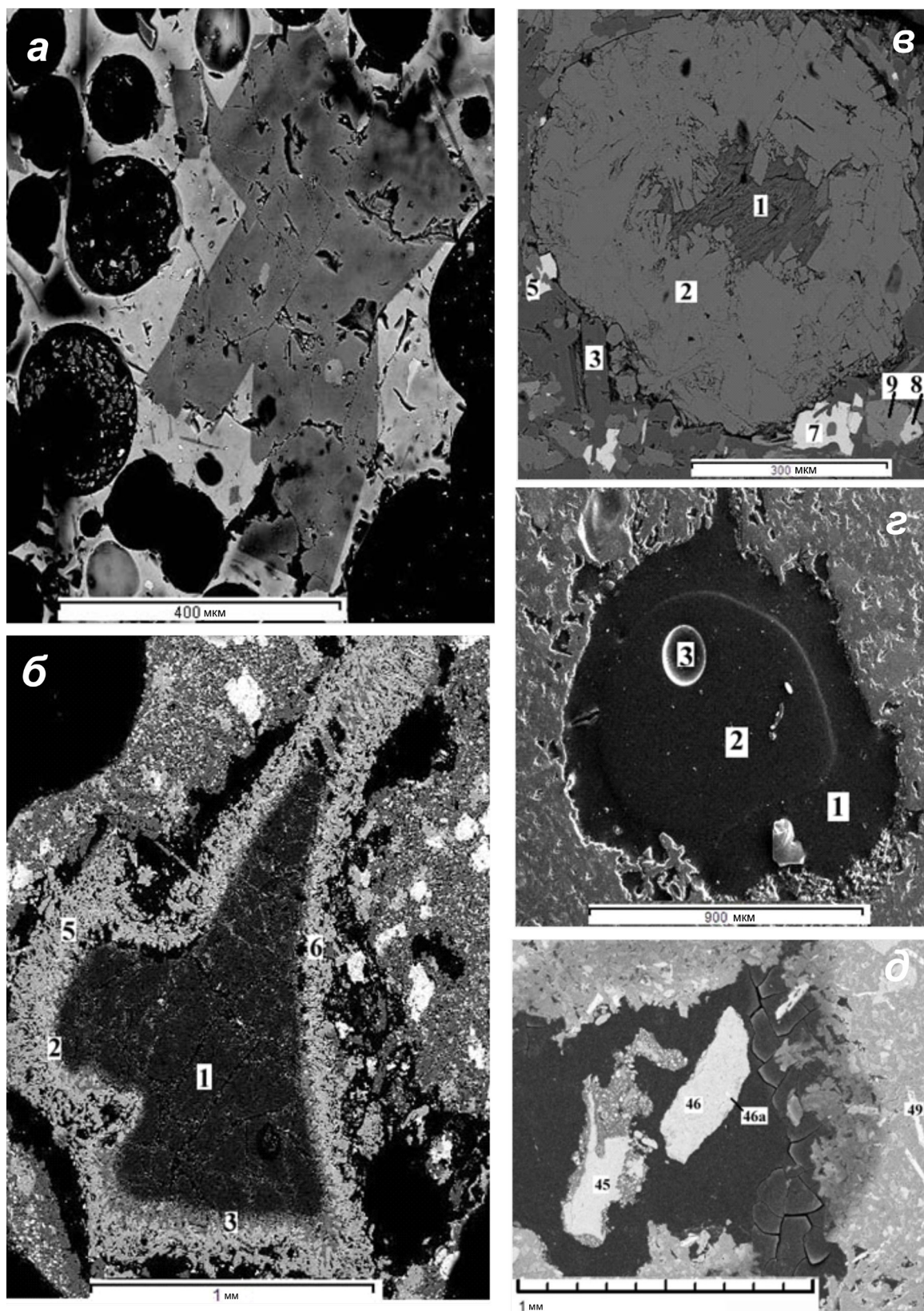
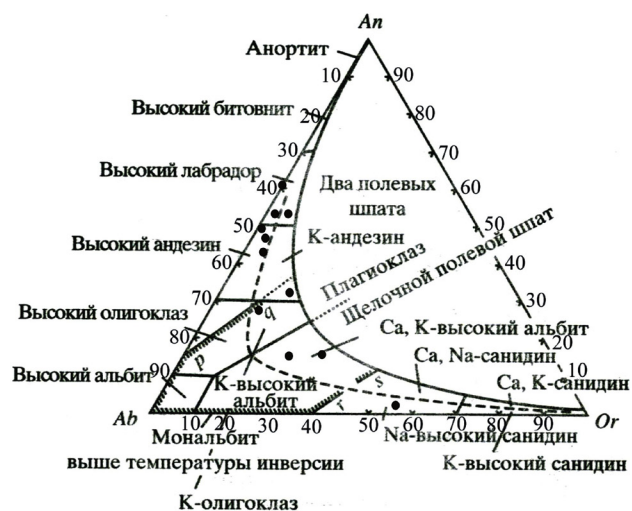


Рис. 8. Морфология плагиоклаза шлаков и некоторые минералы, заполняющие пустоты в базальтах: *а* — обр. В-5-13-ш, вулканический шлак, серый кристалл — плагиоклаз (битовнит); *б* — обр. В-5-13-9, газовая пустота, заполненная высокотемпературным кварцем (точки 1, 2) и авгитом (точки 3, 5, 6); *в* — обр. В-5-13-12, газовая пустота, заполненная гипсом (точка 1), ангидритом (точка 2), в окружающей породе: плагиоклаз (точка 3), титаномagnetит (точки 5, 7), ильменит (точка 8), оливин (точка 9); *г* — обр. В-5-13-12, газовая пустота, заполненная битумом разной плотности; *д* — обр. В-5-13-23, газовая пустота, заполненная сидеритом (точки 45, 46), пиритом (точка 46а), в окружающей породе — ильменит (точка 49).

Рис. 9. Области существования высокотемпературных твердых растворов в полевых шпатах (Минералы, 2003). Экспериментальные исследования показывают, что данная номенклатура применима только к высокотемпературным сериям полевых шпатов, устойчивым при 900°C. Положение некоторых плагиоклазов Минами-Хиоси отмечено точками.

Чаще обогащение калием наблюдается в крайних частях плагиоклазовых зерен. Химические составы минерала, попадающие в зону санидина, приведены в табл. 9. Следует отметить, что среди них только один анализ более-менее хорошо пересчитывается на формулу санидина. В остальных случаях наблюдается недостаток элементов, либо в щелочной, либо в кремнекислородной частях кристаллографической формулы, то есть состав минерала энергетически не сбалансирован:



- В-5-13-12/2 точка 6: $(Ca_{0.08}Na_{0.42}K_{0.54})_{1.05}(Si_{2.91}Al_{1.05}Ti_{0.01})_{3.97}O_{8.00}$ — близко к санидину.
- В-5-13-23. кадр 7 точка 43: $(Na_{0.46}K_{0.40})_{0.86}(Si_{2.95}Al_{1.10})_{4.05}O_{8.00}$ — близко к санидину.
- В-5-13-23/2 точка 1: $(Ca_{0.02}Na_{0.45}K_{0.55})_{1.02}(Si_{2.99}Al_{0.99}Fe_{0.02})_{4.00}O_{8.00}$ — санидин вкрапленник.
- В-5-13-9/3 точка 2: $(Ca_{0.20}Na_{0.18}K_{0.51})_{0.89}(Si_{3.37}Al_{0.46}Ti_{0.01})_{3.84}O_{8.00}$ — близко к санидину.
- В-5-13-6/1 точка 2: $(Ca_{0.28}Na_{0.54}K_{0.17})_{0.99}(Si_{1.75}Al_{1.21}Fe_{0.04})_{3.00}O_{6.00}$ — цеолит? (смесь анальцима, вайракита, лейцита).
- В-5-13-9/1 точка 43: $(Ca_{0.05}Na_{0.35}K_{0.65})_{1.03}(Si_{2.13}Al_{0.77})_{2.90}O_{6.00}$ — близко к цеолиту (смесь лейцита и анальцима).

В двух случаях (образцы В-5-13-6/1 точка 2 и В-5-13-9/1 точка 43) составы минерала лучше пересчитываются на состав цеолита (смесь лейцита, анальцима и вайракита). По-видимому, на этой стадии существования породы закладывается возможность проявления цеолитизации (в том числе и высокотемпературной).

Таблица 9. Химический состав санидина, масс.%

Минерал	Санидин				
	В-5-13-9		В-5-13-12	В-5-13-23	
Образец	9-1	9-3	12-2	23-2	7
Место	плагиоклаз (кайма)		6	1	39
Точка	плагиоклаз (кайма)		6	1	39
	Размер, мкм	43 5	2 10	25×25	5×5
Si	30.40	33.81	29.27	31.02	31.09
Ti	0.15	0.26	0.26	0.00	0.00
Al	10.62	4.46	10.17	9.87	11.14
Fe	0.29	3.96	0.00	0.47	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	1.01	н/обн.	1.14	0.33	0.00
Na	4.10	1.50	3.58	3.86	3.96
K	12.52	7.15	7.75	7.99	5.89
O	40.84	46.09	46.88	47.36	47.91
Сумма	100.00	97.90	100.00	100.90	100.00

Примечание. н/обн. — не обнаружен.

Вулканическое стекло. В лавовых породах базальты полнокристаллические и свободное вулканическое стекло не встречено. Оно присутствует только в шлаках. Стекло буро-коричневого цвета, насыщено газовыми пустотами. Стекло шлаков слабо раскристаллизовано на вкрапленники и микролиты плагиоклаза и, реже, микролиты оливина и пироксена (рис. 8а).

По сравнению с валовым составом шлака, в стекле примерно на 1–1.5 масс.% выше содержание алюминия и кальция и на 0.5–0.7 масс.% ниже калия (табл. 10).

Рудные минералы. В исследованных образцах присутствуют несколько ферромагнетиков, образовавшихся как в процессе кристаллизации породы, так и после ее изменений в результате вторичных процессов (Рашидов и др., 20156). Основными рудными являются титаномагнетит и ильменит.

В лавах образцов В-5-13-6 и В-5-13-23 количество титаномагнетита значительно меньше, чем ильменита.

В образце В-5-13-9 преобладает титаномагнетит, из которого состоят практически все микролиты. В этой породе ильменит образуется раньше и, в отдельных случаях, обрастает в крайних частях титаномагнетитом. В лавовом потоке В-5-13-12 содержание этих двух минералов примерно равное.

В образце В-5-13-6 в виде включений во вкрапленники оливина отмечен хромит.

СТРУКТУРНО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

Таблица 10. Химический состав вулканического стекла, масс.%

Минерал Образец	Вулканическое стекло							
	В-5-13-Ш							
	Ш-1			Ш-2				
Место								
Точка	1	2	3	1	2	3	7	8
SiO ₂	52.90	53.54	49.56	51.98	51.85	51.74	50.18	51.40
TiO ₂	1.20	1.32	1.08	1.25	1.50	1.28	1.00	1.01
Al ₂ O ₃	14.77	15.20	13.62	15.00	14.54	15.03	15.15	15.87
FeO	10.45	10.28	9.58	10.22	10.56	10.22	9.00	8.88
MnO	0.27	0.15	0.11	0.35	0.27	0.19	0.13	0.19
MgO	3.45	3.36	3.02	3.53	3.27	3.58	3.28	3.61
CaO	7.36	7.48	6.87	7.50	7.51	7.33	7.36	7.05
Na ₂ O	3.11	3.19	3.07	3.33	3.32	3.02	2.62	2.98
K ₂ O	2.67	2.75	2.65	2.72	2.77	2.64	2.36	2.58
P ₂ O ₅	0.43	0.27	0.37	н/обн.	н/обн.	н/обн.	0.41	0.41
V ₂ O ₅	н/обн.	н/обн.	н/обн.	н/обн.	0.11	н/обн.	н/обн.	н/обн.
Cr ₂ O ₃	н/обн.	н/обн.	н/обн.	н/обн.	н/обн.	н/обн.	0.19	н/обн.
S	н/обн.	н/обн.	н/обн.	н/обн.	н/обн.	н/обн.	0.10	0.08
Cl	н/обн.	н/обн.	н/обн.	н/обн.	0.20	0.15	0.18	0.18
Сумма	96.61	97.54	89.93	95.88	95.90	95.18	92.95	94.24

Примечание. 1— зондовые анализы, полученные в элементной форме, пересчитаны на оксиды; 2 — все железо пересчитано на двухвалентное; 3 — валовой состав шлака, состоящего более чем на 90% из стекла (см. табл. 2). н/обн. — не обнаружен.

Таблица 11. Химический состав титаномагнетитов (пересчет на двух- и трехвалентное железо), масс.%

Минерал Образец	титаномагнетит										
	В-5-13-6			В-5-13-9				В-5-13-12_1			
	6-1			9-2		9-5		12-1-2		12-1-3	
Место	2	3	4	9	10	5	6	8	11	5	6
Размер, мкм	20×25	15×15	15×25	6×6	5×5	3×5	10×10	20×20	150×50	20×20	75×20
Si	0.00	0.00	0.00	0.00	0.44	0.61	1.34	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	8.82	9.07	10.01	9.88	2.67	5.33	7.01	14.71	14.05	14.58	14.39
Al	1.27	1.34	1.16	1.33	1.30	2.45	2.74	0.68	0.00	0.81	0.84
Fe ⁺²	18.14	18.01	18.22	17.82	20.47	19.18	18.47	17.38	17.45	17.11	17.28
Fe ⁺³	40.48	39.62	40.08	39.20	45.03	42.20	40.63	38.24	38.39	37.64	38.02
Mn	0.00	0.35	0.43	0.40	0.00	0.00	0.00	0.35	0.51	0.35	0.51
Mg	1.26	1.33	1.44	1.94	1.84	1.08	1.19	1.66	1.85	1.66	1.81
Ca	0.00	0.00	0.00	0.21	0.28	0.60	0.50	0.00	0.15	0.00	0.00
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.87	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
V	0.41	0.36	0.40	0.39	0.43	0.42	0.37	0.32	0.33	0.55	0.49
Cr	4.36	4.22	3.00	0.22	0.00	0.37	0.30	0.00	0.32	0.00	0.48
O	25.78	25.94	26.16	24.98	22.69	24.37	26.23	26.81	26.94	26.80	27.16
Сумма	100.52	100.24	100.90	96.37	95.15	96.61	99.65	100.15	99.99	99.50	100.98

Минерал Образец	титаномагнетит						(Bloomer et al., 1989a)
	В-5-13-12-1			В-5-13-23			
	12-1-4			13-23	13-23-1	23-2	
Место	5	6	7	40	55	6	
Размер, мкм	100×50	100×70	130×100	10×10	20×20	10×3	вкрапленник
Si	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	7.96	0.1
Ti	15.40	14.48	14.46	9.70	7.09	6.36	5.37
Al	1.03	0.94	1.07	0.00	0.00	2.61	2.84
Fe ⁺²	16.37	17.82	17.68	21.71	22.84	14.34	20.66
Fe ⁺³	36.01	39.20	38.90	43.43	45.69	28.68	41.33
Mn	0.37	0.35	0.52	0.00	0.00	0.20	0.53
Mg	1.23	1.82	1.65	0.00	0.00	1.15	1.40
Ca	0.17	0.00	0.17	0.00	0.00	0.91	0.10
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.97	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.61	0.04
V	0.28	0.41	0.53	0.00	0.00	0.22	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.21	0.00
O	26.47	27.44	27.54	25.15	24.37	30.08	23.63
Сумма	97.33	102.46	102.52	100.00	100.00	95.30	100.00

Титаномагнетит. Приведенные в табл. 11 анализы позволяют сделать следующие выводы:

— наши измерения состава титаномагнетита района Минами-Хиоси близки к ранее полученным данным (Bloomer et al., 1989a);

— колебания содержания титана в титаномагнетите (магнетите) от 0.00 до 15 масс.%, в среднем 9.4 масс.%;

— для пород каждого лавового потока характерно свое количество титаномагнетита;

— в вулканическом стекле (обр. В-5-13-III) рудный минерал не встречен;

— пересчет средних анализов по каждому потоку не дает хороших результатов, наблюдается большой недостаток двухвалентных катионов. Минимальное количество титана 0.27 ф.е. в образце В-5-13-9, максимальное — 0.59 ф.е. в образце В-5-13-12, в образцах В-5-13-6 и В-5-13-23 количество титана (0.36-0.38 ф.е.) в титаномагнетите примерно одинаковое.

Образец В-5-13-23:

точка 21 — хромит — $(\text{Fe}_{0.94}\text{Cr}_{0.44}\text{Ti}_{0.44}\text{Al}_{0.11})_{1.9}\text{O}_4$ пересчет при условии $1/2 \text{Fe}^{+3}$ и $1/2 \text{Fe}^{+2}$,

точка 22 — хромит — $(\text{Fe}_{0.82}\text{Mg}_{0.15}\text{Cr}_{0.97}\text{Fe}_{0.52}\text{Cr}_{0.79}\text{Ti}_{0.09}\text{Al}_{0.60})_{2.0}\text{O}_4$ пересчет при условии $1/3 \text{Fe}^{+3}$ и $2/3 \text{Fe}^{+2}$,

точка 23 — хромит — $(\text{Fe}_{0.70}\text{Mg}_{0.25}\text{Cr}_{0.95}\text{Fe}_{0.35}\text{Cr}_{0.98}\text{Ti}_{0.08}\text{Al}_{0.59})_{2.0}\text{O}_4$ пересчет при условии $1/3 \text{Fe}^{+3}$ и $2/3 \text{Fe}^{+2}$,

точка 24 — хромит — $(\text{Fe}_{0.83}\text{Mg}_{0.11}\text{Cr}_{0.94}\text{Fe}_{0.37}\text{Cr}_{1.02}\text{Ti}_{0.07}\text{Al}_{0.54})_{2.0}\text{O}_4$ пересчет при условии $1/2 \text{Fe}^{+3}$ и $1/2 \text{Fe}^{+2}$,

точка 34 — хромит (хромистый титаномагнетит) — $(\text{Fe}_{0.72}\text{Mg}_{0.28})_{1.00}(\text{Fe}_{0.82}\text{Cr}_{0.18}\text{Ti}_{0.68})_{1.8}\text{O}_4$ пересчет при условии $1/2 \text{Fe}^{+3}$ и $1/2 \text{Fe}^{+2}$

точка 60 — хромит — $(\text{Fe}_{0.88}\text{Mg}_{0.12})_{1.00}(\text{Fe}_{0.10}\text{Cr}_{1.02}\text{Ti}_{0.07}\text{Al}_{0.54})_{2.0}\text{O}_4 + (0.4 \text{FeO})$ пересчет при условии $1/3 \text{Fe}^{+3}$ и $2/3 \text{Fe}^{+2}$.

Содержание хромита в хромшпинели колеблется от 11.2 до 21.6 масс.% (табл. 13) или от 0.44 до 0.98 ф.е. Следует отметить, что хромовая шпинель в описываемых породах является редким минералом. Она встречена только в одном образце и ее содержание в валовом составе породы составляет доли процента.

Поздние преобразования лав. Иддингсит. Единственным, легко наблюдаемым процессом позднего преобразования лав, является часто встречающаяся иддингситизация кристаллов оливина и, реже, пироксена. Иддингсит — сложное минеральное образование состоящее из переменного количества гидроксидов и оксидов железа с небольшой примесью слоистых силикатов. Разные стадии и химический состав изменения кристаллов оливина представлены на рис. 6в и в табл. 4 и 14. Как правило, процесс замещения идет по зонам роста кристалла или дефектам в его структуре. Наиболее подвержены изменению краевые части кристаллов. По мере нарастания степени изменения оливина в его составе уменьшается содержание магния и увеличивается количество железа.

Смектит и хлорит. Присутствия этих минералов в базальтах Минами-Хиоси не видно даже

Ильменит. Ильменит присутствует во всех образцах преимущественно в основной массе пород, и только в образце В-5-13-23 присутствуют вкрапленники ильменита (рис. 6з). Количественно в образцах В-5-13-23 и В-5-13-6 ильменит преобладает над титаномагнетитом, в образцах В-5-13-9 и В-5-13-12 этих минералов примерно одинаково или титаномагнетита немного больше. Как уже отмечалось, ильменит кристаллизуется раньше титаномагнетита и иногда центральная часть кристалла состоит из ильменита, а краевая — из титаномагнетита.

Минимальные содержания Ti и Fe в ильмените составляет соответственно 25.4% и 29.7; максимальное — 33.8 и 38.4 масс.% (табл. 12). В формульных единицах эти значения для Ti — 0.85–0.95, для Fe — 0.87–0.95.

Хромит. Хромшпинель состава $(\text{Fe}^{+2})(\text{Cr}, \text{Fe}^{+3})_2\text{O}_4$ встречена только в одном образце В-5-13-23 (рис. 7а, точка 34; рис. 7б, точки 21–24):

в оптическом микроскопе. Однако на рентгенограммах микронной фракции пород имеется широкий неровный рефлекс в области 13–14 Å. При насыщении образца этиленгликолем этот пик сдвигается в область 17 Å, а после прокаливании двух часов при 550°C разбивается на два отражения с $d = 9.9$ и $d = 15.3$ Å, первое из которых соответствует смектиту (сапониту?), а второе — характерно для разбухающего хлорита. Таким образом, небольшое количество этих минералов, вероятно, присутствует в иддингситовом парагенезе, в межзерновых пространствах и, возможно, слегка замещает плагиоклаз.

Заполнение поровых пространств. Кварц. Особенностью базальта является присутствие в нем обособлений зернистого кварца в оторочке из тонкоигольчатых кристаллов пироксена (рис. 9б). По границам зерен кварца наблюдается тонкая россыпь мельчайших кристаллов рудного минерала.

Анализ, сделанный в центральной части выделения, точка 9-3(1), несомненно, отвечает составу практически беспримесного кварца (табл. 15). В анализе 9-3(2), сделанном на границе кварц–пироксен содержание кремния значительно понижается, а количество примесных

СТРУКТУРНО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

Таблица 12. Химический состав ильменитов, масс.%

Минерал	ильменит											
	В-5-13-6							В-5-13-9				
	6-1-1						6-2	9-1				
Образец												
Место												
Точка	3	4	5	6	7	8	8	6	7	8	9	10
Размер, мкм	25×5	5×5	5×15	25×5	15×5	15×5	50×5	микролиты				
Si	4.25	0.79	2.15	3.28	2.03	0.22	0.00	0.03	0.04	0.05	0.02	0.11
Ti	25.65	27.80	26.36	26.21	26.82	27.19	29.12	29.77	30.31	29.69	29.95	28.67
Al	2.29	0.28	1.15	1.44	1.04	0.00	0.00	0.04	0.04	0.07	0.07	0.08
Fe	33.17	35.58	34.90	32.42	33.30	34.07	31.23	34.03	33.66	35.45	34.86	35.98
Mn	0.28	0.26	0.00	0.00	0.31	0.30	0.28	0.41	0.32	0.30	0.32	0.24
Mg	2.46	2.14	1.55	2.44	2.03	2.16	3.71	2.77	2.23	1.83	2.19	1.57
Ca	0.72	0.28	0.45	0.88	0.83	0.72	0.43	0.16	0.01	0.04	0.04	0.13
Na	1.09	0.00	0.41	0.59	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
V	0.00	0.00	0.35	0.00	0.40	0.00	0.00	0.23	0.22	0.28	0.31	0.26
Cr	0.00	0.23	0.26	0.43	0.28	1.14	0.69	0.05	0.11	0.14	0.08	0.10
O	35.89	31.62	32.81	34.22	32.90	30.82	31.41	32.51	33.06	32.11	32.16	32.86
Сумма	105.81	98.99	100.39	102.11	99.94.0	96.87	96.87	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0

Минерал	ильменит											
	В-5-13-9/1		В-5-13-12				В-5-13-23					
	9-2	9-5	12-1-2		12-1-4		2					
Образец												
Место												
Точка	7	4	7	9	10	8	5	7	8	9	10	11
Размер, мкм	10×10	20×4	100×20	20×20	150×10	20×20	10×40	10×10	20×30	200×20		30×2
Si	0.00	0.18	0.00	0.90	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	3.18
Ti	25.40	30.96	29.85	28.13	30.16	31.37	26.81	28.06	32.33	30.01	29.80	26.41
Al	0.44	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.10
Fe	34.04	29.73	34.38	32.3	34.68	33.8	38.05	38.40	33.26	36.33	36.78	33.90
Mn	0.82	1.10	0.44	0.45	0.43	0.46	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	3.92	4.49	1.8	3.87	2.06	2.26	1.99	1.79	1.41	1.93	1.59	2.09
Ca	0.00	0.31	0.00	0.00	0.15	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
V	0.00	0.00	0.00	0.00	0.68	0.00	1.70	0.47	0.53	0.00	0.18	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
O	29.93	32.81	31.10	31.75	32.16	32.26	31.45	31.29	32.47	31.73	31.64	33.33
Сумма	94.55	99.58	97.58	97.40	100.32	100.15	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0

Минерал	ильменит										
	В-5-13-23										
	2	4	5		7		9		10	23-1	
Образец											
Место											
Точка	12	25	26	28	33	37	49	50	56	10	11
Размер, мкм	30×4	20×110	150×40	400×40	30×30	350×50	250×30	350×50	240×30	75×5	25×10
Si	2.32	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.52	0.00	1.33	0.16	0.81
Ti	28.86	34.22	31.36	30.59	29.35	31.73	31.21	33.82	30.93	29.22	28.79
Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.33
Fe	35.31	31.42	33.79	36.43	38.40	34.79	36.41	33.88	35.92	31.90	31.99
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.16	0.51
Mg	0.89	0.99	1.72	0.59	0.00	1.40	0.00	0.00	0.00	1.41	1.61
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.25	0.87
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
V	0.00	0.48	0.77	0.63	0.92	0.00	0.00	0.00	0.00	0.33	0.35
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
O	32.62	32.89	32.36	31.76	31.33	32.08	31.87	32.30	31.82	30.17	31.9
Сумма	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	93.59	97.53

Примечание. В образце В-5-13-23/1 определено 0.36 масс.% фосфора.

элементов резко возрастает. Состав игольчатого пироксена соответствует авгиту и аналогичен составу пироксена основной массы базальта (табл. 5, 15).

По-видимому, подобные обособления могли образоваться на последних стадиях кристаллизации породы из остаточного расплава, мигрировавшего в поровые пространства кристаллизующейся породы и ликвидировавшего там на кислую (кварцевую) и основную (пироксеновую) составляющие.

Сидерит. Карбонат железа $FeCO_3$ — поздний минерал, он частично или полностью заполняет поровые пространства в образце № В-5-13-23 (рис. 8д). Пересчет составов из табл. 16 на кристаллохимические формулы показал, что в каждом образце присутствует незначительная примесь Са и Mg:

точка 30, кадр 5 ($Mg_{0.06}Ca_{0.11}Fe_{0.83}C_{1.00}O_3$;
точка 45, кадр 9 ($Mg_{0.02}Ca_{0.15}Fe_{0.89}C_{0.97}O_3$;
точка 46, кадр 10 ($Mg_{0.04}Ca_{0.10}Fe_{0.85}C_{1.00}O_3$).

Пирит и халькопирит. Пирит — поздний минерал, он встречен в виде включения в сидерите, находящимся в поровом пространстве (рис. 8д) а халькопирит — в виде точечных выделений в основной массе базальтов. Оба минерала присутствуют в образце № В-5-13-23.

Таблица 14. Изменения состава иддингсита, последовательно замещающего оливин, масс.%

Обр. №	Место	Na	Mg	Al	Si	K	Ca	Ti	Cr	Mn	Fe	O	Сумма
В-5-13-6	Центр	0.00	23.25	0.00	17.58	0.00	0.20	0.00	0.00	0.00	18.51	40.71	100.25
	Середина	0.00	22.20	0.00	17.41	0.00	0.16	0.00	0.00	0.00	20.20	40.15	100.11
	Край	0.00	18.31	0.00	17.98	0.00	0.00	0.00	0.00	0.45	24.17	38.45	99.36
В-5-13-9 (рис. 6в)	Зона 1	0.00	19.38	0.00	13.46	0.00	0.75	0.44	6.36	0.00	8.57	34.07	83.03
	Зона 2	0.00	28.51	0.00	18.96	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	11.68	43.71	102.87
	Зона 3	0.00	23.62	0.00	17.90	0.00	0.18	0.00	0.00	0.00	17.93	41.14	100.77
	Зона 4	0.00	25.84	0.00	18.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	15.15	41.94	101.01
	Зона 5	0.37	15.87	0.20	16.45	0.00	0.23	0.00	0.00	0.23	23.89	36.50	94.17

Примечание. В обр. В-5-13-9 — зона 1 — не исключено заражение шлифовальным порошком (Cr?), зона 4 — определено 0.43 масс.% хлора.

Таблица 15. Химический состав поздних кварца и авгита, заполняющих газовую пустоту, масс.%

Минерал	Кварц		Пироксен ?		
	9-3(1)	9-3(2)	9-3(3)	9-3(5)	9-3(6)
Точка анализа (рис. 8б)					
Si	46.64	33.81	25.58	24.73	24.60
Ti	н/обн.	0.26	0.27	0.29	0.28
Al	н/обн.	4.46	0.37	0.20	0.39
Fe	н/обн.	3.96	8.01	6.01	8.79
Mg	0.00	н/обн.	7.42	9.49	8.07
Ca	н/обн.	н/обн.	13.88	15.57	13.49
Na	н/обн.	1.50	0.58	0.31	0.80
K	н/обн.	7.15	0.57	н/обн.	н/обн.
Cr	0.18	0.68	0.25	н/обн.	н/обн.
O	53.22	46.09	42.81	42.84	42.05
Сумма	100.04	97.90	99.74	99.44	98.47

Примечание. н/обн. — не обнаружен.

Таблица 13. Химический состав хромита, масс.%

Образец	В-5-13-23					
	21	22	23	24	34	60
Точка						
Размер, мкм	10×10	10×5	10×10	10×5	50×50	10×10
Ti	9.54	2.27	1.96	1.64	16.52	2.58
Al	1.39	8.08	8.05	7.18		6.95
Fe	50.71	37.19	29.93	33.27	43.55	37.78
Mg	0,00	1.87	3.13	1.39	3.40	1.44
V	0.00	0.00	0.00	0.00	2.24	0.00
Cr	11.10	20.52	25.88	26.40	4.64	21.60
O	27.26	30.06	31.05	30.12	29.65	29.65
Сумма	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00

Пирит содержит 50.76 масс.% S и 49.24 масс.% Fe, что соответствует формуле $Fe_{1.11}S_2$. Анализ халькопирита из-за микронных размеров зерна неточен, заражен породообразующими элементами, однако в нем очевидно присутствие S, Fe, Cu и незначительного количества Ni.

Ангидрит и гипс. Судя по избытку летучих компонентов в анализе 1, центральная часть порового пространства выполнена гипсом, а периферическая — ангидритом (рис. 8в, табл. 17).

Битум. Свободные пространства заполнены слабодвупреломляющей плотной субстанцией,

Таблица 16 . Химический состав сидерита, масс.%

Минерал	Сидерит		
	В-5-13-23		
Образец			
Точка анализа (рис. 7д)	30	45	46
C	10.74	10.07	11.10
Mg	1.30	0.49	0.87
Ca	3.98	4.92	3.61
Fe	41.13	43.08	41.06
O	42.85	41.45	43.36
Сумма	100.00	100.00	100.00

Таблица 17. Химический состав гипса и ангидрита, масс.%

Образец	Точка анализа	S	Ca	O	Сумма
В-5-13-12 (рис. 7е)	1	21.71	26.47	43.06	91.25
	2	24.44	28.67	47.02	100.13

состоящей в основном из углерода и небольшого количества кислорода, без примесей каких-либо других элементов (рис. 8г, табл. 18). Эта субстанция условно определена, как битум.

Очевидно, что краевая часть выделения более плотная (точка 1) и содержит большее количество органического вещества. В центральной части выделения — газовая пустота (точка 3) в составе заполнения которой помимо небольшого количества углерода и кислорода «просвечивают» порообразующие элементы — Si, Al, K, Ca.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ ЛАВОВЫХ ПОТОКОВ ВУЛКАНА МИНАМИ-ХИОСИ

Большая часть изученных нами образцов пород, драгированных на активном подводном вулкане Минами-Хиоси, по химическому составу относится к толеитовым базальтам с относительно высоким содержанием калия. Подняты также образцы туфов и стекловатых шлаков. Наличие последних среди поднятых образцов свидетельствует об эксплозивной деятельности в пределах вулканической постройки.

В большинстве случаев базальты полнокристаллические с порфировой структурой и практически не содержат свободного стекла и по этому признаку они приближаются к долеритам. Калиевая специфика позволяет уточнить разновидность толеитов и определить их, как абсарокиты и, в меньшем количестве, как шошониты (рис. 4б). Все породы имеют близкий минеральный состав.

Вкрапленники состоят из оливина, плагиоклаза, иногда титаномагнетита и, реже, ильменита, очень редко клинопироксена. Микролиты представлены этими же минералами, но в иных количественных соотношениях.

Близость химического и минерального состава лав позволяет предполагать их генетическое родство, то есть считать, что они являются порождением единого магматического очага, возможно разных его глубинных зон или отпочковавшихся магматических резервуаров. Однако условия продвижения расплава к поверхности и способы его кристаллизации были разными. По структурам образцов можно выделить, по крайней мере, три пути формирования лавовых потоков.

Первый (обр. В-5-13-6) предполагает зарождение породы в наиболее глубоких зонах очага, спокойную и достаточно долгую кристаллизацию в этих условиях мегавкрапленников оливина и единичных вкрапленников клинопироксена и плагиоклаза и затем резкий подъем в приповерхностную зону. Подъем настолько стремительный, что основная масса кристаллизуется

Таблица 18. Химический состав битума, масс.%

Образец	Точка анализа	С	О	Сумма
В-5-13-12 (рис. 7г)	1	99.95	14.44	114.39
	2	68.87	21.49	90.81
	3	5.53	0.63	13.58

в криптокристаллическую структуру, то есть микролиты отдельных минералов настолько малы, что их определение возможно только при увеличении электронного микроскопа.

Свидетельством быстрого подъема этого лавового потока к поверхности является то, что только в нем в сростках с вкрапленниками оливина встречается редкий пироксен — пижонит. Известно, что пижонит может неизменно сохраниться до поверхностных температур только в случае стремительного подъема магматического вещества. При медленной смене параметров кристаллическая решетка пижонита распадается на два минерала — орто- и клинопироксены.

Высокотемпературная кристаллизация данной породы подтверждается еще присутствием в ней высокого (то есть высокотемпературного) плагиоклаза.

Вторым путем формируются лавовые потоки (обр. В-5-13-9, В-5-13-10, В-5-13-12) структура которых, несмотря на широкий разброс размеров составляющих породу кристаллов (от 0.4 до 0.02 мм), кажется афировой, т.к. существуют все постепенные переходы между вкрапленниками и микролитами. При этом сохраняется временная последовательность в кристаллизации для вкрапленников: оливин → плагиоклаз → клинопироксен, и для микролитов: клинопироксен → рудные → плагиоклаз с небольшой примесью оливина.

Такая структура может образоваться при медленном изменении параметров кристаллизации в результате медленного продвижения лавовой колонны из магматической камеры (возможно — промежуточной) в канал и далее в придонную зону разгрузки. Иногда движение кристаллизующегося расплава подчеркивается трахитовой ориентировкой лейст плагиоклаза.

По третьему пути формируются лавы по структуре промежуточные между первым и вторым типами (обр. В-5-13-23). Во вкрапленниках, размер которых достигает 1.5 мм, присутствует исключительно оливин, иногда в сростках с хромшпинелью. Основная масса состоит из равных количеств плагиоклаза, рудного (ильменита и титаномагнетита) и клинопироксена, оливина значительно меньше. Особенностью структуры данной породы является то, что между вкрапленниками и основной массой наблюдаются постепенные размерные переходы. Вкрапленники оливина, содержащие включения хромшпинели, могли образовываться в глубинной

магматической камере. Далее при постепенном медленном движении расплава менялись параметры и создавались условия для кристаллизации довольно крупных кристаллов плагиоклаза, клинопироксена и ильменита. При дальнейшем подъеме к поверхности микролитами заполнялись интерстиции между выделившимися ранее разноразмерными кристаллами. Предполагается, что кристаллизация породы, начавшаяся в пределах очага выпадением вкрапленников оливина, далее, при продвижении расплава в приповерхностную зону, шла непрерывно на фоне меняющихся физико-химических условий.

Основными минералами-индикаторами условий минералообразования для описанных базальтов являются оливин и ассоциации оливин+хромшпинель, оливин+пижонит, оливин → плагиоклаз → пироксен и оливин → пироксен → плагиоклаз.

Согласно литературным данным, оливин может находиться в равновесии с расплавом в интервале температур 1890–1290°C. Температура образования оливина содержащего 65% Mg и 35% Fe (в оливинах Минами-Хиоси 57–64 %Fo и 36–43%Fa) оценивается в пределах 1600°C и ниже. Диапазон температур кристаллизации хромшпинели, включенной в оливин — 1280–1310°C, а устойчивое существование пижонита возможно при температуре выше 1250°C (Бенедюк, 2013; Дир и др., 1965).

Таким образом, температуру образования природных минеральных ассоциаций Минами-Хиоси, содержащих оливин, можно ожидать в интервале 1250–1600°C. Давление, необходимое для формирования соответствующих ассоциаций, оценивается как 2–5 кбар (Bloomer et al., 1989a; Meen et al., 1998). Перечисленные условия соответствуют параметрам глубинной очаговой зоны.

Обогащение пород калием происходило на этапах их становления, когда формировались высокие плагиоклазы, кристаллизовался санидин и формировались его оторочки вокруг плагиоклаза. По-видимому, кристаллизация остаточного расплава шла настолько медленно, что в нем возникала возможность заложения матриц кристаллов цеолитов (анальцима, лейцита, вайракита), а свободное стекло не застывало.

Во всех типах лав на конечных этапах кристаллизации давление перекрывающего столба воды не позволяло газовой фазе покинуть лавовый поток и породы становились газонасыщенными, содержащими большое количество газовых пустот, частично заполненных кварцем, гипсом, ангидритом, углеродистым веществом. Присутствие последнего в лавах обычно рассценивается как свидетельство взаимодействия лавового потока с коровым веществом.

Вулканические породы, развитые в северной части МОД обогащенные калием, барием и рядом других элементов, относятся к довольно редким группам щелочных пород — абсарокитам и шошонитам — развитие которых наблюдается обычно в специфических геолого-тектонических обстановках зон перехода океан-континент, континентальных окраин и островных дуг. Впервые эти породы в пределах МОД были открыты в последней четверти XX в. и их минералогия и петрография были особо детально описаны в работах (Bloomer et al., 1989a; Jackson, 1989; Meen et al., 1998).

В русскоязычной литературе настоящая работа является первым подробным описанием вещественного состава и особенностей строения подводного вулкана Минами-Хиоси, входящего в состав вулканического комплекса Хиоси, хотя вулканическая постройка была драгирована в 5-ом рейсе НИС «Вулканолог» на 7 лет раньше, чем в рейсе ТТ-192 НИС «Томас Г. Томпсон».

Дж. Мин с соавторами (Meen et al., 1998) убедительно показали, что подводный вулкан Северный Хиоси питается из единого магматического источника, образованного расплавом, являющимся дериватом первичных толеитовых магм. Наши данные также приводят к выводу о том, что все исследованные лавовые потоки вулкана Минами-Хиоси имеют генетическое родство и являются порождением единой магматической камеры. Все потоки лав имеют близкий химический и минеральный составы, а структурно-петрографические различия объясняются разной динамикой продвижения расплава к поверхности дна океана. Минеральный состав лав достаточно прост. Они состоят из оливина, клинопироксена, плагиоклаза, рудного минерала (титаномагнетита и/или ильменита), присутствующих в разных формах и разных соотношениях. Нами впервые определен генетически важный минерал пижонит и показано, что концентраторами калия являются высокотемпературные плагиоклазы. Понижение температуры и давления приводит к кристаллизации еще некоторого количества К-содержащего адуляра и к формированию матриц К-цеолитов. Давление столба океанической воды, перекрывающей потоки лавы, затрудняет газовыделение и делают базальт пористым. Газовые пустоты остаются свободными или заполняются поздними карбонатами или сульфатами, а также плотными оксидами углерода. Парагенезисы первичных минералов и, привлеченные литературные данные, позволяют оценить температуру магматического очага на момент кристаллизации в нем мегакристаллов оливина в 1250–1600°C, а

давление — 2–5 кбар. Наиболее приближенной к составу расплава предполагается порода, состоящая из мегавкрапленников оливина, погруженных в основную массу, состоящую из криптокристаллов оливина, клинопироксена, плагиоклаза и титаномагнетита.

В результате выполненных исследований получены новые оригинальные данные о структуре, минеральном составе и генезисе лав островодужных позднекайнозойских подводных вулканов западной части Тихого океана.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 15-05-02955-а).

Список литературы

- Бенедюк Ю.П.* Геохимия и эволюция составов хромшпинелидов ультрабазитов центральной части Восточного Саяна. Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. Иркутск, 2013. 22 с.
- Дир Х.А., Хауи Р.А., Зусман Дж.* Породообразующие минералы. М.: Мир, 1965. Т. 2. 405 с.
- Интернет-лекция // Магматические формации океанов и происхождение толеитовых серий MORB / planetology.ru/lectures/ariskin/14.pdf.
- Минералы. М.: Наука, 2003. Т. 5. Вып. 1. 582 с.
- Рашидов В.А.* Геомагнитные исследования подводных вулканов Минами-Хиоси и Фукудзин (Марианская островная дуга) // Вулканология и сейсмология. 2001. № 5. С. 55–64.
- Рашидов В.А.* Геофизические поля активных островодужных подводных вулканов: измерения и интерпретация // Уральский геофизический вестник. 2005. № 8. С. 29–35.
- Рашидов В.А., Пилипенко О.В., Петрова В.В.* Петромагнитные и микрозондовые исследования пород подводной вулканической группы Софу (Идзу-Бонинская островная дуга, Тихий океан) // Вулканология и сейсмология. 2015а. № 3. С. 36–51.
- Рашидов В.А., Пилипенко О.В., Петрова В.В.* Геолого-геофизические исследования подводного вулкана Минами-Хиоси (Марианская островная дуга) // Геология морей и океанов: Материалы XXI Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. М.: ГЕОС, 2015б. Т. 5. С. 237–241.
- Рашидов В.А., Пилипенко О.В., Петрова В.В.* Петромагнитные и петрографо-минералогические исследования горных пород, драгированных на подводных вулканах Охотоморского склона северной части Курильской островной дуги // Физика Земли. 2016. № 4. С. 84–106.
- Bloomer Sh.H., Stern R.J., Fisk E., Geschwind C.H.* Shoshonitic Volcanism in the Northern Mariana Arc. 1. Mineralogic and Major and Trace Element Characteristics // JGR. 1989a. V. 94. № B4. P. 4469–4496.
- Bloomer Sh.H., Stern R.J., Smoot N.* Chr. Physical volcanology of the submarine Mariana and Volcano Arcs // Bulletin of Volcanology. 1989b. V. 59. № 3. P. 210–224.
- Dixon T.H., Batiza R.* Petrology and chemistry of recent lavas in the northern Marianas: implications for the origin of island arc basalts // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1979. V. 70. Iss. 2. P. 167–181.
- Dixon T.H., Stern R.J.* Petrology, chemistry and isotopic composition of submarine volcanoes in the southern Mariana arc // Geological Society of America Bulletin. 1983. V. 94. № 10. P. 1159–1172.
- Ishizuka O., Yuasa M., Tamura Y.* et al. Migrating shoshonitic magmatism tracks Izu–Bonin–Mariana intra-oceanic arc rift propagation // Earth and Planetary Science Letters. 2010. V. 294. Iss. 1–2. P. 111–122.
- Lin P.-N., Stern R.J., Bloomer Sh.H.* Shoshonitic Volcanism In the Northern Mariana Arc 2. Large-Ion Lithophile and Rare Earth Element abundances: Evidence for the source of Incompatible Element Enrichments in Intraoceanic Arcs // JGR. 1989. V. 94. № B4. P. 4497–4514.
- Lin P.-N., Stern R. J., Morris J., Bloomer Sh. H.* Nd- and Sr-isotopic compositions of lavas from the northern Mariana and southern Volcano arcs: implications for the origin of island arc melts // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1990. V. 105. Iss. 4. P. 381–392.
- Maijer A., Reagan V.* Petrology and geochemistry of the island of Sarigan in the Mariana arc: calcalkaline volcanism in an oceanic setting // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1981. V. 77. Iss. 4. P. 337–354.
- Meen J.K., Stern R.J., Bloomer Sh.H.* Evidence for magma mixing in the Mariana arc system // The Island Arc. 1998. V. 7. Iss. 3. P. 443–459.
- Miyashiro A.* Volcanic rock series in island arcs and active continental margins // American Journal of Science. 1974. V. 274. № 4. P. 321–355.
- Nishizawa A., Ono T., Sasahara N.* Ocean Bottom Seismographic Observation at Minami-Hiyoshi Seamount at the Northern End of the Mariana Arc // Report of hydrographic and oceanographic researches. 2003 № 39. P. 3–19.
- Ossaka J., Maisuda K., Ihirabayashi J., Tsuchide M.* Chemical compositions of rocks erupted from submarine volcanoes in Izu-Ogasawara arc // Bulletin of the Volcanological Society of Japan. 1990. V. 35. № 1. P. 57–61.
- Otani Y., Tsuchide M., Shibata A.* et al. The List of Volcanoes and Their Activities Records in the Adjacent Seas of Japan -3rd Edition // Report of Hydrographic and Oceanographic Researches. 2004. № 40. P. 1–62 (in Japanese).
- Pearce J.A., Stern R.J., Bloomer Sh.H., Fryer P.* Geochemical mapping of the Mariana arc-basin

- system: Implications for the nature and distribution of subduction components // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2005. V. 6. № 7. P. 1–27. Q07006, doi:10.1029/2004GC000895.
- Siebert L., Simkin T., Kimberly P.*, Volcanoes of the World. Berkeley: University of California Press, 2010. 568 p.
- Smoot N.S.* The growth rate of submarine volcanoes on the South Honshu and East Mariana ridges // *J. Volcanology and Geothermal Research*. 1988. V. 35. Iss. 1–2. P. 1–15.
- Smoot N.S.* Discussion «The growth rate of submarine volcanoes on the South Honshu and East Mariana ridges». Reply // *J. Volcanology and Geothermal Research* 1991. V. 45. Iss. 3–4. P. 341–345.
- Stern R.J.* On the origin of andesite in the northern Mariana island arc: implications from Agrigan // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1979. V. 68. Iss. 2. P. 207–219.
- Sun C-H., Stern R.J.* Genesis of Mariana shoshonites: Contribution of the seductions component // *Journal of Geophysical Research*. 2001. V. 106. № B1. P. 589–608.
- Sun C-H., Stern R.J., Yoshida T., Kimura J-I.* Fukutoku-oka-no-ba Volcano: A new perspective on the Alkalic Volcano Province in the Izu-Mariana arc // *The Island Arc*. 1998. V. 7. Iss. 3. P. 432–442.
- Yasa M., Murakami F., Saito E., Watanabe K.* Submarine Topography of seamounts on the volcanic front of the Izu-Ogasavara (Bonin) Arc // *Bulletin of the Geological Survey of Japan*. 1991. V. 12. № 12. P. 703–743.

STRUCTURAL AND MINERALOGICAL FEATURES AND GENESIS PROBLEM OF ROCKS FROM SUBMARINE MINAMI-HIOSHI VOLCANO (THE MARIAN ISLAND ARC)

V.V. Petrova¹, V.A. Rashidov²

¹*Geological Institute RAS, Moscow, 119017, Russia; e-mail: v.petrova.v@gmail.com*

²*Institute of Volcanology and Seismology FEB RAS, Petropavlovsk-Kamchatsky, 683006, Russia; e-mail: rashidva@kscnet.ru*

For the first time ever among the Russian papers, this article presents description of material composition of rocks from submarine Minami-Hiyoshi Volcano, which is a part the Hiyoshi Volcanic Complex located in the northern area of the Mariana Island Arc. The investigation provided new data on structure, chemical and mineral composition of rock composing it, as well as genesis of the Minami-Hiyoshi lavas. The investigation revealed genetic affinity of all studied rocks and showed that they originate from one basaltic magma, while structural and petrographic differences are caused by various processes of differentiation and dynamics of melt on its way to the surface.

Keywords: Mariana Island Arc, Minami-Hioshi Volcano, mineral composition, genesis.