

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ И УСЛОВИЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ШОНКИНИТОВ И МИНЕТТ РЯБИНОВОГО МАССИВА (Центральный Алдан)

Е.Ю. Рокосова^{1,2}, Л.И. Панина¹

¹ Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

² Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия

На комплексном щелочном Рябиновом массиве (Центральный Алдан) были изучены дайки биотитовых шонкинитов и минетт, пространственно приуроченные на северо-востоке массива к неку калиевых пикритоидов, который прорывает микроклин-мусковитовые золотоносные метасоматиты (участок Мусковитовый). Исходя из полученных данных по химическому и микроэлементному составам рассматриваемых пород и слагающих их минералов, а также из термобарогеохимических результатов изучения расплавных включений в клинопироксенах, был сделан вывод, что биотитовые шонкиниты и минетты кристаллизовались из единой щелочно-ультрабазитовой высокобарической, глубинной магмы в процессе ее эволюции. По-видимому, на ранней стадии кристаллизации диопсида биотитовых шонкинитов гомогенный карбонатно-силикатный расплав распался на несмешиваемые фракции силикатного, карбонатно-солевого и карбонатного расплавов. Температура несмешиваемости расплавов была заведомо выше 1120—1190 °С, т. е. выше температуры гомогенизации включений силикатного состава в диопсиде биотитовых шонкинитов. Рассматриваемые породы и породообразующие клинопироксены были обогащены микроэлементами на 1—2 порядка выше мантийных значений. Они имели близкие к хондритам отношения Eu/Eu*, что свидетельствует об их кристаллизации из мантийной магмы. Источником последней, судя по соотношению HREE к LREE, располагался на глубинах существования гранат-шпинелевых ассоциаций. Отрицательные Nb и Ti аномалии на микроэлементных спектрах, а также высокие (выше 5) La/Nb отношения в породах и клинопироксенах говорят о влиянии корового вещества на исходную магму. Кристаллизация магмы осуществлялась в окислительной обстановке, о чем свидетельствуют низкие (4—7) Ti/V отношения в клинопироксенах и присутствие в них хлоридно-сульфатных включений. Учитывая, что золото в Рябиновом массиве связывают с поздними сульфатно-хлоридными и сульфатно-карбонатными флюидами, транспортерами золота на ранних этапах мезозойского магматизма могли быть щелочные хлоридно-сульфатные и карбонатные (карбонатитовые) расплавы, обнаруженные нами во включениях в клинопироксенах биотитовых шонкинитов.

Шонкиниты, минетты, силикатные и карбонатно-солевые включения, несмешиваемость, геохимия пород и минералов, источники магматизма и оруденения, золото, щелочные комплексы Алданского щита, Рябиновыи массив.

SHONKINITES AND MINETTES OF THE RYABINOVYI MASSIF (Central Aldan): COMPOSITION AND CRYSTALLIZATION CONDITIONS

E.Yu. Rokosova and L.I. Panina

Dikes of biotitic shonkinites and minettes of the complex Ryabinovyi alkaline massif (Central Aldan) have been studied. The dikes are localized in a neck of K-picrites in the northeast of the massif, which intrudes gold-bearing microcline–muscovite metasomatites (Muscovitovyi site). The obtained data on the chemical and trace-element compositions of the rocks and minerals and study of melt inclusions in clinopyroxenes indicate that the biotitic shonkinites and minettes crystallized from the same deep-seated high-pressure alkaline ultrabasic magma during its evolution. Apparently, at the early stage of crystallization of diopside in the biotitic shonkinites, homogeneous carbonate–silicate melt was separated into immiscible fractions of silicate, carbonate–salt, and carbonate melts. The temperature of melt immiscibility was >1120–1190 °C, i.e., higher than the homogenization temperature of silicate inclusions in the diopside. The contents of trace elements in the biotitic shonkinites and rock-forming clinopyroxenes were one or two orders of magnitude higher than the mantle values. The Eu/Eu* ratios of both the considered rocks and the clinopyroxenes were close to those of chondrites, which testifies to their crystallization from mantle magma. The HREE/LREE ratio indicates that the magma source was localized at the depths where garnet–spinel assemblages existed. The negative Nb and Ti anomalies in the trace-element spectra and the high (>5) La/Nb ratios in the rocks and clinopyroxenes point to the influence of crustal material on the parental magma. Crystallization of magma took place in reducing conditions, which is evidenced by the low (4–7) Ti/V ratios in clinopyroxenes and the presence of chloride–sulfate inclusions in them. Since gold in the Ryabinovyi massif is associated with late sulfate–chloride and sulfate–carbonate fluids, it might have been transported by alkaline chloride–sulfate and carbonate (carbonatite) melts, found as inclusions in clinopyroxenes of the biotitic shonkinites, at the early stages of Mesozoic magmatism.

Shonkinites, minettes, silicate and carbonate–salt inclusions, immiscibility, geochemistry of rocks and minerals, sources of magmatism and mineralization, gold, alkaline complexes of the Aldan Shield, Rybinovyi massif

ВВЕДЕНИЕ

В Центрально-Алданском районе находится самый значительный в Южной Якутии ареал мезозойского щелочного магматизма и разнообразного оруденения. Здесь представлен широкий спектр магматических пород — ультращелочные, щелочные, субщелочные и щелочноземельные от ультраосновных до кислых. Магматизм связывают [Кочетков и др., 1981] с тектономагматической активизацией Монголо-Охотского складчатого пояса. Специфическими образованиями активизации явились кольцевые вулканоплутонические полиформационные щелочные комплексы. В районе известно более 20 щелочных и субщелочных массивов — штоков, лакколлитов, кольцевых вулканоплутонических комплексов — томмотский, якокутский, ыллымахский, рябиновый и другие, которые сопровождаются рудопроявлениями и россыпями золота, иногда платины. Предполагается [Билибин, 1958; Кочетков и др., 1989], что полиформационность мезозойского магматизма обусловлена многократностью проявления магматической деятельности на одних и тех же площадях, наличием нескольких разноглубинных магматических очагов, генерирующих расплавы разной щелочности, и совмещением во времени и пространстве продуктов их внедрения. С проявлением мезозойского магматизма связывают [Кочетков, Лазебник, 1984] образование трех формаций: а) лейцитит-щелочносиенитовой, формирующейся из калиево-щелочнобазальтовой магмы и получившей наибольшее распространение на Рябиновом массиве; б) монцитит-сиенитовой, образовавшейся в пределах земной коры или в результате ассимиляции корового материала щелочно-базальтовой магмой; в) шонкинит-щелочнопикритовой, связанной с наиболее глубинными мантийными очагами и проявившейся на разных этапах мезозойского магматизма, в том числе и на самых поздних — после формирования основной части метасоматических и рудных образований.

Среди выделенных формаций шонкинит-щелочнопикритовая стоит особняком. Слагающие ее породы своеобразны по химическому составу (мас. %): 40—50 SiO₂, 5—12 MgO, 5—10 K₂O, и некоторые исследователи [Махоткин и др., 1989; Богатилов и др., 1991] относят часть ее пород к лампроитам. Вместе с тем следует отметить, что более поздние детальные минералого-петрологические и термобарогеохимические исследования [Шарыгин, 1993] наличие лампроитов на Рябиновом массиве не подтвердили. Одной из особенностей пород шонкинит-щелочнопикритовой формации является почти постоянное присутствие в них карбонатосодержащих минералов и тесная ассоциация с карбонатитовыми жилами. Породы характеризуются высокими содержаниями рудных компонентов Ti, Cr, Co, Ni, P, Mn, Cu и низкими количествами Mo, W, U, Th [Кочетков и др., 1989].

Однако генезис пород этой формации мало изучен. Ранее из подобных пород на Рябиновом массиве было изучено только происхождение щелочных пикритов [Шарыгин, 1993], которые относились Махоткиным с соавторами [1989] к лампроитам. Целью нашей работы было выяснение физико-химических условий формирования биотитовых шонкинитов и минетт из шонкинит-щелочнопикритовой формации Рябинового массива. Планировалось изучить особенности и температуры их кристаллизации, химический состав исходных расплавов, их обогащенность малыми элементами и эволюцию, а также магматический источник. При комплексном изучении указанных пород широко привлекались методы термобарогеохимии — методы изучения минералообразующих сред, законсервированных в минералах при их кристаллизации.

РАСПОЛОЖЕНИЕ И ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РЯБИНОВОГО МАССИВА

Рябиновый массив расположен вблизи г. Алдан (рис. 1). Форма его эллипсоидная, неправильная, длинная ось ориентирована на северо-восток. Общая площадь массива (с апофизами) составляет около 50 км². На массиве отмечается более 20 разновидностей интрузивных, вулканических и жильных пород, общей особенностью которых является высокая и повышенная щелочность при выраженной калиевой специализации. Рябиновый массив представляет собой сложную вулканоплутоническую структуру с кальдерой проседания, выполненной щелочными и эпилейцитовыми фонолитами, трахитами и их лавобрекчиями [Максимов, Угрюмов, 1971; Кочетков и др., 1981; Ким, 1981; Костюк и др., 1990]. Интрузивные породы слагают ряд неполнокольцевых тел. Большая часть площади массива (около 80 %) сложена эгириновыми, нефелиновыми, псевдолейцитовыми и щелочными сиенитами, псевдолейцитолитами и их автометасоматически измененными разновидностями (альбитизированными, цеолитизированными, шпреуштейнизированными, серицитизированными). На северо-востоке массива располагается щелочно-пикритовидный некк, который прорывает микроклин-мусковитовые золотоносные метасоматиты (участок Мусковитовый, см. рис. 1).

На основе геологических наблюдений и радиологических определений на Рябиновом массиве выделены несколько разновозрастных групп щелочных и субщелочных пород, соответствующих четырем этапам формирования интрузии (табл. 1) [Кочетков и др., 1989]. Также отмечено, что этапы вулканизма

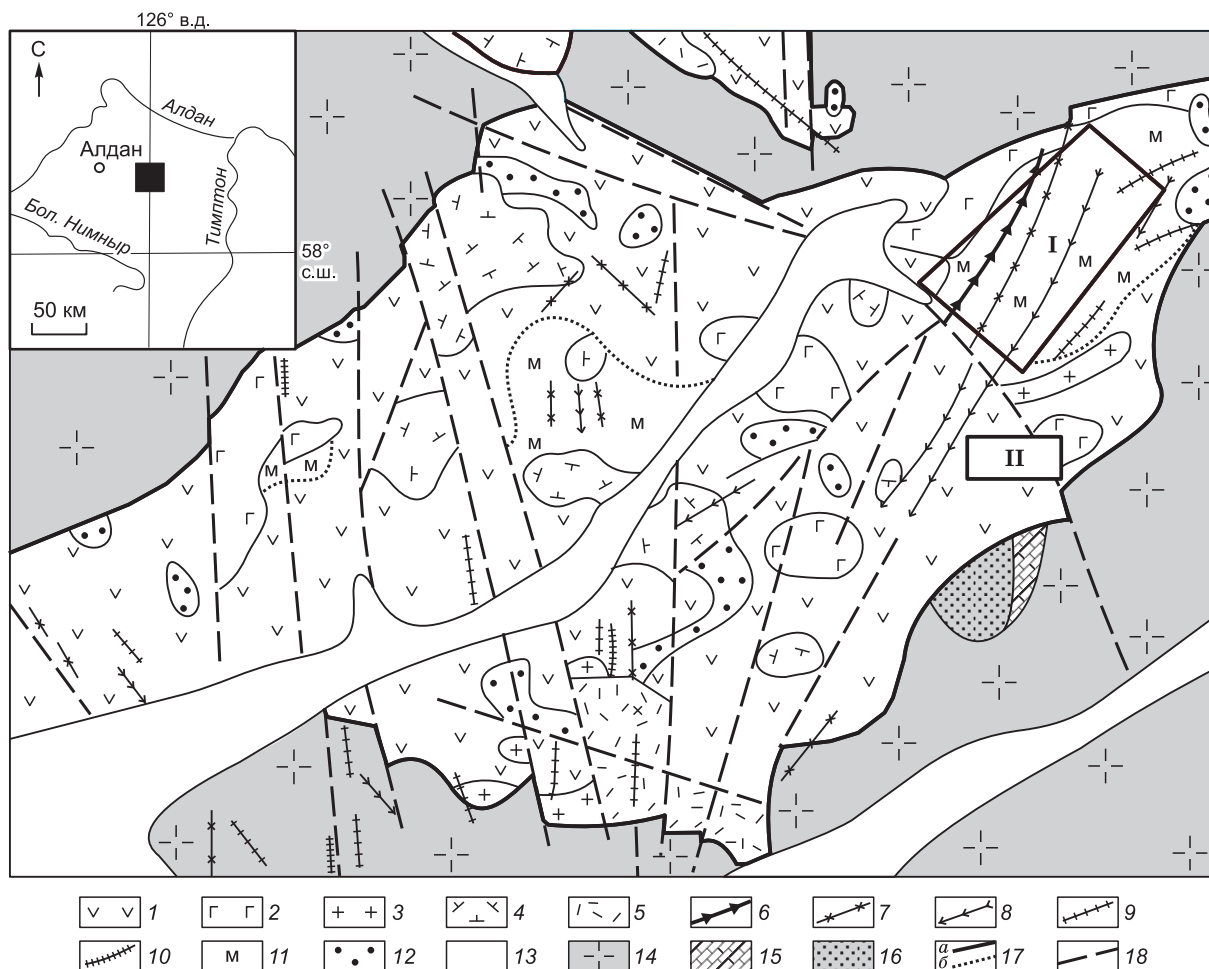


Рис. 1. Местонахождение и схема геологического строения Рябинового щелочного массива [Кочетков и др., 1989].

1 — эгириновые сиениты, пуласкиты; 2 — малиньиты и меланократовые нефелиновые сиениты; 3 — щелочные граниты; 4 — щелочные трахиты; 5 — лавобрекчия щелочных трахитов; 6 — калиевые пикриты, шонкиниты, эгириниты; 7 — сиенит-порфиры; 8 — минетты; 9 — грорудиты и сельсбергиты; 10 — щелочные аплиты; 11 — мусковитизированные сиениты и мусковит-микроклиновые породы; 12 — скарны и скарноиды; 13 — аллювий. Вмещающие породы: 14 — архейские граниты и гранито-гнейсы; 15 — венд-кембрийские доломиты; 16 — юрские песчаники. 17 — контакты интрузивных (а) и мусковитизированных (б) пород; 18 — разрывные нарушения. Золоторудные участки: I — Мусковитовый, II — Новый.

чередовались с плутоническими процессами. Рябиновый массив насыщен проявлениями золоторудной и сульфидной минерализации с медью, молибденом, серебром, свинцом, цинком, висмутом и другими рудными элементами, которые образуют несколько рудных участков. Прожилково-вкрапленная золото-содержащая минерализация в калиевых метасоматитах включает промышленно интересные золоторудные тела (участки Мусковитовый и Новый) и участки со слабой золотоносностью на поверхности (Желанный, Рябчик) [Кочетков, 1993; Коваленкер и др., 1996]. Многие исследователи [Билибин, 1958; Кочетков, 2006 б] связывают рудные проявления данного района с мезозойским магматизмом Алданского щита.

На массиве рассматриваемые нами дайки биотитовых шонкинитов и минетт относятся к IV этапу формирования (см. табл. 1). Они пространственно приурочены к изометричному телу (некку) щелочно-пикритоидных брекчий. В некке диаметром 100 м установлены калиевые пикриты, шонкинит-порфиры и микрошонкиниты, а также лимбургиты и карбонатитовые жилы в очень сложных взаимоотношениях [Кочетков, 2006 а]. Дайки щелочных пикритов, шонкинитов и минетт имеют мощность до 20 м и прослеживаются до 1.5 км. Между щелочными пикритами, шонкинитами и минеттами в пределах единого некка наблюдаются как секущие, так и постепенные контакты. Все эти разновидности в разной степени насыщены обломками вмещающих метасоматитов и пегматитовых ортоклазитов. Цемент щелочно-пикритовых брекчий некка изменчив по составу и структуре — трахибазальтовый, пикритовый, мончики-

Таблица 1. Этапы и вещественный состав изверженных пород Рябинового массива [Кочетков и др., 1989]

Этап	Вещественный состав изверженных пород (форма тел)
I T ₃ —J ₁	Щелочные трахиты, щелочноземельные фельзиты (встречаются только в ксенолитах более поздних пород)
II J ₁ —J ₂	Эпилейцитовые порфиры, щелочные трахиты и их лавобрекчии (лакколлиты, покровы). Малиньиты, меланократовые нефелиновые сиениты (штоки, неправильные тела). Тингуаиты (дайки)
III J ₃ —K ₁	Эгириновые сиениты и пуласкиты (лакколлиты, штоки).
	Нефелиновые сиениты (штоки и неправильные тела). Ортоклазовые пегматиты, эгирин-ортоклазовые пегматиты, щелочные сиенит-порфиры (линзовидные тела, дайки, жилы).
IV K ₁ —K ₂	Щелочные: сиенит-порфиры, бостониты, биотит-эгириновые сиенит-порфиры (дайки). Субщелочные: ортофиры, монзонит-порфиры (дайки).
	Щелочные трахиты и их туфолавы, агломератовые лавы и лавобрекчии (субвулканы).
	Калиевые пикриты, шонкинит-пикриты, шонкиниты, эгириниты, калиевые базальтовые туфо- и лавобрекчии, минетты (некки, дайки).
	Сельвсбергит-порфиры, грорудиты, нордмаркиты и щелочные граниты (штоки, дайки, жилы)

товый. Иногда он карбонатизирован до образования карбонатитоподобных пород. На глубине 140—150 м в керне скважин были установлены маломощные (до 5 см) калишпат-карбонатные жилы с повышенными содержаниями Y, Yb, P, Nb, La, Ce [Кочетков, 1989].

МЕТОДЫ И АППАРАТУРА ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для определения валового химического состава исследуемых пород Рябинового массива использовался рентгенофлуоресцентный анализ (РФА), а для определения их редкоэлементного состава — метод масс-спектрометрии с индукционно-связанной плазмой (ICP-MS).

Основным методом исследования являлся метод термобарогеохимии, который заключается в изучении газовой-жидких и расплавных включений в минералах. Для этих целей были изготовлены полированные с двух сторон пластинки биотитовых шонкинитов и минетт, которые исследовались в проходящем и отраженном свете на поляризационном микроскопе Olympus VX51. Химический состав дочерних фаз и стекол включений, а также составы породообразующих и акцессорных минералов определялись на рентгеноспектральном электронно-зондовом микроанализаторе Camebax-Micro. Сила тока составляла 30—40 нА, ускоряющее напряжение 20 кВ, диаметр электронного пучка 2.5—3 мкм. Элементы эталонизировались согласно комбинации хорошо охарактеризованных минералов, чистых металлов и синтетических компонентов. При анализе определялись содержания основных петрогенных компонентов, а также S, Cl, Ba, Sr. Пределы обнаружений элементов рассчитаны [Лаврентьев и др., 1974] по 2σ-критерию (мас. %): SiO₂ — 0.009; TiO₂ — 0.036; Al₂O₃ — 0.012; FeO — 0.019; MgO — 0.013; MnO — 0.022; CaO — 0.010; Na₂O — 0.020; K₂O — 0.010; BaO — 0.105; SrO — 0.019; P₂O₅ — 0.008; Cl — 0.011; SO₃ — 0.011 (ИГМ им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск).

Состав некоторых включений в биотитовых шонкинитах Рябинового массива определялся также с помощью сканирующего электронного микроскопа LEO1430VP, снабженного энергетическим спектрометром «OXFORD» [Рид, 2008]. Метод позволяет проводить полуколичественный химический анализ в микрообъеме и выяснять распределение разных элементов по площади сканирования. Для проведения полуколичественного химического анализа по эталонам использовалась программа INCA Energy300. Данный метод не нарушает целостность образца. Ускоряющее напряжение составляет 20 кВ, электронный пучок захватывает область исследуемого образца на глубину 2—5 мкм от поверхности.

Микроэлементный состав зерен клинопироксенов из биотитовых шонкинитов был установлен с помощью метода вторично-ионной масс-спектрометрии «Cameca IMS-4f» (Ярославский филиал физико-технического института).

Валовой анализ содержания летучих компонентов в силикатных, карбонатно-солевых и карбонатных расплавных включениях, присутствующих в клинопироксенах исследуемых пород, проводился с использованием хроматографической установки [Осоргин, 1990]. Этот анализ позволяет из одной порошкообразной пробы определять одновременно CO₂, H₂O, CH₄, H₂, N₂, CO, O₂, H₂S, SO₂. Для анализа отбиралась под бинокляром навеска в 100 мг чистых, не подвергнутых замещению зерен клинопироксена фракцией 0.25 мм, которые прогревались как ступенчато от 400, 600, 800 до 1000 °С, так и в один этап — сразу до 1000 °С в течение 10 мин.

Для гомогенизации включений в клинопироксенах биотитовых шонкинитов использовалась микротермокамера с силитовым нагревателем. Режим прогрева силикатных включений был следующим: включение нагревали до 750—780 °С, затем при повышении температуры на 50 °С делали пятиминутную выдержку. Точность определения температур составляла ±10—15 °С.

Все исследования и анализы, кроме определения микроэлементного состава зерен клинопироксенов, проводились на установках ИГМ им. В.С. Соболева СО РАН (г. Новосибирск).

ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ И ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ИССЛЕДУЕМЫХ ПОРОД

Биотитовые шонкиниты имеют темный серо-зеленый цвет, гипидиоморфно-зернистую структуру. Породы в основном представлены идиоморфными зернами клинопироксена, между которыми расположены лейсты биотита и неправильной формы зерна калиевого полевого шпата. Биотитовые шонкиниты содержат (об. %) до 56—51 клинопироксена, 25—30 железомagneзиальной слюды, 10—12 калиевого полевого шпата, 4—3 апатита, 2 магнетита, около 3—2 сфена + рутила.

Зерна *клинопироксена* представлены однородными и зональными вытянутыми призмами, реже сечениями неправильной формы размером от 0.2 до 3 мм. Однородные зерна имеют желтовато-зеленую и зеленую окраску. Цвет зональных зерен варьирует от насыщенно-зеленого по краям до светло-зеленого в центре. Зерна обычно разбиты трещинами, а также содержат хадаккристаллы (кристаллиты) железомagneзиальной слюды, апатита, полевого шпата, магнетита, рутила, сфена, альбита. *Железомagneзиальная слюда*, представленная преимущественно биотитом, отмечается в виде лейст прямоугольной, реже неправильной формы, размером от 0.05 до 2.5 мм. Цвет варьирует от светло-коричневого до бурого. Лейсты биотита иногда включают в себя мелкие неправильной формы зерна клинопироксена, а также округлой и неправильной формы зерна апатита и мелкие зерна магнетита, рутила, сфена. *Калиевый полевой шпат* в шлифе представлен бесцветными зернами неправильной формы размером от 0.1 до 1 мм. Некоторые зерна калиевых полевых шпатов замещаются буроватым агрегатом. *Апатит* встречается в виде бесцветных зерен прямоугольной, гексагональной (в поперечном сечении) и неправильной форм. Размер зерен варьирует от 0.05 до 0.7 мм. *Магнетит* представлен зернами неправильной формы размером до 0.5 мм. *Рутил* обнаружен как в виде мелких отдельных зерен неправильной, реже призматической формы, так и в виде их скоплений. Иногда мелкие зерна рутила группируются вокруг других минералов. Некоторые зерна рутила непрозрачны, а другие имеют красно-буроватый и буро-желтые цвета. *Сфен* представлен мелкими бесцветными, реже желтоватыми зернами неправильной формы размером до 0.06 мм.

Внешне **минетты** похожи на биотитовые шонкиниты. Они имеют темный серо-зеленый цвет, гипидиоморфно-зернистую структуру, но отличаются несколько большим количеством и размером неправильных зерен калиевого полевого шпата и меньшим количеством лейст биотита, расположенных между идиоморфными зернами клинопироксена. Минетты содержат (об. %) до 40 калиевого полевого шпата, 35—37 клинопироксена, 15—16 биотита, а также около 3 апатита, 3 магнетита, 1 рутила. *Клинопироксены* по форме, окраске и содержанию хадаккристаллов (кристаллитов) аналогичны клинопироксенам в биотитовых шонкинитах, но имеют более мелкие размеры от 0.1 до 2.5 мм. *Биотит* обнаружен в виде неправильных лейст, реже пластинок прямоугольной формы. Лейсты и пластинки имеют более мелкие размеры (0.05—0.7 мм), чем в шонкинитах. Цвет зерен варьирует от коричневого до темно-бурого. Зерна биотита, как и в биотитовых шонкинитах, иногда включают в себя мелкие хадаккристаллы клинопироксена, округлой и неправильной

Таблица 2. Химический (мас. %) и модальный (об. %) состав исследуемых пород Рябинового массива

Оксиды	Биотитовый шонкинит		Минетта
SiO ₂	43.44	44.36	49.41
TiO ₂	1.92	1.48	1.27
Al ₂ O ₃	5.48	5.49	11.67
Fe ₂ O ₃	15.46	16.35	10.81
MnO	0.2	0.2	0.18
MgO	10.64	11.15	6.18
CaO	14.24	12.57	9.47
Na ₂ O	1.57	1.8	1.84
K ₂ O	3.56	3.74	6.74
P ₂ O ₅	1.98	1.56	1.31
П.п.п.	1.47	1.24	1.09
Сумма	99.95	99.94	99.98
Модальный состав			
Cpx	56	51	37
Bt	25	30	16
Kfs	10	12	40
Mgt	2	2	3
Rt	2	2	1
Sf	1	—	—
Ap	4	3	3

Примечание. Cpx — клинопироксен; Bt — биотит; Kfs — калиевый полевой шпат; Ab — альбит; Mgt — магнетит; Rt — рутил; Sf — сфен; Ap — апатит. Определение химического состава петрогенных компонентов выполнено с помощью рентгенофлуоресцентного анализа (Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск). Аналитик Л.Д. Холодова.

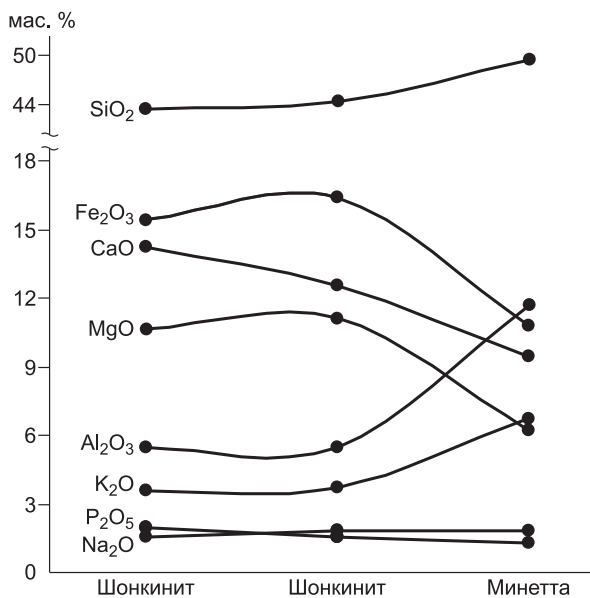


Рис. 2. Соотношения содержаний породообразующих оксидов в рассматриваемых породах.

формы зерна апатита, магнетита, рутила. Калиевый полевой шпат бесцветный, часто замещен агрегатом буроватого оттенка, представлен зернами в виде таблиц, реже имеет неправильную форму. В отличие от биотитовых шонкинитов калиевый полевой шпат здесь более крупный (до 3 мм) и содержит хадакриссталлы апатита, биотита, клинопироксена, магнетита, рутила. Зерна апатита, магнетита, рутила в минеттах по форме, окраске, размерам не отличаются от таковых в биотитовых шонкинитах.

Валовой химический состав (табл. 2) биотитовых шонкинитов заметно отличается от такового минетт более высокими содержаниями MgO (10.6 и 11.1 против 6.18 мас. %), CaO (14.2 и 12.6 против 9.5 мас. %) и более низкими количествами SiO₂ (43.4 и 44.4 против 49.4 мас. %), Al₂O₃ (5.5 против 11.7 мас. %) и щелочей (5.1 и 5.5 против 8.6 мас. %). Сходство и различия рассматриваемых пород показаны на вариационной диаграмме, отражающей в них соотношения породообразующих оксидов (см. рис. 2). Особо отметим, что одной из петрохимических особенностей шонкинитов и минетт Рябинового массива исследователи [Кочетков и др., 1989] отмечают постоянное присутствие CO₂. При пересчете валового состава на нормативный состав рассматриваемых пород отмечается кальцит: в биотитовых шонкинитах от 1 до 2.7—3, а в минеттах — до 1 мас. %.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ МИНЕРАЛОВ

Клинопироксены в биотитовых шонкинитах и минеттах по химическому составу являются достаточно близкими. Согласно международной классификации [Morimoto, 1989], они представлены эгирин-авгитом и диопсидом. Однако зерна диопсида заметно отличаются друг от друга по железистости и содержанию натрия, а также, как будет показано ниже, по микроэлементному составу. Поэтому мы считали более удобным рассматривать клинопироксены, исходя из классификации Н.Л. Добрецова и др. [1971]. Согласно этой классификации, группа диопсида включает как собственный диопсид, так и салит (рис. 3). Железистость диопсида отвечает 0.25, салита — 0.37—0.39, а в эгирин-авгите поднимается до 0.39—0.48. Наиболее железистыми являются хадакриссталлы эгирин-авгита в лейстах биотита. Их железистость составляет 0.57—0.58 (табл. 3, ан. 10, 14). С возрастанием железистости в минерале увеличивается количество Na. В зональных зернах клинопироксена ядра представлены диопсидом или салитом (см. табл. 3, ан. 1а и 5а соответственно), а края — салитом или чаще эгирин-авгитом (см. табл. 3, ан. 2б, 3б). В породах среди однородных клинопироксенов наиболее распространен эгирин-авгит.

Состав **железемагнезильной слюды** в основном отвечает составу биотита (табл. 4). Лишь только в одном случае в биотитовых шонкинитах отмечено зерно с магнезиальностью 0.68, которое, согласно [Дир и др., 1966], следует отнести к флогопиту (см. табл. 4, ан. 4). Зерна биотита из минетт имеют магнезиальность 0.55—0.56, а в шонкинитах — 0.56—0.66. Состав хадакриссталлов слюды в клинопироксенах из шонкинитов соответствуют составу флогопита и биотита, а в минеттах — только составу биотита. Хадакриссталлы флогопита содержат минимальные количества (ф.е.) Ti (0.04—0.12) и Al (1.62—1.86) (см. табл. 4, ан. 7, 11—12), а в биотите их концентрации возрастают: Ti до 0.07—0.22 и Al до 1.78—2.04 ф.е. Магнезиальность хадакриссталлов биотита варьирует от 0.65 до 0.58, а у хадакриссталлов флогопита — от 0.71 до 0.83.

Рис. 3. Расположение составов клинопироксенов (приведенные в формульных единицах) в рассматриваемых породах Рябинового массива на диаграмме соотношений Mg-Fe²⁺-Ca [Добрецов и др., 1971].

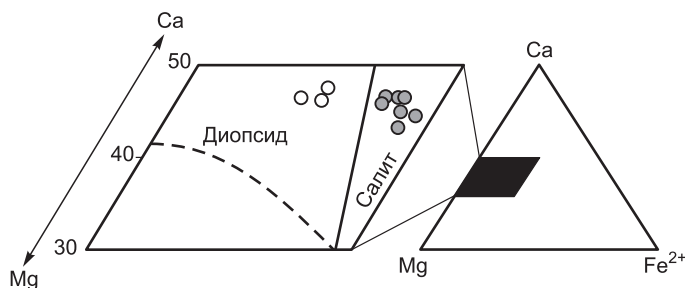


Таблица 3. Состав клинопироксенов в мас. % и в формульных единицах, рассчитанный на 6 атомов кислорода

Компонент	1а (3)	2б	3б	4 (2)	5а	6 (3)	7 (4)	8 (5)	9 (3)	10 (2)	11 (2)	12 (2)	13 (2)	14	15	16
SiO ₂	53.78	53.21	51.43	52.98	52.99	52.60	53.58	53.44	53.55	52.54	52.77	53.15	52.92	52.01	52.41	54.33
TiO ₂	0.59	0.33	0.13	0.65	0.39	0.31	0.25	0.31	0.17	0.28	0.40	0.09	0.34	0.32	0.12	0.17
Al ₂ O ₃	1.03	0.75	0.86	0.83	0.89	1.27	0.79	0.77	0.65	0.71	0.83	1.05	0.93	1.40	0.73	0.89
FeO	7.90	12.46	12.41	11.88	12.55	13.94	12.88	13.90	14.69	17.40	11.67	12.85	14.02	18.41	12.91	13.01
MnO	0.26	0.28	0.31	0.31	0.31	0.30	0.30	0.28	0.29	0.29	0.31	0.33	0.28	0.20	0.34	0.32
MgO	13.64	11.04	11.44	11.19	10.90	10.13	10.16	9.58	9.07	7.39	11.02	10.23	9.35	7.63	10.65	9.17
CaO	21.54	20.15	19.51	21.02	20.88	18.07	17.34	16.62	15.43	13.20	20.11	18.57	17.60	11.81	18.94	19.15
Na ₂ O	1.82	2.68	3.55	2.00	2.15	3.16	4.19	4.45	5.29	6.64	2.31	3.44	3.83	6.72	3.36	2.64
Сумма	100.61	100.90	99.63	100.85	101.06	99.77	99.54	99.41	99.21	98.56	99.49	99.77	99.29	99.27	99.56	99.78
Si	1.97	1.97	1.90	1.97	1.96	1.97	1.99	1.99	2.00	1.97	1.98	1.98	1.99	1.95	1.96	2.05
Al ^{IV}	0.03	0.03	0.10	0.03	0.04	0.03	0.01	0.01	0.01	0.03	0.02	0.02	0.01	0.05	0.04	0.00
Al ^{VI}	0.01	0.01	0.00	0.02	0.01	0.01	0.03	0.03	0.02	0.01	0.02	0.03	0.03	0.01	0.00	0.09
Ti	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.03	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00
Fe ³⁺	0.11	0.21	0.40	0.14	0.16	0.22	0.27	0.28	0.35	0.49	0.15	0.23	0.24	0.50	0.29	0.04
Fe ²⁺	0.13	0.18	0.00	0.23	0.22	0.22	0.13	0.15	0.11	0.06	0.22	0.17	0.20	0.07	0.11	0.37
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg	0.74	0.61	0.63	0.62	0.60	0.57	0.56	0.53	0.50	0.41	0.62	0.57	0.52	0.43	0.59	0.52
Ca	0.85	0.80	0.77	0.84	0.83	0.73	0.69	0.66	0.62	0.53	0.81	0.74	0.71	0.48	0.76	0.77
Na	0.13	0.19	0.25	0.14	0.15	0.23	0.30	0.32	0.38	0.48	0.17	0.25	0.28	0.49	0.24	0.19
Fe#	0.25	0.39	0.39	0.37	0.39	0.44	0.42	0.45	0.48	0.57	0.37	0.41	0.46	0.58	0.40	0.44

Примечание. Клинопироксены: 1—9, 11—13 — породообразующий минерал (а — центр, б — кайма зерна), 10, 14 — хадакристаллы клинопироксена в биотите, 15, 16 — дочерние фазы из включений в клинопироксене; 1а — диопсид, 2б, 4, 5а, 11, 16 — салит, 3б, 6—10, 12—15 — эгирин-авгит. Клинопироксены изучены в биотитовых шонкинитах (1—10, 15—16), минеттах (11—14). Средние значения составов клинопироксенов даны в зависимости от количества анализов, приведенных в скобках.

Табл. 3—7: анализы выполнены на рентгеноспектральном микроанализаторе Camebax-Micro (Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск). Аналитик Л.Н. Поспелова.

Состав **зерен полевых шпатов** из исследуемых пород соответствует составу ортоклаза (табл. 5, ан. 1—3). Среди хадакристаллов полевых шпатов в клинопироксенах отмечается как ортоклаз (см. табл. 5, ан. 4—8), так и альбит (ан. 9—11).

Состав **апатита** приведен в табл. 6. Исследования показали (ан. 8, 11), что в апатите ионы Ca²⁺ замещаются значительным количеством SrO (4.16—4.23 мас. %).

Сфен из биотитовых шонкинитов (табл. 6, ан. 7) кроме основных компонентов содержит также (мас. %) 0.23 SrO и 2.09 FeO. В сфене ионы Sr²⁺, вероятно, частично замещают ионы Ca²⁺, а Fe³⁺ входит в позиции Ti³⁺.

В **магнетите** исследуемых пород (см. табл. 6, ан. 1—2) низкие содержания железа компенсируются присутствием большего количества Ti³⁺, который в структуре магнетита обычно замещает Fe³⁺. Содержания TiO₂ в магнетите минетт составляют 1.68 мас. %, но в шонкинитах опускаются до 0.39 мас. %. Кроме того, в магнетите иногда отмечается незначительное количество Ca, Mg и Mn.

В **рутиле** биотитовых шонкинитов и минетт содержание TiO₂ варьирует от 97 до 99.7 мас. % (см. табл. 6, ан. 3—6). Низкие суммы некоторых исследуемых образцов, вероятно, можно связывать с присутствием в рутиле Nb, ионный радиус которого близок с ионным радиусом Ti⁶⁺. Это предположение подтверждается результатами исследования А.Я. Кочеткова и др. [1998], которые в золотосодержащих рудах Рябинового массива отметили ниобийсодержащий рутил (до 6 % Nb₂O₅). Содержание FeO в исследуемых образцах рутила колеблется от 0.4 до 0.7 мас. %.

Таблица 4.

**Составы биотита и флогопита в мас. % и в формульных единицах,
рассчитанные на 20 атомов кислорода**

Компонент	1 (2)	2 (3)	3 (2)	4	5 (2)	6 (2)	7	8 (2)	9 (2)	10 (2)	11 (2)	12 (2)	13	14	15	16	17
SiO ₂	37.93	38.87	37.78	40.46	36.34	39.33	38.28	40.82	37.94	37.34	42.75	40.67	38.51	38.32	35.64	38.09	41.01
TiO ₂	2.59	1.69	2.13	1.24	2.38	1.37	1.16	0.88	2.09	2.14	0.45	0.57	1.28	0.71	1.15	1.14	0.75
Al ₂ O ₃	12.42	10.95	11.35	11.44	11.82	11.10	11.21	11.23	12.65	12.54	10.49	11.86	12.11	12.16	11.78	11.84	11.69
FeO	20.00	15.67	16.72	14.31	19.47	18.13	14.98	15.76	17.38	19.63	8.51	12.68	17.02	17.60	15.65	15.18	14.45
MnO	0.39	0.40	0.41	0.38	0.36	0.30	0.30	0.32	0.31	0.38	0.25	0.34	0.45	0.31	0.31	0.32	0.26
MgO	14.21	16.83	16.15	17.25	13.84	14.53	20.03	16.39	15.69	15.10	22.47	19.53	15.90	15.75	17.12	15.29	18.18
CaO	0.02	0.02	0.01	0.14	0.02	2.16	0.23	1.63	0.23	0.07	0.11	0.17	0.12	0.12	0.55	0.58	1.58
Na ₂ O	0.17	0.14	0.16	0.12	0.15	0.41	0.13	0.49	0.09	0.14	0.06	0.12	0.16	0.07	0.12	0.22	0.17
K ₂ O	9.23	9.56	9.51	9.56	9.33	8.57	9.78	8.73	9.52	9.10	9.81	9.84	9.46	9.67	9.16	9.29	9.00
Сумма	97.22	94.16	94.22	94.89	93.72	96.16	96.13	96.63	96.09	96.49	94.89	95.77	95.00	94.70	91.80	92.00	99.24*
Si	5.19	5.38	5.27	5.49	5.17	5.18	5.19	5.49	5.19	5.14	5.62	5.43	5.31	5.32	6.13	6.46	6.52
Ti	0.27	0.17	0.23	0.13	0.25	0.23	0.12	0.09	0.22	0.22	0.04	0.06	0.13	0.07	0.15	0.15	0.09
Al	2.00	1.78	1.86	1.83	1.98	2.00	1.79	1.78	2.04	2.03	1.62	1.86	1.96	1.99	2.38	2.36	2.19
Fe	2.28	1.80	1.94	1.62	2.31	2.39	1.69	1.77	1.99	2.25	0.94	1.42	1.96	2.04	2.24	2.15	1.91
Mn	0.05	0.05	0.05	0.04	0.04	0.04	0.03	0.04	0.04	0.05	0.03	0.04	0.05	0.04	0.05	0.05	0.03
Mg	2.92	3.50	3.38	3.51	2.95	2.87	4.07	3.31	3.22	3.12	4.43	3.91	3.29	3.28	4.42	3.89	4.33
Ca	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.03	0.24	0.04	0.01	0.02	0.03	0.02	0.02	0.10	0.11	0.27
Na	0.05	0.04	0.04	0.03	0.04	0.05	0.03	0.13	0.03	0.04	0.02	0.03	0.04	0.02	0.04	0.07	0.05
K	1.61	1.69	1.70	1.66	1.70	1.73	1.69	1.50	1.66	1.60	1.65	1.68	1.67	1.71	2.01	2.01	1.83
Mg#	0.56	0.66	0.63	0.68	0.56	0.55	0.71	0.65	0.62	0.58	0.83	0.73	0.63	0.62	0.66	0.64	0.69

Примечание. Минерал: 1—3, 5, 6, 8—10, 13—16 — биотит; 4, 7, 11, 12, 17 — флогопит. Форма выделения: 1—6 — зерна; 7—14 — хадакриталлы в клинопироксене; 15—17 — дочерние фазы из включений в пироксене. Fe-Mg слюда изучена в биотитовых шонкинитах (1—4, 7—13, 15—17), минетгах (5, 6, 14). Средние значения составов Fe-Mg слюд даны в зависимости от количества анализов, приведенных в скобках.

* В сумме также учитывается 2.1 мас. % F.

Таблица 5.

**Состав калиевого полевого шпата и альбита в мас. % и в формульных единицах,
рассчитанный на 32 атома кислорода**

Компонент	1	2 (2)	3 (2)	4	5 (2)	6	7 (2)	8 (2)	9	10 (2)	11
SiO ₂	65.79	65.44	64.03	65.78	65.73	63.47	64.05	65.06	69.04	69.71	79.91
Al ₂ O ₃	18.78	18.34	18.74	18.38	18.92	19.76	18.07	18.26	19.50	19.19	19.33
CaO	0.06	0.01	0.07	0.06	0.11	0.20	0.08	0.08	0.12	0.14	0.18
Na ₂ O	0.94	1.15	0.54	0.16	0.42	2.33	0.61	0.34	11.33	11.76	11.30
K ₂ O	14.65	14.86	15.29	16.53	15.77	14.37	15.04	16.04	1.45	0.06	0.05
Сумма	100.22	99.79	98.65	100.91	100.94	100.13	97.84	99.77	101.44	100.85	101.50
Si	11.98	12.02	11.93	12.02	11.95	11.67	11.99	12.01	11.96	12.05	12.07
Al	4.02	3.96	4.11	3.95	4.05	4.27	3.98	3.96	3.97	3.90	3.93
Ca	0.01	0.00	0.01	0.01	0.02	0.04	0.02	0.01	0.02	0.02	0.03
Na	0.33	0.41	0.19	0.06	0.15	0.83	0.22	0.12	3.80	3.94	3.78
K	3.41	3.49	3.64	3.86	3.66	3.37	3.59	3.78	0.32	0.01	0.01

Примечание. Минералы: 1—8 — ортоклаз, 9—11 — альбит. Форма выделения: 1—3 — зерна, 4—11 — хадакриталлы в клинопироксене. Полевые шпаты изучены в биотитовых шонкинитах (1, 4—6, 11), минетгах (2, 3, 7—10). Средние значения составов полевых шпатов даны в зависимости от количества анализов, приведенных в скобках.

Таблица 6. Химический состав магнетита (1, 2), рутила (3—6), сфена (7), апатита (8—13), мас. %

Компонент	1 (2)	2 (2)	3 (3)	4 (3)	5	6	7 (6)	8 (5)	9 (3)	10 (5)	11	12 (3)	13 (3)
SiO ₂	0.28	0.01	0.12	0.16	0.04	0.16	30.23	0.15	0.12	0.18	0.06	0.09	0.45
TiO ₂	0.39	1.68	98.44	99.66	98.69	97.03	38.39	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	90.62	84.86	0.74	0.42	0.40	0.59	2.09	0.16	0.08	0.08	0.08	0.38	0.47
CaO	0.40	0.13	0.00	0.00	0.00	0.76	26.94	51.62	50.52	51.21	51.83	50.74	50.98
SrO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.23	4.16	—	—	4.23	—	—
P ₂ O ₅	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	41.50	41.73	41.57	42.50	41.72	41.45
Сумма	92.14*	86.69	99.30	100.25	99.13	98.54	98.59**	97.59	92.45	93.03	98.70	92.93	93.35

Примечание. Минералы изучены в биотитовых шонкинитах (1, 3, 4, 6—9, 11, 12) и минеттах (2, 5, 10, 13). Форма выделения: 8—10 — зерна; 1—5, 7, 11—13 — хадакристаллы в клинопироксене; 6 — дочерняя фаза из включения в клинопироксене. Средние значения составов минералов даны в зависимости от количества анализов, приведенных в скобках. Прочерк — элемент не определялся.

* В сумме также учитывается (мас. %) 0.16 MgO, 0.3 MnO.

**В сумме также учитывается (мас. %) 0.12 Na₂O, 0.6 Al₂O₃.

РАСПЛАВНЫЕ И ФЛЮИДНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В КЛИНОПИРОКСЕНАХ БИОТИТОВЫХ ШОНКИНИТОВ

Расплавные включения обнаружены как в однородных, так и зональных клинопироксенах биотитовых шонкинитов. Они встречаются редко, поодиночке, и отнесены к первичным. Включения раскристаллизованы, размер до 40 мкм, имеют неправильную форму, состоят из нескольких дочерних фаз. Среди последних установлены силикаты, карбонаты, щелочные хлориды и сульфаты. В зависимости от их количественных соотношений были выделены [Базарова и др., 1975] силикатно-карбонатные, силикатные, карбонатно-солевые и карбонатные включения. Силикатно-карбонатные включения присутствуют только в диопсиде, а остальные разновидности во всех клинопироксенах. В *силикатно-карбонатных* включениях присутствуют клинопироксен (см. табл. 3, ан. 16), вытянутые лейсты биотита или флогопита (см. табл. 4, ан. 16, 17), кальцит (содержит до 1.4 мас. % SrO), анкерит (мас. %: 9.5 FeO, 12.9 MgO, 30.4 CaO) и рутил (рис. 4, 5). В раскристаллизованных *силикатных* включениях дочерние фазы представлены клинопироксеном неправильной формы (см. табл. 3, ан. 15), лейстами биотита (см. табл. 4, ан. 15), альбитом (мас. %: 63 SiO₂, 22 Al₂O₃, 13.1 Na₂O) и рутилом (табл. 6, ан. 6) (рис. 6). Состав дочернего клинопироксена в силикатных и силикатно-карбонатных включениях отличается от состава клинопироксена-хозяина большей железистостью. *Карбонатно-солевые* состоят из кристаллов кальцита (содержат до 1.9 мас. % SrO), щелочных хлоридов (мас. %: 3.2 CaO, 24.9 Na₂O, 11.5 K₂O, 58 Cl), Sr,Ca-сульфатов (мас. %: 29.3 SrO, 48.2 CaO, 31.4 SO₃), сфена (рис. 7), газового пузырька, и окружаю-

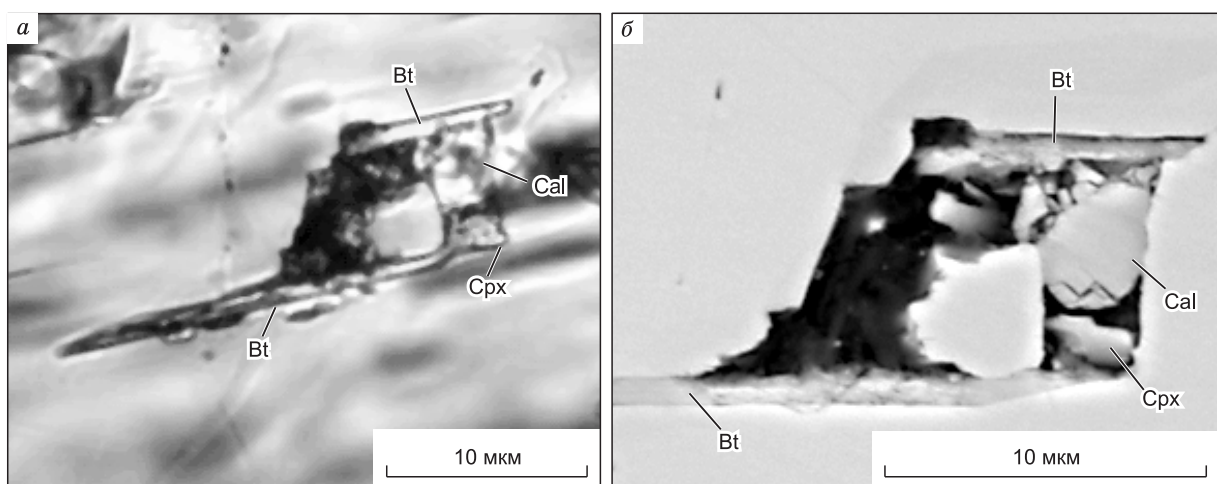


Рис. 4. Фрагмент силикатно-карбонатного включения в клинопироксене биотитовых шонкинитов:

Cal — кальцит; Cpx — клинопироксен; Bt — биотит. Изображение: а — в проходящем свете; б — во вторичных электронах.

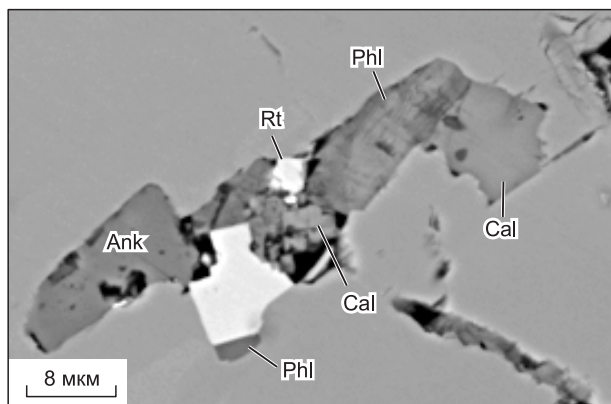


Рис. 5. Силикатно-карбонатное включение в клинопироксене биотитовых шонкинитов:

Ank — анкерит; Phl — флогопит; Rt — рутил. Изображение во вторичных электронах.

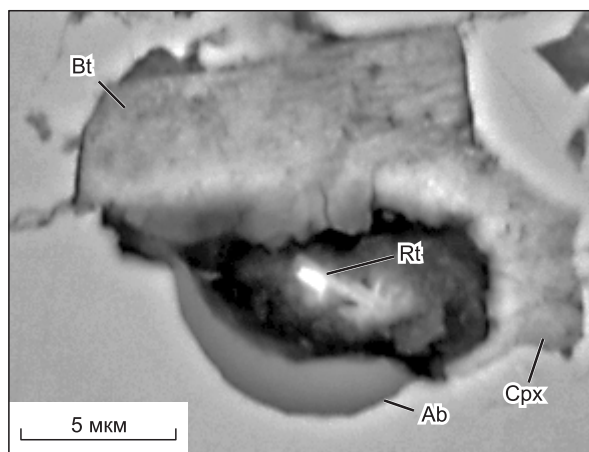


Рис. 6. Фрагмент силикатного включения в клинопироксене биотитовых шонкинитов:

Ab — альбит. Изображение во вторичных электронах.

щей его жидкой фазы (до 7—10 об. %). Подобные мультифазные сложные включения были ранее найдены В.В. Шарьгиным с соавторами [2011] в магнетитах из фоскоритов месторождения Люлекоп (щелочно-карбонатный комплекс Палабора, Южная Африка). Карбонатные включения представлены кальцитом (рис. 8) и, исходя из высоких содержаний CaO (74 мас. %), по-видимому, портландитом.

Полностью прогреть и прогомогенизировать удалось лишь одиночные раскристаллизованные *силикатные расплавные включения*, рядом с которыми отсутствовали трещины. При 750—780 °C наблюдалось потемнение включений, и их контуры становились более четкими. Далее при 900—1000 °C часть кристаллических фаз расплавлялась, появлялся газовый пузырек, включение резко просветлялось. При 1000—1010 °C происходило расплавление оставшихся дочерних фаз, а при 1120—1190 °C — гомогенизация газового пузырька в расплаве.

Предпринимались попытки прогреть карбонатно-солевые включения, но полностью их сгомогенизировать не удалось. При 230—300 °C начиналось растворение солевых фаз. При дальнейшем повышении температуры жидкая фаза увеличивалась в размере и приобретала округлые очертания, происходило уменьшение газового пузырька и при 420—510 °C гомогенизация последнего в жидкость. При 600—700 °C отмечалось интенсивное оплавление солевых фаз и включения взрывались.

При химическом анализе выяснилось, что состав прогретых *силикатных включений* в диопсиде биотитовых шонкинитов отвечает составу тефрита (табл. 7, ан. 1). В более поздних минералах — салите

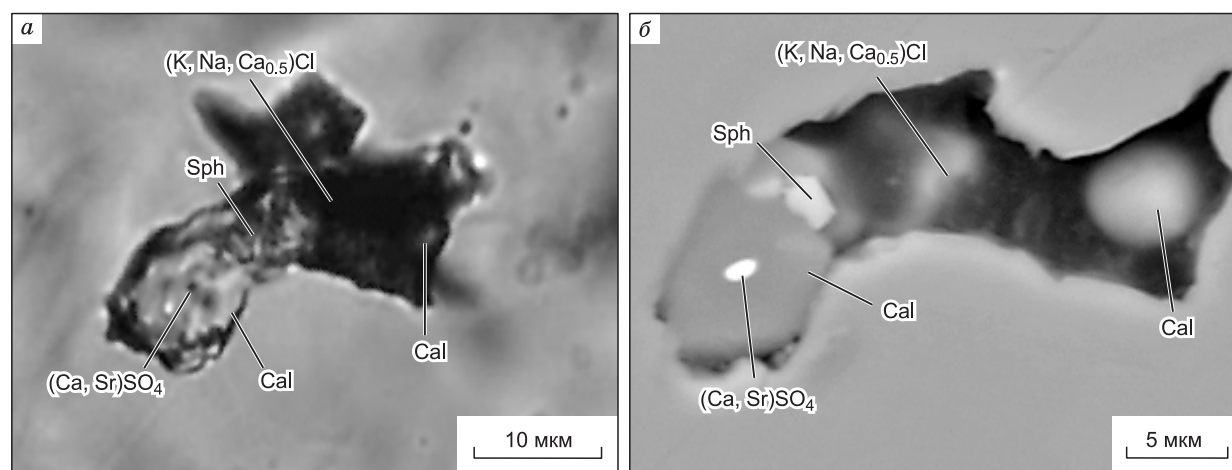
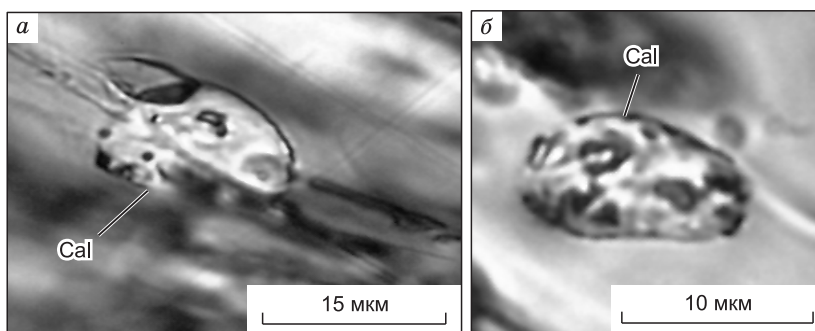


Рис. 7. Фрагмент карбонатно-солевого включения в клинопироксене биотитовых шонкинитов:

Sph — сфен. Изображение: *a* — в проходящем свете; *б* — во вторичных электронах.

Рис. 8. Карбонатные включения в биотитовом шонкинците:

Изображение в проходящем свете.



и эгирин-авгит — в законсервированных во включениях расплавах закономерно увеличиваются количества Si, Al, щелочей и уменьшаются Mg, Fe, Ca (см. табл. 7, ан. 2—4), т. е. состав эволюционирует в сторону мелафнолитов-щелочных трахитов. Это преобразование отчетливо демонстрирует вариационная диаграмма, построенная на основе кремнезема для биотитовых шонкинцитов и силикатных включений в клинопироксенах (рис. 9).

Флюидные включения приурочены либо к трещинам, либо располагаются бессистемно по всему зерну клинопироксена. Включения являются трехфазовыми газовой-жидкими с 1—3 и более бесцветными кристаллическими фазами разной формы: неправильной, квадратной, призматической. Форма включений округлая, неправильная, иногда вытянутая вдоль трещин. Размер включений варьирует от очень мелких до 20—30 мкм. Включения отнесены к вторичным. Температура их гомогенизации составляет 110—370 °С.

Хроматографическое исследование. С помощью хроматографического анализа было определено валовое содержание летучих компонентов в силикатных, карбонатно-солевых и карбонатных включениях, присутствующих в зернах клинопироксенов минетт и биотитовых шонкинцитов (табл. 8). Сорбированные флюиды и летучие компоненты из вторичных низкотемпературных газовой-жидких включений после прогрева клинопироксена до 400 °С были удалены при продувке гелием реактора. Было установ-

Таблица 7. Химический состав силикатных включений в клинопироксенах биотитовых шонкинцитов, мас. %

№	$T_{\text{гом.}}, ^\circ\text{C}$	Минерал-хозяин	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	SrO	P ₂ O ₅	Сумма
1	1180	Di	47.06	0.97	11.90	12.76	0.29	9.61	9.26	3.28	3.67	0.03	0.02	98.84
2	1150	Ае-Ауг	52.01	0.20	11.06	8.69	0.21	6.31	10.96	5.69	2.61	0.09	0.04	97.82
3	1190	Sal	56.17	0.14	14.25	5.24	0.15	4.66	8.70	4.00	4.56	0.00	0.01	97.87
4	Не прогретое	Ае-Ауг	58.6	0.05	16.08	0.82	0.06	1.16	7.63	9.91	0.6	0.39	0.00	95.30

Примечание. Di — диопсид; Sal — салит; Ае-Ауг — эгирин-авгит.

Таблица 8. Результаты хроматографического анализа силикатных, карбонатно-солевых и карбонатных включений в клинопироксенах исследуемых пород, мг/кг

Порода	$T, ^\circ\text{C}$	CO ₂	H ₂ O
Минетта	400	20	1200
	600	70	690
	800	140	450
	1000	390	660
Биотитовый шонкинцит	400	30	220
	600	230	80
	800	3400	360
	1000	800	1800
Минетта	1000*	780	3500
Биотитовый шонкинцит	1000*	3400	1800

Примечание. Анализы выполнены на хроматографической установке (Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск). Аналитик Л.Н. Фомина.

* Одноэтапный нагрев до 1000 °С.

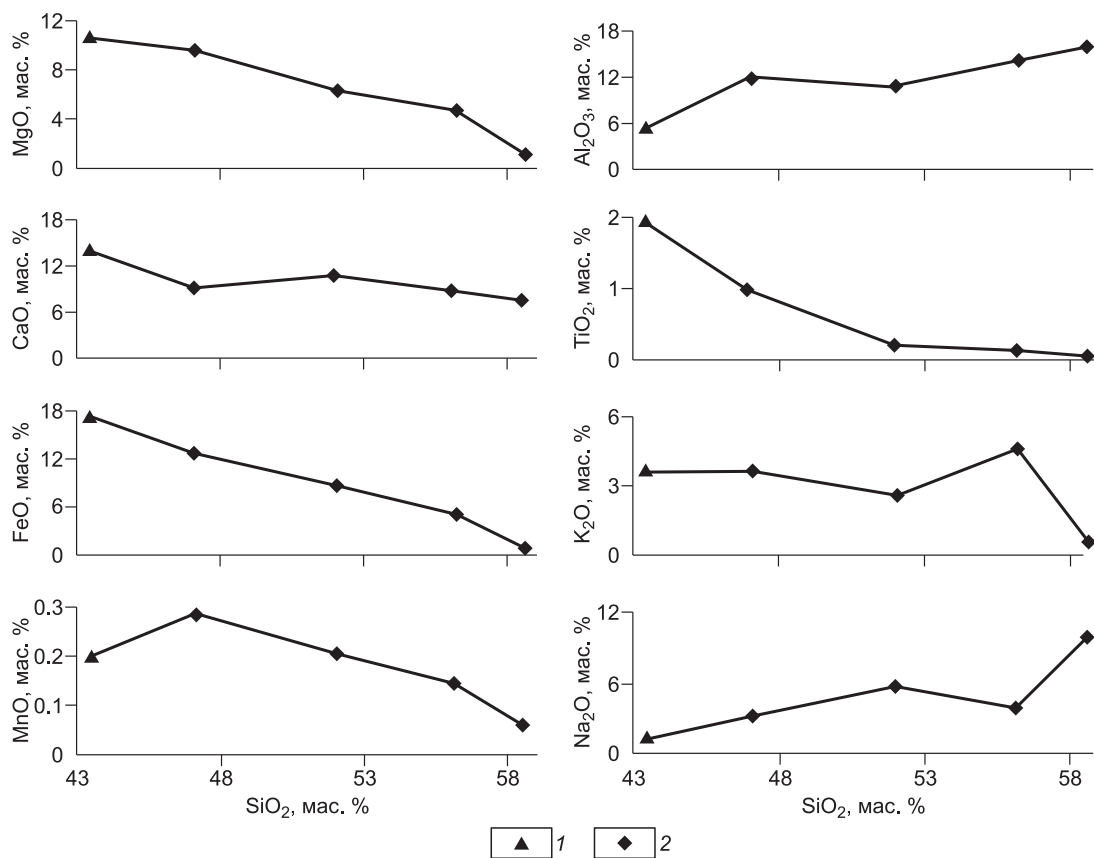


Рис. 9. Вариационная диаграмма на основе кремнезема для биотитовых шонкинитов и силикатных включений из клинопироксенов биотитовых шонкинитов.

1 — биотитовый шонкинит, 2 — включения в клинопироксене.

лено, что среди флюидов во включениях преобладают CO_2 и H_2O . При этом их содержание и поведение в породах было различным. При ступенчатом нагреве от 400 до 1000 °C количество CO_2 в минеттах возрастало соответственно от 20 до 390 мг/кг CO_2 . В шонкинитах CO_2 было гораздо больше, чем в минеттах: при том же ступенчатом нагреве оно отвечало соответственно от 30 до 800 мг/кг CO_2 . При этом пик возрастания CO_2 (3400 мг/кг) приходился на 800 °C, т. е. на температуру разложения карбонатов. При одноэтапном нагреве до 1000 °C количество CO_2 в минеттах было в 4 раза меньше (780 мг/кг), чем в шонкинитах (3400 мг/кг). Вместе с тем H_2O в минеттах отмечалось больше, чем в шонкинитах. При этом в минеттах самое большое количество воды (1200 мг/кг) выделилось при 400 °C, а в шонкинитах — при 1000 °C и составляло 1800 мг/кг. При нагреве сразу до 1000 °C наибольшее содержание воды в минеттах составляло 3500 мг/кг, а в шонкинитах 1800 мг/кг.

ГЕОХИМИЯ ПОРОД И КЛИНОПИРОКСЕНОВ

С помощью метода ICP-MS было установлено, что исследуемые породы значительно обогащены малыми элементами (табл. 9, ан. 1—3). Так, обогащение LILE у них превышает мантийный уровень на 2—2.5 порядка. Самые высокие содержания LILE отмечены в минеттах, более низкие значения имеют биотитовые шонкиниты. Содержания Th, U и La, Ce, Sr во всех породах превышают мантийные значения примерно на 2 порядка, Sm, Eu, Gd — на 1.5 порядка, Hf, Zr, Nb, HREE — примерно на порядок, а Y, Er, Yb, Lu лишь незначительно выше мантийных значений.

На спайдер-диаграмме с нормированием элементов по примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989] кривые исследуемых пород имеют отрицательный наклон и одинаковую конфигурацию, при этом HFSE шонкинитов занимают более высокие положения, чем минетты (рис. 10). Характерно, что концентрации несовместимых элементов в породах существенно превосходят мантийные значения. На всех мультиэлементных спектрах отмечаются глубокие отрицательные Nb, Hf, Zr, Ti аномалии и небольшая положительная Sr аномалия.

Таблица 9.

**Микроэлементный состав пород Рябинового массива и содержащихся
в биотитовых шонкинитах зерен клинопироксена**

Элемент, г/т	Биотитовый шонкинит*		Минетта*	Di**	Sal**	Ae-Aug**
	1	2	3	4	5	6
Ti	10943	8072	7 089	2246.2	2556.2	2916
V	381	375	263	523.7	331.1	384.4
K	35600	37400	67400	66.1	1252.1	38.2
Rb	140.2	170	234	21	21.0	16.2
Sr	2590.9	2598.7	2 110	1231.6	1869.4	2021.2
Ba	679.0	1192.9	1 680	1.3	36.5	0.4
Nb	6.0	11.6	6.3	0.2	0.3	0.2
Cs	5.7	7.4	9.6	—	—	—
Ta	0.2	0.4	4.7	0.1	0.4	0.4
Zr	132.7	112.8	122	330.3	113.9	117.7
Hf	3.6	3.6	3.7	4.6	2.9	3.1
Y	36	33.9	26	7.2	19.9	17.5
La	84.7	63.6	56	2.5	7.4	9.2
Ce	165.7	121	108	7	24.1	30.7
Pr	21.0	15.7	13.9	—	—	—
Nd	85.8	63.1	55	5	22.2	25
Sm	16.4	12.8	10.0	1.2	6.4	6.9
Eu	4.4	3.4	2.7	0.4	1.9	2
Gd	13.9	11.1	9.4	1.2	5.3	5.9
Tb	1.7	1.4	1.11	—	—	—
Dy	8.0	6.7	5.3	1	4.1	4.2
Ho	1.4	1.3	0.95	—	—	—
Er	3.2	3.3	2.4	1	2.5	2.2
Tm	0.4	0.4	0.35	—	—	—
Yb	2.6	2.4	1.94	3.1	2.8	3.1
Lu	0.3	0.3	0.24	—	—	—
Th	6.5	9.5	10.4	0.1	0.1	2
U	1.3	1.1	1.96	0	0.1	1.8
Ti/V	28.72	21.52	26.95	4.00	6.00	7.00
La/Nb	14.10	5.50	8.90	12.00	24.70	46.00
Eu/Eu*	0.86	0.85	0.83	1.00	0.96	0.93

Примечание. Di — диопсид; Sal — салит; Ae-Aug — эгирин-авгит.

* Определение выполнено методом ICP-MS (Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск).

** Определение выполнено методом вторично-ионной масс-спектрометрии на ионном микрозонде Cameca IMS-4f (Ярославский филиал физико-технического института, г. Ярославль). Прочерк — элемент не определялся.

Состав *клинопироксена* в биотитовых шонкинитах существенно обогащен редкими и рассеянными элементами, кроме Ba и Nb (см. табл. 9, ан. 4—6, рис. 11). Примечательно, что в диопсиде концентрации Hf и Zr выше, а остальных микроэлементов — ниже, чем в салите и эгирин-авгите. Мультиэлементные спектры, нормированные по примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989], у эгирин-авгита и салита имеют одинаковую конфигурацию и незначительно различаются лишь по значениям Ba, Th, U. Однако они заметно отличаются от спектра диопсида, который почти всегда (помимо Zr, Hf) занимает самое низкое положение (см. рис. 11). Наиболее высокие содержания Th, U отмечены в эгирин-авгите. Для всех спектров характерны отрицательные аномалии Ba, Nb и положительные аномалии Sr, Ti, Yb.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Проведенные исследования позволили сделать следующие выводы:

1. Дайки биотитовых шонкинитов и минетт являются генетически родственными: они образовались из единого исходного расплава в процессе его эволюции. Об этом свидетельствуют многие факто-

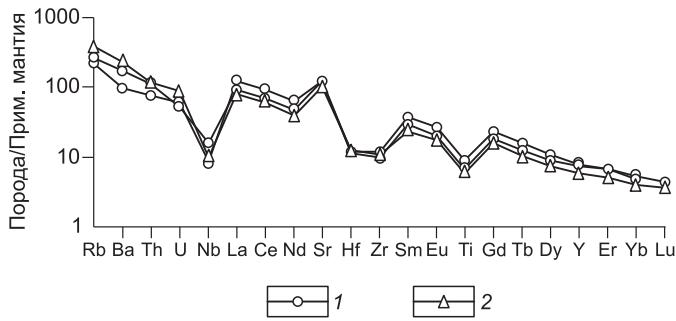


Рис. 10. Спайдер-диаграмма соотношений микроэлементов, нормированных к примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989], для составов исследуемых пород.

1 — биотитовые шонкиниты, 2 — минетты.

ры. Так, рассматриваемые породы пространственно совмещены и имеют близкие минеральные составы и структуры: биотитовые шонкиниты и минетты отличаются лишь соотношениями одноклассных породообразующих минералов и размером их зерен. При переходе от биотитовых шонкинитов к минеттам увеличиваются содержания калиевого полевого шпата и уменьшаются содержания клинопироксена, биотита. В том же направлении в химическом составе пород отмечается закономерное увеличение содержания кремнезема (от 43.44 до 49.41 мас. % SiO_2), глинозема (от 5.48 до 11.67 мас. % Al_2O_3), щелочей (от 5.13 до 8.58 мас. % $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$), и уменьшение количеств кальция (от 14.24 до 9.47 мас. % CaO), магния (от 11.15 до 6.18 мас. % MgO), т.е. прослеживается закономерная эволюция единого расплава, характерная для процессов дифференциации и фракционирования минералов по схеме Боуэна.

О кристаллизации биотитовых шонкинитов и минетт из единой магмы также свидетельствуют схожие химические составы и эволюция слагающих их минералов. Так, состав *клинопироксена* в рассматриваемых породах изменяется от диопсида к салиту и далее к эгирин-авгиту. Наиболее натровыми и железистыми разностями являются составы хадаккристаллов эгирин-авгита в зернах железомagneзиальной слюды. Это можно объяснить тем, что образование хадаккристаллов происходило на завершающей стадии кристаллизации зерен клинопироксена из достаточно отдифференцированного расплава, на стадии кристаллизации зерен биотита. Состав зерен железомagneзиальной *слюды* в шонкинитах соответствует флогопиту и биотиту, в минеттах — только биотиту, что также характерно для расплава на поздней стадии эволюции. Породообразующие зерна *полевых шпатов* в биотитовых шонкинитах и минеттах представлены калиевым полевым шпатом, а хадаккристаллы в клинопироксенах соответствуют как калиевым полевым шпатам, так и альбитам. Можно предположить, что на ранних этапах кристаллизации пород в расплаве присутствовали калий и натрий в сопоставимых количествах, а на более поздних стадиях в расплаве преобладал калий.

2. По-видимому, на ранней стадии кристаллизации диопсида в биотитовых шонкинитах карбонатно-силикатный расплав распался на силикатные, карбонатно-солевые и карбонатные фракции. Об этом свидетельствует присутствие в пироксенах биотитовых шонкинитов первичных включений подобного состава. Силикатные расплавные включения в диопсиде биотитовых шонкинитов имели щелочно-базитовый состав и гомогенизировались при 1120—1190 °С. Несколько более высокие (1240—1200 °С) температуры были получены на Рябиновом массиве при гомогенизации силикатных включений в пироксенах щелочных пикритов [Шарыгин, 1993] и более низкие (1080—1180 °С) — в клинопироксенах биотит-пироксенового шонкинита Дежневского массива [Базарова, Костюк, 1975]. Надо полагать, что на Рябиновом массиве разделение карбонатно-силикатного расплава на несмешиваемые силикатные, карбонатно-солевые и карбонатные фракции произошло при температурах, заведомо превышающих 1190 °С. Исходя из низких (600—700 °С) температур разгерметизации карбонатно-солевых и карбонатных включений при нагревании, давление в магматической камере было очень высоким.

Первичные расплавные включения с силикатно-карбонатно-солевой несмесимостью были ранее обнаружены в минералах многих пород [Наумов и др., 1988; Kogarko et

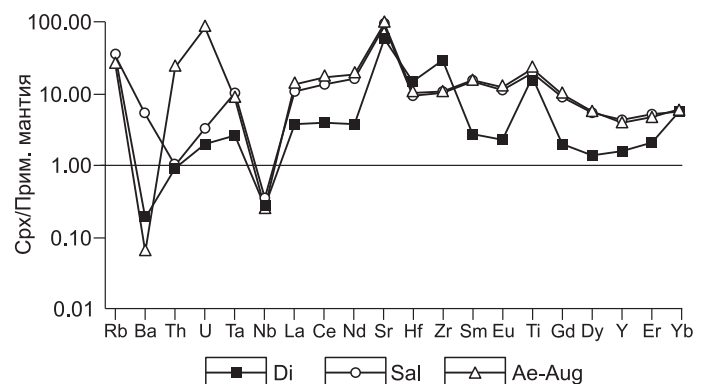


Рис. 11. Спайдер-диаграмма соотношения микроэлементов, нормированных к примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989], для составов клинопироксенов из биотитовых шонкинитов.

Di — диопсид, Sal — салит, Ae-Aug — эгирин-авгит.

al., 1995; Соловова и др., 1996; Андреева и др., 1998; Solovova, Girniz, 2012], в том числе и на Алданском щите в мелилит-монтчеллит-оливиновых породах щелочного Маломурунского массива [Панина, Усольцева, 1999, 2000]. В обзорной статье о жидкостной несмесимости глубинных магм [Панина, Моторина, 2008] было показано, что расслоение расплава на несмешиваемые фракции сопровождается перераспределением элементов: большая часть летучих совместно с Са уходит в карбонатно-солевой расплав, а силикатный расплав обедняется этими компонентами и становится богаче кремнием. Пространственно отделившиеся от силикатной материнской магмы карбонатно-солевые расплавы обогащены Са, щелочами, CO_2 , S, F, Cl, P, H_2O и представляют собой карбонатитовые расплавы. При понижении температуры и давления в неравновесных условиях они становятся неоднородными и снова распадаются на несмешиваемые фракции — щелочно-сульфатную, щелочно-фторидную, щелочно-хлоридную, щелочно-фосфатную и существенно кальциевую карбонатную (рис. 12). Подобный тип несмесимости отмечался и при наших исследованиях. Наличие отделившейся карбонатной фракции подтверждается присутствием кальцитовых карбонатитовых жил в некке калиевых пикритовидов в северо-восточной части Рябинового массива [Кочетков, 2006 б].

3. Хроматографическое исследование подтверждает присутствие в магматической камере при кристаллизации клинопироксенов биотитовых шонкинитов, наряду с силикатным, также и карбонатитового расплава. Об этом говорят высокие содержания (мг/кг) CO_2 (3100—3400) и H_2O (1800—2500) при одноэтапном нагреве до 1000 °С клинопироксенов шонкинитов. Причем при ступенчатом нагреве наибольшее количество CO_2 (3400 мг/кг) приходилось на 800 °С — температуру разложения карбонатов. Поскольку в минеттах при одноэтапном нагреве клинопироксенов до 1000 °С преобладает H_2O (3500 мг/кг) и в меньшем количестве CO_2 (780 мг/кг), то можно предположить, что при формировании минетт силикатный расплав уже был пространственно разобщен с карбонатитовым расплавом.

4. Геохимические исследования показали, что изучаемые породы Рябинового массива и содержащиеся в биотитовых шонкинитах зерна клинопироксена по сравнению с примитивной мантией обогащены микроэлементами на 1—2 порядка. Характер распределения элементов-примесей в породах, нормированных по примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989], одинаков (см. рис. 10). При этом биотитовые шонкиниты и минетты имеют сопоставимые содержания малых элементов. Это еще раз подтверждает генетическое родство рассматриваемых пород. Относительные содержания Eu в биотитовых шонкинитах и минеттах близки к хондритовым: Eu/Eu^* соответственно равны 0.862—0.846 и 0.833 (см. табл. 9). В клинопироксенах биотитовых шонкинитов эти значения более высокие и близки к единице: в эгирин-авгите — 0.929, салите — 0.963, а в диопсиде даже достигают 1.002. Близкие к хондритам отношения Eu/Eu^* говорят о том, что биотитовые шонкиниты и минетты кристаллизовались из мантийной магмы. Некоторая деплетированность HREE относительно LREE в изучаемых породах и в клинопироксенах может свидетельствовать о том, что источник магмы для биотитовых шонкинитов и минетт Рябинового массива, по-видимому, располагался в мантии, на глубинах существования гранат-шпинелевых ассоциаций.

Отрицательные аномалии Nb, Ti на спектрах пород и клинопироксенов можно связывать с вовлечением в магматический процесс корового материала, возможно, в зоне субдукции. Об участии корового материала также свидетельствуют высокие (существенно выше 5) La/Nb отношения в породах и особенно

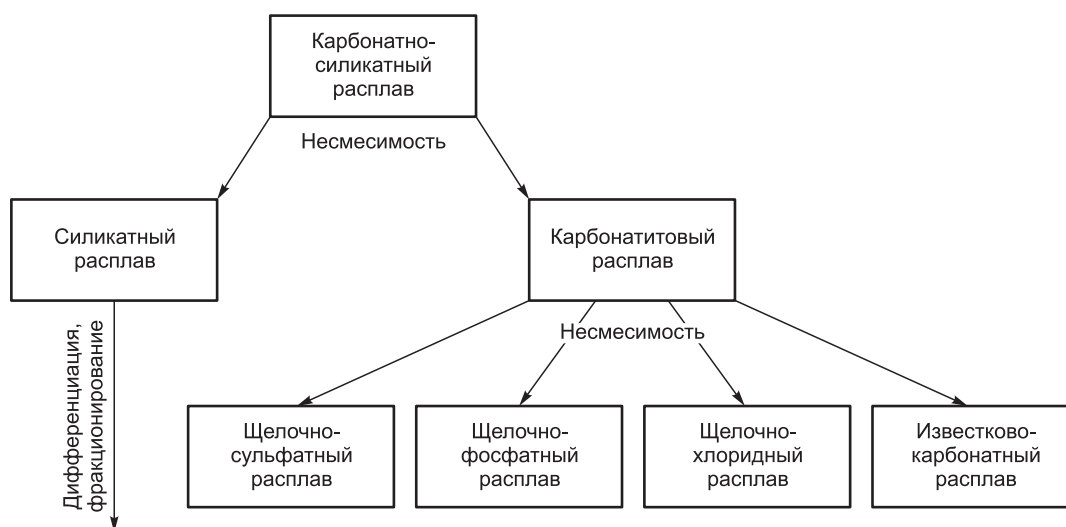


Рис. 12. Эволюция карбонатно-силикатного расплава [Панина, Моторина, 2008].

в клинопироксенах биотитовых шонкинитов, которые достигают максимальных значений на стадии кристаллизации эгирин-авгита (46 против 24.7 в салите и 12 в диопсиде) [Barth et al., 2000]. Ранее [Еремеев и др., 1992] на основании результатов изотопно-геохимических исследований был также сделан вывод, что мантийные магмы, сформировавшие в мезозойское время Рябиновый массив, были обогащены веществом субдуцированной коры. По-видимому, кристаллизация клинопироксенов в биотитовых шонкинитах происходила в окислительной обстановке, что подтверждается невысокими (4—7) отношениями Ti/V в диопсиде, салите и эгирин-авгите (см. табл. 9) [Скляров и др., 2001], а также присутствием в клинопироксенах щелочно-сульфатных включений. Окисленное состояние позднемагматических расплавов, по мнению некоторых исследователей [Коваленкер и др., 1996], является одной из причин приуроченности золотого оруденения к щелочным породам, генетически связанным с мантийным резервуаром.

5. Обнаруженные в клинопироксенах биотитовых шонкинитов карбонатно-солевые включения, обогащенные щелочными хлоридами и Ca-Sr сульфатами, свидетельствуют о наличии на магматическом этапе формирования массива несмесимых с силикатной магмой щелочно-хлоридных и сульфатно-карбонатных расплавов. Поскольку на Рябиновом массиве золотое оруденение обычно связывают с низкотемпературными высокоплотными сульфатно-хлоридными и сульфатно-карбонатными флюидами [Наумов и др., 1995, Borisenko et al., 2010], можно допустить, что транспортерами золота на ранних этапах мезозойского магматизма могли быть глубинные высокобарические щелочно-хлоридные и сульфатные карбонатитовые расплавы. А.С. Борисенко с соавторами [2011] также считают, что высокая экстракционная способность сульфатно-хлоридных, сульфатно-карбонатных, сульфатно-фторидных флюидов обеспечивает вынос из расплава рудных элементов.

К подобной точке зрения пришли А.А. Боровиков с соавторами [2012]. Они в кварце рудных жил Рябинового массива обнаружили многофазовые высококонцентрированные флюидные включения в которых дочерние фазы были представлены преимущественно сульфатами, а также хлоридами. Методом LA-ICP-MS, в составе включений были установлены Ba, Pb, Rb, Sr, Zn, As, Mo, Ag, Cs, W, U, Au, Bi. Авторы считают, что высокометаллоносные сульфатные флюиды-растворы, которые принимали участие в формировании руд Рябинового месторождения, возникли в результате дальнейшей эволюции магматических силикатно-солевых расплавов и солевых расплавов-рассолов, обособлявшихся от щелочных магм Рябинового массива.

О повышенном давлении в момент отделения карбонатитовых расплавов можно судить, исходя из повсеместной разгерметизации карбонатно-солевых включений в клинопироксенах при нагревании выше 600—700 °С. Косвенным подтверждением является высокое (до 6.6—7 кбар) давление углекислотно-водных флюидов, законсервированных в кварце золотоносных жил [Наумов и др., 1995; Коваленкер и др., 1996], которое было рассчитано по температуре гомогенизации (от –8.1 до +6.2 °С) и плотности углекислотно-водных включений. Такое давление можно связывать с поступлением флюидов из глубинных участков земной коры.

ЛИТЕРАТУРА

Андреева И.А., Наумов В.Б., Коваленко В.И., Кононкова Н.Н. Фторидно-сульфатные и хлоридно-сульфатные солевые расплавы карбонатитосодержащего комплекса Мушугай-Худук, Южная Монголия // Петрология, 1998, т. 6, № 3, с. 307—315.

Базарова Т.Ю., Костюк В.П. О природе псевдолейцитовых шонкинитов Дежневского массива // Минералогия эндогенных образований (Тр. Зап.-Сиб. отд. ВМО. Вып. 2). Новосибирск, Зап.-Сиб. кн. изд-во, 1975, с. 151—154.

Базарова Т.Ю., Бакуменко И.Т., Костюк В.П., Панина Л.И., Соболев В.С., Чепуров А.И. Магматогенная кристаллизация по данным изучения включений расплавов. Новосибирск, Наука, 1975, 232 с.

Билибин Ю.А. Петрография Алдана. Послеюрские интрузии Алданского региона. Избранные труды. М., АН СССР, 1958, т. 1, 431 с.

Богатиков О.А., Рябчиков И.Д., Кононова В.А., Махоткин И.Л., Новгородова М.И., Соловова И.П., Галускин Е.В., Ганеев И.И., Гирнис А.В., Еремеев Н.В., Когарко Л.Н., Кудрявцева Г.П., Михайличенко О.А., Наумов В.Б., Сапожникова Е.Н. Лампроиты. М., Наука, 1991, 301 с.

Борисенко А.С., Боровиков А.А., Васюкова Е.А., Павлова Г.Г., Рагозин А.Л., Прокопьев И.Р., Владыкин Н.В. Окисленные магматогенные флюиды, их металлоносность и роль в рудообразовании // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (1), с. 182—206.

Боровиков А.А., Дашкевич Е.Г., Борисенко А.С., Гаськов И.В., Наумов В.Б. Металлоносные магматические флюиды Рябинового щелочного массива (Центральный Алдан) // Материалы XV Всероссийской конференции по термобарогеохимии. М., ИГЕМ РАН, 2012, с. 19—20.

Дир У.А., Хаун Р.А., Дж. Зусман. Породообразующие минералы. М., Мир, 1966, т. 3, 316 с.

Добрецов Н.Л., Кочкин Ю.Н., Кривенко А.П., Кутолин В.А. Породообразующие пироксены. М., Наука, 1971, 451 с.

Еремеев Н.В., Журавлев Д.З., Кононова В.А., Первов В.А., Крамм У. Об источнике вещества и возрасте калиевых пород Рябиновского массива (Центральный Алдан) // Геохимия, 1992, № 11, с. 1482—1492.

Ким А.А. Минералого-геохимические особенности оруденения одного из щелочных массивов Центрального Алдана // Минералого-геохимические особенности рудных месторождений Восточной и Южной Якутии. Якутск, ЯФ СО АН СССР, 1981, с. 93—108.

Коваленкер В.А., Мызников И.К., Кочетков А.Я., Наумов В.Б. Платиноносное золото-сульфидное оруденение Рябинового щелочного массива (Центральный Алдан, Россия) // Геология рудных месторождений, 1996, т. 38, № 4, с. 345—356.

Костюк В.П., Панина Л.И., Жидков А.Я., Орлова М.П., Базарова Т.Ю. Калиевый щелочной магматизм Байкало-Становой рифтогенной системы. Новосибирск, Наука, 1990, 234 с.

Кочетков А.Я. Молибден-медно-золотопорфировое месторождение Рябиновое // Отечественная геология, 1993, № 7, с. 50—58.

Кочетков А.Я. Рудоносность щелочных массивов Алданского щита. Рябиновское медно-золото-порфировое месторождение // Тихоокеанская геология, 2006 а, т. 25, № 1, с. 62—73.

Кочетков А.Я. Мезозойские золотоносные рудно-магматические системы Центрального Алдана // Геология и геофизика, 2006 б, т. 47 (7), с. 850—864.

Кочетков А.Я., Лазебник К.А. Щелочные ультрабазиты и базиты Якокутского массива (Центральный Алдан) // Геохимия и минералогия базальтов и ультрабазитов Сибирской платформы. Якутск, ЯФ СО АН СССР, 1984, с. 62—82.

Кочетков А.Я., Максимов Е.П., Пахомов В.Н. Мезозойский магматизм золоторудных узлов Центрального Алдана // Магматизм, метасоматизм и литология рудных узлов Восточной и Южной Якутии. Якутск, 1981, с. 22—35.

Кочетков А.Я., Пахомов В.Н., Попов А.Б. Магматизм и метасоматизм Рябиновского рудоносного щелочного массива (Центральный Алдан) // Магматизм медно-молибденовых рудных узлов (Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР. Вып. 747). Новосибирск, Наука, 1989, с. 79—109.

Кочетков А.Я., Аношин Г.Н., Коваленкер В.А., Мызников И.К. Новые данные о платиноносности мезозойских щелочных комплексов Центрального Алдана // ДАН, 1998, т. 363, № 3, с. 383—385.

Лаврентьев Ю.Г., Поспелова Л.Н., Соболев Н.В., Маликов Ю.И. Определение состава породообразующих минералов методом рентгеноспектрального микроанализа с электронным зондом // Заводская лаборатория, 1974, т. 40, № 6, с. 657—661.

Максимов Е.П., Угрюмов А.Н. Мезозойские магматические формации Алданского щита // Советская геология, 1971, № 7, с. 108—119.

Махоткин И.Л., Аракелянц М.М., Владыкин Н.В. О возрасте лампроитов Алданской провинции // Докл. АН СССР, 1989, т. 306, № 3, с. 703—707.

Наумов В.Б., Соловова И.П., Коваленко В.И., Малов В.С., Турков В.А., Самойлов В.С. Природные фосфатно-сульфатные расплавы // Докл. АН СССР, 1988, т. 300, № 3, с. 672—675.

Наумов В.Б., Коваленкер В.А., Мызников И.К., Салазкин А.Н., Миронова О.Ф., Савельева Н.И. Высокобарические флюиды гидротермальных жил Рябиновского щелочного массива (Центральный Алдан) // ДАН, 1995, т. 343, № 1, с. 99—102.

Осоргин Н.Ю. Хроматографический анализ газовой фазы в минералах (методика, аппаратура, метрология). Новосибирск, 1990, 32 с. (Препринт / ИГиГ СО АН СССР; № 11).

Панина Л.И., Усольцева Л.М. Щелочные высококальциевые сульфатно-карбонатные включения в мелилит-монтичеллит-оливиновых породах Маломурунского щелочного массива (Алдан) // Петрология, 1999, т. 7, № 6, с. 653—669.

Панина Л.И., Усольцева Л.М. Роль жидкостной несмесимости в образовании кальцитовых карбонатитов Маломурунского массива (Алдан) // Геология и геофизика, 2000, т. 41 (5), с. 655—670.

Панина Л.И., Моторина И.В. Жидкостная несмесимость глубинных магм и зарождение карбонатитовых расплавы // Геохимия, 2008, № 5, с. 487—504.

Рид С.Дж.Б. Электронно-зондовый микроанализ и растровая электронная микроскопия в геологии. М., Техносфера, 2008, 232 с.

Склярков Е.В., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Иванов А.В., Летникова Е.Ф., Мионов А.Г., Бараш И.Г., Буланов В.А., Сизых А.И. Интерпретация геохимических данных. М., Интермет инжиниринг, 2001, 287 с.

Соловова И.П., Гирнис А.В., Рябчиков И.Д. Включения карбонатных и силикатных расплавов в минералах щелочных базальтоидов Восточного Памира // Петрология, 1996, т. 4, № 4, с. 339—363.

Шарыгин В.В. Калиевые щелочные пикриты массива Рябиновый (Центральный Алдан) // Геология и геофизика, 1993, т. 34 (4), с. 60—70.

Шарыгин В.В., Житова Л.М., Нигматулина Е.Н. Файрчильдит $K_2Ca(CO_3)_2$ в фоскоритах Палаборы, Южная Африка: первая находка в щелочно-карбонатитовых комплексах // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (2), с. 261—275.

Barth M.G., McDonough W.F., Rudnick R.L. Tracking the budget of Nb and Ta in the continental crust // Chem. Geology, 2000, v. 165, p. 197—214.

Borisenko A.S., Borovikov A.A., Vasyukova E.A., Pavlova G.G., Palessky S.V. Fluid regime of lamprophyre dikes formation, SE Altai and NW Mongolia // Abstract ACROFI-III and TBG-XIV, Novosibirsk, Publishing House of SB RAS, 2010, p. 34—35.

Kogarko L.N., Henderson C.M.B., Pacheco H. Primary Ca-rich carbonatite magma and carbonate-silicate-sulphide liquid immiscibility in the upper mantle // Contr. Miner. Petrol., 1995, v. 121, № 3, p. 267—274.

Morimoto Nobuo. Nomenclature of pyroxenes // Canad. Miner., 1989, v. 27, p. 143—156.

Solovova I.P., Girnits A.V. Silicate-carbonate liquid immiscibility and crystallization of carbonate and K-rich basaltic magma: insights from melt and fluid inclusions // Miner. Mag., 2012, v. 76 (2), p. 411—439.

Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in Ocean Basins. Geol. Soc. Spec. Publ., London, 1989, p. 313—345.

*Рекомендована к печати 23 ноября 2012 г.
Н.В. Соболевым*

*Поступила в редакцию 10 апреля 2012 г.,
после доработки — 17 октября 2012 г.*