

К вопросу о дифференциации расплава в промежуточной камере (на примере дифференцированных интрузивов западного склона Южного Урала)

С.Г. Ковалев*, С.С. Ковалев
Институт геологии УФИЦ РАН, Уфа, Россия

В статье приводятся материалы по анализу химического состава силикатов и алюмосиликатов, составляющих дифференцированное тело мисаелгинского комплекса, которые позволили расчетными методами восстановить термобарические параметры кристаллизации расплава в промежуточной камере.

Установлено наличие высокотемпературных (1472 °С) интрателлурических кристаллов оливина, характеризующих процесс магомгенерации в мантии и оливина, кристаллизующегося в условиях промежуточной камеры (1050–1183 °С). Рассчитанная температура кристаллизации пироксенов свидетельствует о том, что они кристаллизовались совместно с оливином основной массы пород, а установленные вариации Р–Т параметров ($T = 950\text{--}1045^\circ\text{C}$, $P = 4.0\text{--}7.4$ кбар) для плагиоклаза и амфибола завершают количественную характеристику высокотемпературных процессов кристаллизации расплава.

Показано, что рассчитанные Р–Т параметры кристаллизации расплава, сформировавшего интрузивный массив, позволяют отнести его ультраосновной горизонт к пикритовым комплексам второго типа, выделенным нами ранее.

Моделирование процесса кристаллизации осуществленное с использованием двух моделей – по алгоритму Х.Д. Натана и К.К. Ван-Кирка и программному продукту КОМАГМАТ, позволили установить, что наиболее вероятным механизмом формирования дифференцированного тела мисаелгинского комплекса являлась направленная кристаллизация с гравитационным осаждением оливина на начальных стадиях процесса становления массива.

Ключевые слова: Южный Урал, дифференцированное тело, оливин, клинопироксен, ортопироксен, моделирование, температура кристаллизации, дифференциация расплава, ликвидусные фазы

Для цитирования: Ковалев С.Г., Ковалев С.С. (2021). К вопросу о дифференциации расплава в промежуточной камере (на примере дифференцированных интрузивов западного склона Южного Урала). *Георесурсы*, 23(4), с. 80–95. DOI: <https://doi.org/10.18599/grs.2021.4.10>

Введение

Процессы дифференциации вещества при формировании магматических пород основного-ультраосновного состава изучаются уже около 100 лет, со времени новаторской работы Боуэна (Bowen, 1928) и классических исследований Л.П. Уэйджера и Г. Брауна (Уэйджер, Браун, 1970). Количественное физико-химическое изучение магматических процессов началось с экспериментальных исследований бинарных и тройных силикатных систем с ограниченным набором компонентов. Интерпретация равновесий с участием природных расплавов проводилась главным образом посредством проекций составов магм на диаграммы состояния упрощенных систем. Усовершенствованная в последние годы лабораторно-экспериментальная и аналитическая база позволила существенно изменить эти взгляды, что выразилось в «лавинообразном» количестве публикаций, посвященных экспериментам по плавлению и кристаллизации горных пород при различных Р–Т условиях и с различным количеством компонентов.

Во второй половине XX века и начале XXI века разработаны многочисленные модели, рассчитывающие

температуры кристаллизации силикатных минералов, порядок их выделения и поведение остаточного расплава (Roedder, Emslie, 1970; Nathan, Vankirk, 1978; Nielsen, 1985, 1988; Арискин и др., 1986, 1993; Френкель и др., 1988; Beattie, 1993; Арискин, Бармина, 2000 и многие другие). Дальнейшее развитие моделей было направлено на изучение поведения микроэлементов и изотопных отношений в магматических системах при частичном плавлении, фракционной кристаллизации, смешивании магматических расплавов, контаминации корового материала в сочетании с фракционной кристаллизацией (DePaolo 1981; Powell 1984; Aitchison, Forrest 1994; Bohrsen, Spera 2001, 2002; Spera, Bohrsen 2001, 2002, 2004; Бычков, Коптев-Дворников, 2005).

Несмотря на большое количество публикаций, посвященных проблеме дифференциации вещества при формировании магматических пород (Namur et al., 2010; Humphreys, 2011; Toramaru, Matsumoto, 2012; Leuthold et al., 2014; Gillis et al., 2014; Layered Intrusions, 2015; Ерофеева и др., 2019 и многие другие), значительную проблему, с нашей точки зрения, представляет ограниченное количество реальных геологических объектов, которые используются (либо могут быть использованы) для верификации разработанных программных продуктов. Целью данной работы является попытка на обширном авторском материале рассмотреть механизм дифференциации

* Ответственный автор: Сергей Григорьевич Ковалев
e-mail: kovalev@ufaras.ru

© 2021 Коллектив авторов

расплава в промежуточной камере на примере дифференцированных тел мисаелгинского комплекса, расположенных на западном склоне Южного Урала.

Методы исследований

Разрез интрузивных тел был изучен по керну скважины. Минералы изучались на растровом электронном микроскопе РЭММА-202М с рентгеновским энерго-дисперсионным спектрометром LZ-5 (SiLi детектор, разрешение 140 eV) и детекторами вторичных (SE) и отраженных (COOMPO) электронов в Институте минералогии УрО РАН (г. Миасс, аналитик В.А. Котляров). При проведении количественного анализа в точке применялось ускоряющее напряжение 20–30 kV при токах зонда от 4 до 6 nA. При анализе состава минералов использовались стандарты чистых металлов (Micro-Analysis Consultants LT, LTD, X-RAY Microprobe standards, Registered Standard Number 1362) или стандарты синтетических (или природных) минералов (Astimex Scientific Limited, MINM 25-53, Mineral Mount Serial N0:01-044).

Результаты исследований

Мисаелгинский комплекс представлен двумя дифференцированными феррогаббро-долерит-пикритовыми телами, выявленными в юго-западной части Тараташского метаморфического комплекса, расположенного в Западно-Уральской мегазоне (Алексеев, 1984; Ковалев, 1996). На сегодняшний день возраст этих тел базируется на определениях K-Ar методом – 780 млн лет (Ленных, Петров, 1978) и Rb-Sr – 726 ± 13 млн лет (Ковалев, 1996).

Интрузивные массивы образуют пологопадающие на запад тела мощностью 45 и более 216 м (рис. 1). В их сложении участвуют: оливиновые долериты, порфиroidные пикродолериты (обе разновидности в подчиненных количествах в эндоконтактных зонах), среднезернистые пикриты и пикродолериты, габбро-долериты и феррогаббро-долериты.

При проведении детального петрографического изучения в крупном интрузиве выделены следующие горизонты (снизу вверх): нижняя эндоконтактная зона мощностью ~1.0–1.5 м, пикритовый горизонт – ~110–112 м, габбровый горизонт – 100–110 м.

Нижняя эндоконтактная зона сложена оливиновыми долеритами и порфиroidными пикродолеритами. По внешнему облику это темные (до черных), темно-зеленые породы со среднезернистой порфиroidной структурой и массивной текстурой. Минеральный состав включает: оливин, ортопироксен, клинопироксен, плагиоклаз, бурую роговую обманку, биотит, магнетит, титаномагнетит, ильменит, сульфиды, апатит, титанит.

Пикритовый горизонт представлен темно-серыми массивными, среднезернистыми пикритами, микроструктурные особенности и минеральный состав которых изменяются (постепенно) в зависимости от местоположения в разрезе. Для нижней части характерны пойкилитовые структуры, в которых часто присутствуют скопления оливина, образующие гломеропорфировые выделения (рис. 2).

Далее вверх по разрезу структуры переходят в гипидиоморфнозернистые с элементами порфиroidных. В качестве порфиroidных вкрапленников выступают

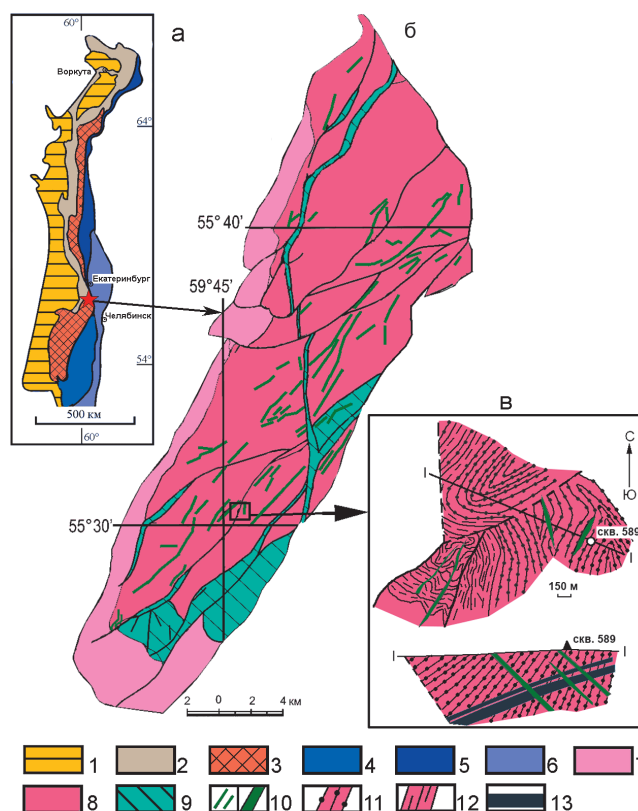


Рис. 1. Структурная схема Урала (а), геологическая схема тараташского комплекса (б) и участка «Магнитный» с телами пород мисаелгинского комплекса (в). Мегазоны Урала: 1 – Предуральская; 2 – Западно-Уральская, 3 – Центрально-Уральская, 4 – Тагильская, 5 – Магнитогорская, 6 – Восточно-Уральская; 7 – отложения айской свиты (RF₁); 8 – архей-протерозойские отложения нерасчлененные; 9 – тектонические зоны с бластомилонитами; 10 – разновозрастные дайки базитов; 11 – мигматиты; 12 – гранат-биотитовые гнейсы; 13 – расслоенные тела мисаелгинского комплекса

кристаллы ортопироксена. Изменение минерального состава снизу вверх по разрезу заключаются в закономерном уменьшении количества оливина и ортопироксена. В сложении пород участвуют оливин (10–20 %), ортопироксен (10–20 %), клинопироксен (30–40 %), плагиоклаз (10–20 %), биотит (2–3 %), магнетит (2–3 %), ильменит (пикроильменит) (1–2 %), хромшпинелид (хроммагнетит) (1–2 %), халькопирит (0–2 %), пирротин (0–2 %), пентландит (0–2 %). Ассоциация вторичных минералов состоит из актинолита, серпентина, талька, хлорита, серицита, карбоната, а также тонкодисперсного магнетита.

Габбровый горизонт сложен двупироксеновыми габбро, феррогаббро-долеритами, их более лейкократовыми разновидностями (рис. 2) до жильных плагиогранитов. Структуры пород меняются от порфиroidных до офиловых, гипидиоморфнозернистых – габбровых (в прожилковых плагиогранитах – гипидиоморфнозернистые, гранитовые). Минеральный состав включает клинопироксен (40–45 %), ортопироксен (0–5 %), плагиоклаз (40–45 %), амфибол (10–15 %), биотит (3–5 %), магнетит (3–5 %), титаномагнетит (5–10 %), сульфиды (1–3 %) (при преобладании пирита). Ассоциация вторичных минералов представлена амфиболом (зеленая роговая обманка, актинолит), альбитом, серицитом, эпидотом, хлоритом, тальком, титанитом, магнетитом и лейкоксеном.

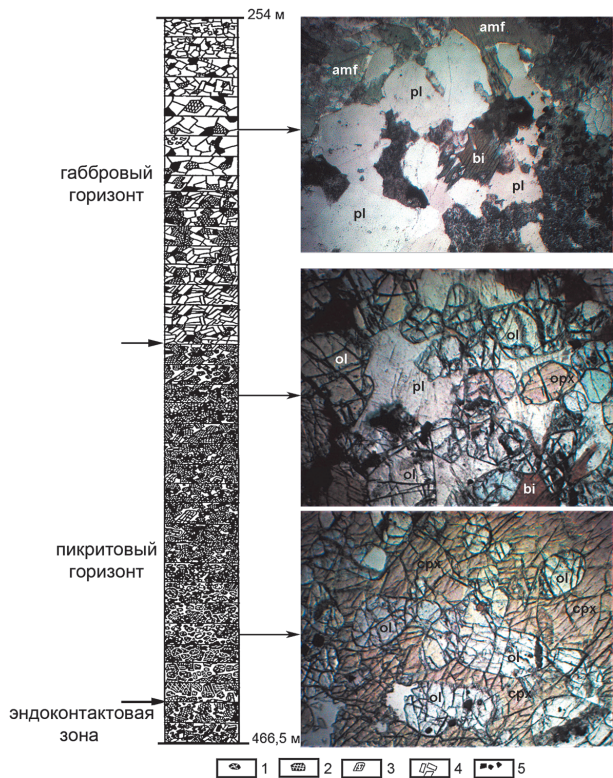


Рис. 2. Петрографический разрез и микрофотографии пород мисаелгинского комплекса: ol – оливин; орх – ортопироксен; срх – клинопироксен; pl – плагиоклаз; amf – амфибол; bi – биотит. 1 – оливин; 2 – клинопироксен; 3 – ортопироксен; 4 – плагиоклаз; 5 – рудные минералы

В верхних частях тела присутствует прожилок плагиогранитного состава мощностью 5–8 см, сложенный плагиоклазом № 4–46 (от альбита до андезина) в количестве до 40–60 %, серицитом, магнетитом, апатитом и кварцем, который является наиболее кислым дериватом магмы, сформировавшей интрузив.

Оливин представлен кристаллами двух генераций. К первой (ранней) относятся выделения размером 0.8–1.3 мм, имеющие зональное строение, центральные части которых соответствуют 88 Fo (форстеритовый минал), а краевые – 73 Fo. В основной массе пород минерал представлен идиоморфными кристаллами размером 0.3–1.0 мм. Содержание его колеблется от единичных кристаллов в нижней зоне до 10–20 % в центральных частях пикритового горизонта. Часто оливин второй генерации образует гломеропорфировые скопления и сростки, наблюдается обрастание его кристаллов орто- и клинопироксеном, а также пойкилитовые включения в последнем. В составе минерала присутствует постоянная примесь MnO (от 0.1 до 0.57 мас. %) и NiO (от 0.09 до 0.62 мас. %) (табл. 1).

Кроме того, наблюдается скрытая расслоенность, заключающаяся в уменьшении форстеритового минала при движении снизу вверх по разрезу тела. Расчеты температуры кристаллизации, выполненные по оливин-клинопироксеновому геотермометру (Loucks, 1996), показали, что $T_{\text{кристал.}}$ оливина из основной массы пород варьируют в пределах от 1050 °C до 1183 °C, в то время как в центральных частях относительно крупных порфировидных выделений она составляет 1472 °C (табл. 1).

На рисунке 3 показаны зависимости содержаний FeO, SiO₂, NiO и MnO от количества форстеритового минала в оливинах из пикритовых и пикродолеритовых комплексов также залегающих в виде силлов, пластовых интрузивов и даек западного склона Южного Урала, материалы по которым заимствованы из опубликованных работ (Ковалев, 2011; Сазонова и др., 2011; Носова и др., 2012; Ковалев и др., 2018). Анализ полученного материала позволяет сделать следующие выводы:

– на диаграммах Fo–FeO и Fo–SiO₂ максимальный разброс содержаний этих компонентов характеризует химический состав оливинов в пикритах западного склона

№ п/п	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	NiO	Сумма	Fo	T, °C
1	37.52	н.п.о.	27.8	0.47	33.71	н.п.о.	99.5	68.3	1050.1
2	37.41	0.11	28.48	0.49	33.02	0.09	99.6	67.4	1069.9
3	37.42	0.07	27.28	0.42	33.93	0.43	99.55	68.9	1072.4
4	37.35	н.п.о.	27.69	0.57	34.03	н.п.о.	99.64	68.6	1115.9
5	37.92	н.п.о.	27.04	н.п.о.	34.63	н.п.о.	99.59	69.5	1134.7
6	36.89	н.п.о.	27.89	0.54	34.1	0.24	99.66	68.5	1138.5
7	38.59	0.05	22.77	0.2	37.79	0.47	99.87	74.7	1167.8
8	38.52	0.13	23.33	0.1	37.6	0.3	99.98	74.1	1183.9
9	38.78	н.п.о.	22.53	0.19	37.88	0.25	99.63	74.9	–
10	38.25	н.п.о.	22.51	0.37	38.14	0.23	99.59	75.1	–
11	38.33	0.08	21.85	0.45	38.47	0.46	99.64	75.8	–
12	38.49	0.01	21.57	0.27	38.65	0.62	99.61	76.1	–
13	38.05	0.05	23.0	0.32	37.51	0.51	99.44	74.3	–
14	38.36	0.09	23.26	0.43	36.87	0.37	99.38	73.8	–
15	37.95	0.06	23.78	0.48	36.96	0.46	99.69	73.4	–
16	37.79	0.1	23.73	0.43	37.09	0.31	99.45	73.5	–
17	38.48	н.п.о.	21.72	0.36	38.26	0.35	99.17	75.8	–
18	38.43	н.п.о.	23.32	0.17	37.42	0.22	99.56	74.1	–
19	38.01	н.п.о.	23.65	0.36	37.1	0.43	99.55	73.6	–
20	37.77	н.п.о.	24.5	0.19	36.65	0.25	99.36	72.7	–
21	38.6	н.п.о.	22.08	0.18	38.25	0.22	99.33	75.5	–
22	37.92	н.п.о.	25.59	0.46	35.54	0.3	99.81	71.2	–
23	37.42	0.1	27.15	0.46	34.18	0.3	99.61	69.1	–
24	37.26	н.п.о.	25.84	0.43	35.66	0.36	99.55	71.1	–
25	40.35	н.п.о.	11.7	0	46.89	0.46	99.4	87.7	1472.3

Табл. 1. Химические составы оливина из пород мисаелгинского комплекса (мас. %). № 1–24 оливин основной массы, № 25 – вкрапленник. В № 9 установлено 0.09 мас. % Cr₂O₃. Здесь и далее н.п.о. – ниже предела обнаружения.

Южного Урала, при этом оливины мисаелгинского комплекса занимают вполне определенный интервал этой последовательности (67.4–76.1 Fo), характеризую расплав, из которого они образовались, и его сходство/отличие от аналогов. Кроме того, важно отметить, что точка, соответствующая центру кристаллов (87.7 Fo) оторвана от последовательности, что может служить доказательством интрателлурической природы этих образований;

– как было установлено L.H. Fuchs с соавторами, модальное содержание NiO в оливинах мантийных пород равно 0.4 мас. % (Fuchs et al., 1973). Из диаграммы Fo–NiO (рис. 3) видно, что большая часть фигуративных точек составов оливинов лысогогорского и ишлинского комплексов, а также точка, характеризующая центр кристаллов оливина из мисаелгинского комплекса, группируются вокруг значения 0.4 мас. % NiO, в то время как для оливина основной массы пород мисаелгинского комплекса разброс значений составляет от ниже предела обнаружения метода до 0.62 мас. %. В работе (Campbell, Roeder, 1968) установлено влияние фугитивности кислорода на вхождение никеля в состав оливина. Параллельно с окислением железа в оливине и выносом из него Fe^{3+} минерал обогащается никелем. Кроме того, снижение содержания NiO и фаялитовой молекулы в оливине может быть связано с увеличением фугитивности серы, приводящим к выносу Ni и образованию пентландита. Таким образом, все вариации содержаний NiO в «мисаелгинских» оливинах могли быть обусловлены процессом внутрикамерной дифференциации при меняющихся физико-химических параметрах расплава;

– количество MnO в оливинах из пикритов всех комплексов подвержено значительным колебаниям; наименее марганцевистыми являются оливины из пород ишлинского комплекса, а максимальные содержания и разброс значений (ниже пределов обнаружения – 0.27 мас. %) характерны для оливинов из пород мисаелгинского комплекса (рис. 3). По данным М. Миямото с соавторами (Miyamoto et al., 1993) содержание марганца и железа в оливине связано

с окислительно-восстановительными условиями минералообразования, а положительная корреляция между Mn и Fe характеризует температурные условия образования оливина. В нашем случае наблюдается прямая корреляционная зависимость между этими компонентами, которая, точно также как и содержание никеля, свидетельствует о зависимости вариаций примесных элементов в оливине от процесса внутрикамерной дифференциации расплава.

В нашем случае наблюдается прямая корреляционная зависимость между этими компонентами, которая, точно также как и содержание никеля, свидетельствует о зависимости вариаций примесных элементов в оливине от процесса внутрикамерной дифференциации расплава (De Hoog et al., 2010).

Кристаллы *клинопироксена* в целом обуславливают порфировидный облик пород пикритового горизонта. Его количество, также, как и размеры отдельных кристаллов, увеличиваются снизу вверх по разрезу (содержание – от 25 до 30–40 %, размеры – от 0.6 до 1.2 мм). Форма выделений варьирует от ксеноморфной до идиоморфной. Очень часто его кристаллы образуют гломерокристаллические и гломеропорфировые сростки. В габбровом горизонте клинопироксен представлен призматическими идиоморфными и субидиоморфными до ксеноморфных кристаллами, формируя совместно с плагноклазом габбровую и долеритовую структуры пород. Химический состав клинопироксена приведен в таблице 2.

На классификационной диаграмме (рис. 4) все составы клинопироксенов группируются в поле авгита на границе с его магниевой разновидностью.

В породах встречаются зональные кристаллы, в которых центральные части обеднены по сравнению с краевыми – SiO_2 , TiO_2 , MgO , CaO , Na_2O и обогащены FeO и Al_2O_3 . Несмотря на относительно локальное поле, которое образуют точки составов клинопироксенов на диаграмме Mg–Ca–Fe (рис. 4), между химическими составами минералов из пикритового и габбрового горизонтов существуют заметные различия (скрытая расслоенность).

В частности, в первых содержится больше $\text{TiO}_{2\text{ср.}}$ (0.62 и 0.16 мас. %, соответственно), $\text{Al}_{2\text{O}_{3\text{ср.}}}$ (2.47 и 1.41 мас. %), $\text{MgO}_{\text{ср.}}$ (15.25 и 13.27 мас. %), $\text{Na}_2\text{O}_{\text{ср.}}$ (0.47 и 0.38 мас. %) и меньше $\text{FeO}_{\text{ср.}}$ (7.24 и 9.63 мас. %), $\text{CaO}_{\text{ср.}}$ (20.29 и 21.51 мас. %) и $\text{MnO}_{\text{ср.}}$ (0.03 и 0.11 мас. %). Кроме того, в составе клинопироксенов из пикритового горизонта установлена постоянная примесь Cr_2O_3 (от 0.11 до 0.69 мас. %), отсутствующая в аналогах из габбрового горизонта (табл. 2).

Результаты сравнительного анализа клинопироксенов из характеризующих пород с аналогами из пикритовых и пикродолеритовых комплексов западного склона Южного Урала (рис. 5) можно свести к следующему:

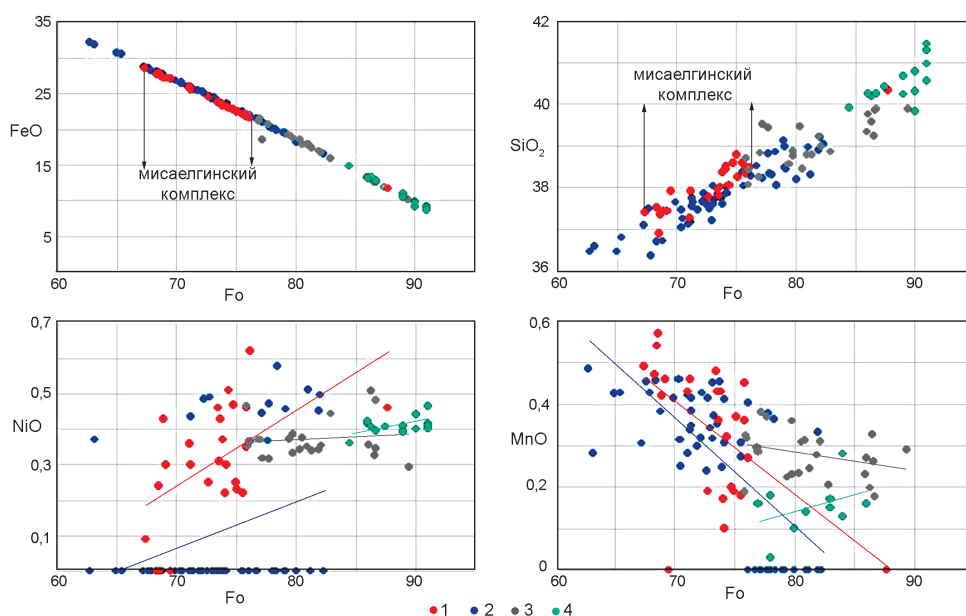


Рис. 3. Бинарные диаграммы для оливинов из пикритовых и пикродолеритовых комплексов западного склона Южного Урала. 1 – мисаелгинский комплекс; 2 – пикриты скв. №7; 3 – лысогогорский комплекс; 4 – ишлинский комплекс. 3 по (Носова и др., 2012). Цветные линии – тренды.

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	Сумма
1	52.56	0.51	2.41	н.п.о.	8.46	0.1	14.15	20.81	0.51	99.51
2	52.67	0.5	2.67	н.п.о.	9.58	0.11	14.43	19.68	0.18	99.82
3	52.62	0.36	2.17	н.п.о.	8.63	0.08	14.29	20.83	0.48	99.46
4	53.96	н.п.о.	0.62	н.п.о.	8.89	0.15	13.61	21.71	0.41	99.35
5	53.35	0.24	1.73	н.п.о.	8.74	0.15	14.2	20.55	0.54	99.5
6	50.9	н.п.о.	4.07	н.п.о.	13.29	н.п.о.	14.49	16.82	0.26	99.83
7	53.47	0.41	1.97	н.п.о.	8.71	н.п.о.	14.88	19.6	0.55	99.59
8	54.0	0.1	0.81	н.п.о.	8.35	н.п.о.	14.12	21.33	0.55	99.26
9	54.14	0.13	1.24	н.п.о.	8.83	0.07	14.13	20.88	0.28	99.7
10	51.62	0.06	0.84	н.п.о.	12.55	0.18	11.5	22.64	0.24	99.63
11	54.12	н.п.о.	0.45	н.п.о.	9.12	0.13	12.44	23.12	0.53	99.91
12	53.84	н.п.о.	0.26	н.п.о.	7.84	0.1	13.27	23.91	0.31	99.53
13	53.78	н.п.о.	0.24	н.п.о.	8.01	0.26	12.84	24.12	0.42	99.67
14	53.67	н.п.о.	0.98	н.п.о.	9.34	н.п.о.	13.17	21.88	0.45	99.49
15	52.55	н.п.о.	0.3	н.п.о.	11.21	0.27	11.27	23.37	0.06	99.03
16	51.02	н.п.о.	2.97	н.п.о.	11.22	н.п.о.	10.36	23.81	н.п.о.	99.38
17	53.53	н.п.о.	0.71	н.п.о.	12.15	0.27	12.58	19.99	0.33	99.56
18	53.62	н.п.о.	0.37	н.п.о.	7.81	0.14	13.89	23.24	0.27	99.34
19	52.32	0.72	2.81	н.п.о.	8.19	0.07	12.88	21.98	0.85	99.82
20	53.83	н.п.о.	0.74	н.п.о.	7.7	н.п.о.	14.12	22.23	0.54	99.16
21	53.91	н.п.о.	0.41	н.п.о.	7.2	н.п.о.	14.25	23.19	0.54	99.5
22	53.9	н.п.о.	0.72	н.п.о.	8.28	0.15	13.95	22.33	0.29	99.62
23	54.19	н.п.о.	0.43	н.п.о.	7.8	н.п.о.	13.78	22.88	0.05	99.13
24	52.93	н.п.о.	0.33	н.п.о.	7.09	0.11	13.16	23.07	0.57	97.26
25	52.52	0.42	2.51	н.п.о.	1.97	0.1	14.92	19.64	0.27	92.35
26	52.68	0.28	1.94	н.п.о.	8.79	0.13	15.21	20.27	0.29	99.59
27	51.07	0.65	3.12	н.п.о.	8.5	0.06	14.25	20.98	0.6	99.23
28	52.91	0.45	2.25	н.п.о.	7.84	н.п.о.	15.85	19.94	0.23	99.47
29	52.36	0.53	2.84	н.п.о.	8.29	0.11	15.19	20.05	0.14	99.51
30	51.83	0.72	3.67	н.п.о.	7.97	н.п.о.	14.98	20.08	0.34	99.59
31	52.52	0.34	2.54	н.п.о.	8.59	н.п.о.	14.55	20.13	0.52	99.19
32	53.48	0.48	2.08	0.59	6.35	0.03	17.01	18.92	0.61	99.55
33	54.18	0.1	1.63	0.24	6.29	н.п.о.	15.45	20.92	0.72	99.53
34	53.91	0.26	1.53	0.3	5.93	0.06	15.25	21.37	0.73	99.34
35	52.72	0.78	2.78	0.54	7.99	н.п.о.	16.88	17.57	0.46	99.72
36	52.31	0.94	2.62	0.11	7.48	0.15	14.81	20.22	0.56	99.2
37	51.47	1.11	2.87	0.28	7	н.п.о.	13.86	22.24	0.36	99.19
38	53.76	0.23	1.18	н.п.о.	5.68	н.п.о.	16.17	22.04	0.26	99.32
39	52.08	0.95	2.88	0.29	7.97	0.09	15.81	18.44	0.51	99.02
40	53.9	0.3	2.03	0.23	6.47	0.04	15.34	20.95	0.51	99.77
41	52.92	0.62	2.4	0.19	6.81	н.п.о.	15.5	20.57	0.52	99.53
42	52.65	0.7	3.02	н.п.о.	7.18	н.п.о.	16.19	19.76	0.33	99.83
43	50.57	1.73	4.49	0.52	6.64	0.1	15.06	20.24	0.41	99.76
44	51.19	1.57	4.02	0.69	6.66	н.п.о.	14.83	20.27	0.62	99.85
45	52.13	0.94	2.97	н.п.о.	6.3	н.п.о.	16.64	20.09	0.34	99.41
46	51.87	1.03	3.54	н.п.о.	8.09	н.п.о.	15.49	18.79	0.48	99.29
47	52.57	0.87	3.48	н.п.о.	7.12	н.п.о.	15.86	19	0.71	99.61
48	52.11	0.8	3.13	н.п.о.	7.63	н.п.о.	16.2	18.82	0.39	99.08
49	51.51	1.21	4.07	н.п.о.	7.85	н.п.о.	15.43	18.53	0.57	99.17
50	53.54	0.61	2.61	н.п.о.	7.7	н.п.о.	16.1	18.79	0.55	99.9
51	51.99	1.33	4.21	н.п.о.	8.02	н.п.о.	15.91	16.96	1.05	99.47

Табл. 2. Химические составы клинопироксена из пород мисаелгинского комплекса (мас. %). № 1–19 – габбро, № 20–51 – пикриты.

– в направлении от габброидов к пикритам в клинопироксене возрастает количество титана, хрома, алюминия и натрия при уменьшении железа и кальция, что характеризует нормальный процесс внутрикамерной дифференциации;

– как и в случае с оливином, клинопироксен из пикритов мисаелгинского комплекса близок по всем параметрам к аналогам из пикритов скв. № 7 (Сазонова и др., 2011) и пикритам и пикродолеритам лысогорского комплекса, отличаясь в значительной степени от клинопироксена из пикритов ишлинского комплекса (Сазонова и др., 2011) по содержанию MgO, что свидетельствует, в первую очередь, о сходстве/различиях в химическом составе расплавов и условиях их генерации;

– наиболее близкими по практически всем рассматриваемым параметрам к клинопироксенам мисаелгинского комплекса оказываются аналоги из габброидов и пироксенитов Кусинско-Копанского комплекса (Сазонова и др., 2011), что имеет, на наш взгляд, принципиальное значение.

Ортопироксен присутствует в породах пикритового горизонта в количестве 3–8 %, в низах габбрового – 1–3 %. Минерал представлен удлиненными идиоморфными призмами, с размерами по удлинению от 2–3 мм до 6.0–6.5 мм, плеохроирующими в розовато-зеленоватых тонах. Часто наблюдается обрастание ортопироксеном оливина, а также крупные хадакристаллы с пойкилитово включенными ойкокристаллами оливина и клинопироксена (рис. 2). В его химическом составе установлены примеси TiO₂ (от

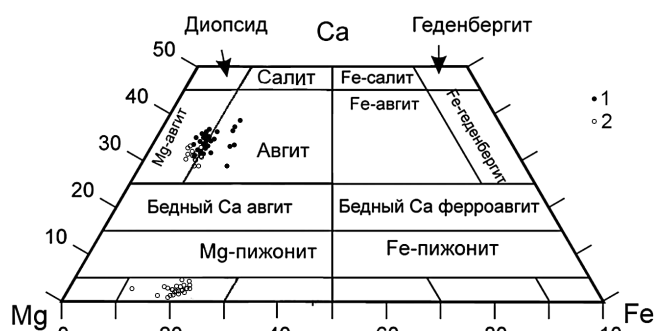


Рис. 4. Классификационная диаграмма для пироксенов из пород мисаелгинского комплекса: 1 – пироксены габбрового горизонта; 2 – пироксены пикритового горизонта

0.1 до 0.64 мас. %), Al_2O_3 (от 0.5 до 2.39 мас. %), Cr_2O_3 (от 0.08 до 0.69 мас. %), MnO (от 0.07 до 0.21 мас. %), Na_2O (от 0.1 до 0.44 мас. %), K_2O (от 0.03 до 0.1 мас. %) (табл. 3). Постоянная примесь CaO (от 0.31 до 2.35 мас. %) позволяет диагностировать ортопироксен как клиноэнстатит (рис. 4). Усредненная температура кристаллизации, рассчитанная по двупироксеновым геотермометрам (Wood, Banno, 1973; Wells, 1977; Perchuk et al., 1977; Kretz, 1982) равна 1071–1073 °C (табл. 4) и свидетельствует о том, что пироксены кристаллизовались совместно с оливином основной массы пород.

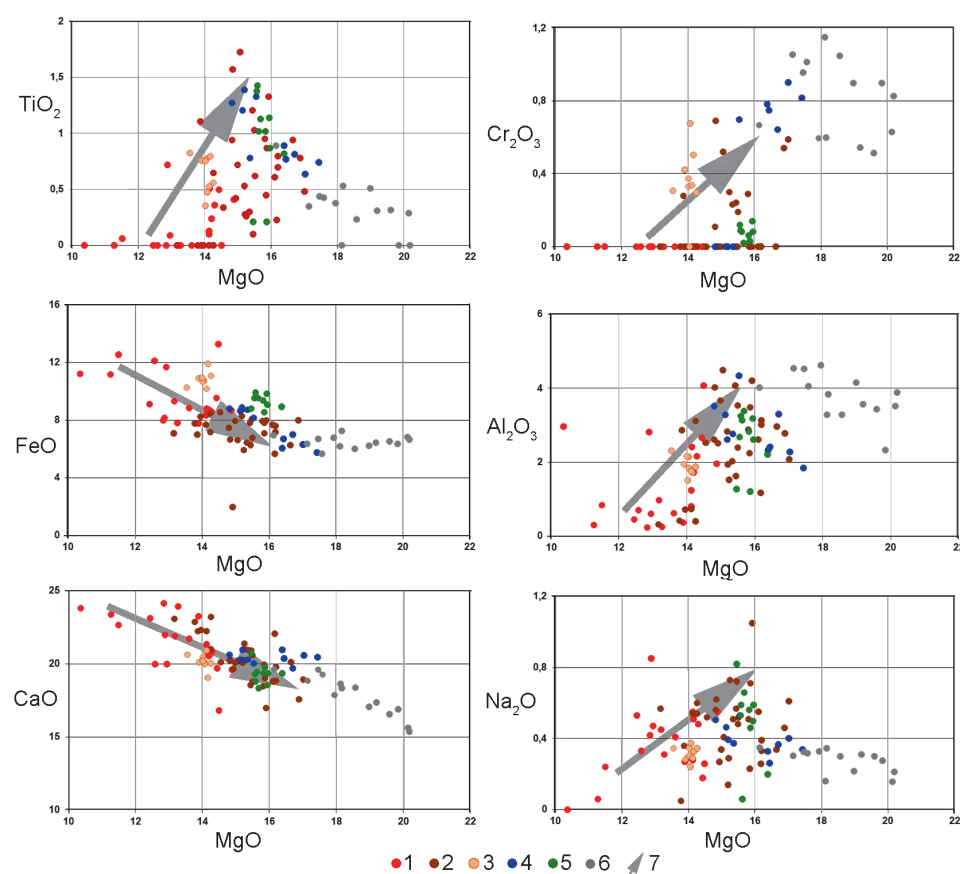


Рис. 5. Бинарные диаграммы для клинопироксенов из пикритовых и пикродолеритовых комплексов западного склона Южного Урала. 1 – клинопироксены габброидов мисаелгинского комплекса; 2 – клинопироксены пикритов мисаелгинского комплекса; 3 – клинопироксены габброидов и пироксенитов Кусинско-Копанского комплекса; 4 – клинопироксены пикритов скв. № 7; 5 – клинопироксены пикритов и пикродолеритов лысогогорского комплекса; 6 – клинопироксены пикритов ишилинского комплекса; 7 – направление изменения компонентов от габброидов к пикритам в клинопироксенах мисаелгинского комплекса. 3, 4, 6 по (Сазонова и др., 2011), 5 – авторские материалы.

Плагноклаз в пикритовом горизонте резко ксеноморфен по отношению к темноцветным минералам и выполняет интерстициальное пространство между ними. Лишь вблизи непосредственного контакта с вмещающими породами он имеет таблитчато-лейстовидную форму. Количество его в пикритах составляет 10–30 %. В габбровом горизонте плагноклаз представлен либо широкопластинчатыми кристаллами, либо ксеноморфными выделениями, характерными для габбровой структуры. Количество его повышается до 40–50 %. В химическом составе плагноклазов установлены FeO (от 0.11 до 1.84 мас. %) и MgO (от 0.01 до 0.37 мас. %). Кроме того, во всех плагноклазах установлена примесь калия, варьирующая в пределах от 0.07 до 0.68 мас. % (табл. 5), а состав изменяется от альбита до лабрадора.

Интересная особенность наблюдается на диаграмме Ab–Or–An (рис. 6), где точки содержаний Ab и An в плагноклазах из пикритового горизонта образуют непрерывный ряд от альбита до лабрадора, в то время как для аналогов из габбрового горизонта фиксируется относительно четко проявленный разрыв в районе границы между олигоклазом и андезином. Вероятнее всего эта особенность является результатом различий в условиях процесса кристаллизации (раскристаллизация интеркумulusного расплава в первом случае и образование в виде ликвидусной фазы – во втором).

Кроме того, нельзя исключать альбитизацию плагноклаза в качестве метаморфического процесса.

Амфиболы относятся к одной из самых распространенных групп минералов, присутствующих в породах комплекса. Они представлены субидiomорфными и идиоморфными кристаллами размером от 0.5 до 2 мм в длину, зеленой, зеленовато-бурой и коричневой окраски, часто с четко выраженным плеохроизмом и зональным строением (зеленовато-бурые ядра и светло-зеленые края), ассоциированными с плагноклазом, биотитом и титанитом. Кроме того, амфибол развивается по пироксену до формирования полных псевдоморфоз.

Его состав варьирует в широких пределах (рис. 7, а). Анализ диаграммы $Ca+Al^{IV}-Si+(Na+K)$ (рис. 7, б) показал, что почти половина проанализированных минералов относится к «раннемагматическим», располагаясь выше линии $(Ca+Al^{IV}) = 2.5$, а другая половина – к «позднемагматическим» образованиям. При этом в габброидах это подразделение очень четко проявлено (с разрывом «сплошности» тренда), а в пикритовом горизонте амфиболы образуют непрерывную

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
1	55.58	н.п.о.	1.18	н.п.о.	13.5	0.21	27.93	1.03	0.24	н.п.о.	99.67
2	54.19	н.п.о.	0.99	н.п.о.	14.83	0.14	27.54	1.06	0.32	0.03	99.1
3	55.19	0.28	1.1	0.08	13.83	0.14	27.25	1.29	0.31	н.п.о.	99.47
4	54.76	0.18	1.29	н.п.о.	14.35	0.13	27.53	1.19	0.44	н.п.о.	99.87
5	54.27	0.39	1.77	н.п.о.	13.7	0.12	27.33	1.6	0.38	н.п.о.	99.56
6	55.3	0.38	1.02	0.13	14.31	0.11	26.55	1.28	н.п.о.	н.п.о.	99.08
7	55.05	0.28	1.08	0.19	14.18	0.11	26.72	1.23	0.36	н.п.о.	99.2
8	53.99	0.27	1.47	н.п.о.	15.16	0.11	26.49	1.34	0.33	н.п.о.	99.16
9	53.92	0.36	1.53	н.п.о.	14.67	0.16	27.31	1.36	0.38	н.п.о.	99.69
10	57.06	н.п.о.	0.63	н.п.о.	11.14	0.14	29.87	0.47	0.43	н.п.о.	99.74
11	55.24	0.24	1.01	н.п.о.	13.2	0.09	28.5	0.99	0.18	0.1	99.55
12	54.93	0.42	1.83	0.37	11.99	0.07	28.14	1.17	0.2	н.п.о.	99.12
13	53.15	0.53	1.72	0.69	12.01	0.16	29.96	1.28	0.31	н.п.о.	99.81
14	56.73	н.п.о.	0.88	н.п.о.	12.89	0.12	28.13	0.78	0.43	н.п.о.	99.96
15	55.11	0.15	1.18	н.п.о.	12.95	0.16	28.76	1.03	н.п.о.	н.п.о.	99.34
16	56.46	н.п.о.	0.92	н.п.о.	12.49	0.1	28.63	0.96	0.23	н.п.о.	99.79
17	54.55	0.72	2.15	н.п.о.	13.92	н.п.о.	25.84	1.92	0.44	н.п.о.	99.54
18	54.3	0.45	1.61	н.п.о.	14.14	0.19	27.18	1.51	0.22	н.п.о.	99.6
19	55.91	0.24	1.38	н.п.о.	11.56	0.16	28.76	1.42	0.39	н.п.о.	99.82
20	53.25	0.64	2.39	н.п.о.	14.3	0.18	26.54	2.35	0.13	0.06	99.84
21	55.35	н.п.о.	1.01	н.п.о.	12.92	0.15	29.13	0.98	0.06	н.п.о.	99.6
22	55.54	н.п.о.	0.83	н.п.о.	13.72	0.2	28.56	0.54	н.п.о.	н.п.о.	99.39
23	55.21	0.12	1.03	н.п.о.	14.45	0.19	27.35	1.1	0.1	н.п.о.	99.55
24	55.1	0.11	0.5	н.п.о.	13.75	0.15	28.93	0.62	0.17	н.п.о.	99.33
25	54.04	0.55	1.69	н.п.о.	13.71	0.17	27.55	1.46	0.13	н.п.о.	99.3
26	54.64	0.1	1.63	н.п.о.	14.21	0.19	27.54	0.7	0.21	н.п.о.	99.22
27	54.28	0.15	1.51	н.п.о.	14.17	0.25	28.64	0.31	0.18	0.06	99.55
28	54.31	0.24	0.87	н.п.о.	14.51	н.п.о.	27.83	1.45	0.18	н.п.о.	99.39

Табл. 3. Химические составы ортопироксена из пород мисаелгинского комплекса (мас. %)

№ п/п	№ обр.	Парагенезис	Wood, Banno, 1973	Wells, 1977	Perchuk, 1977	Kretz, 1982	Т°С _{среднее}
1	11650	Орх_1	1059	1078	1042	1105	1071
	11650	Срх_1					
2	11644	Орх_2	1077	1065	1059	1092	1073
	11644	Срх_2					
3	11641	Орх_3	1069	1098	975	1143	1071
	11641	Срх_3					
4	11641	Орх_4	960	936	980	973	962
	11641	Срх_4					

Табл. 4. Температуры кристаллизации пироксенов из пород ультраосновного горизонта мисаелгинского комплекса

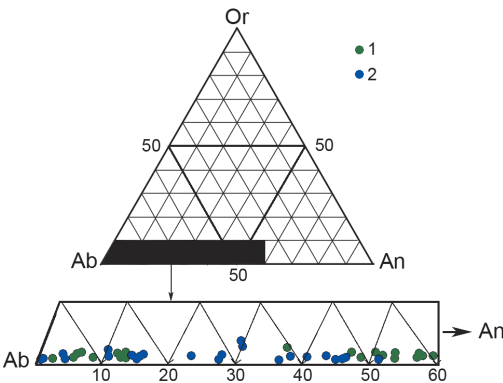


Рис. 6. Диаграмма Ab-Or-An для плагиоклазов из пород мисаелгинского комплекса: 1 – габбровый горизонт; 2 – пикритовый горизонт

последовательность. Вероятнее всего, в данном случае мы имеем генетически непрерывный ряд минералов – магматический амфибол – аутометаморфический амфибол. Для расчёта термобарических параметров образования амфибола использовался амфибол-плагиоклазовый геотермобарометр, предложенный Дж. Блонди и Т. Холландом (Blundy, Holland, 1990) при соблюдении следующих

условий: минералы должны контактировать друг с другом; сумма Ca+Na+K в амфиболе должна располагаться в пределах 2.3–2.9 ф.к. В результате расчетов получены вариации температуры и давления: T = 950–1045 °C, P = 4.0–7.4 кбар.

Биотит распространен по всему разрезу тела в виде широкотаблитчатых кристаллов с четким плеохроизмом в коричневато-буроватых тонах. Для минерала характерна скрытая расслоенность, выражающаяся в изменении состава в зависимости от местоположения в разрезе. В частности, магнезиальность* биотита в габбровом горизонте колеблется в пределах 0.23–0.47, а в пикритовом составляет 0.62–0.87, что свидетельствует о первично магматической природе минерала.

Эпидот присутствует в виде ксеноморфных выделений и зернистых масс. В химическом составе минерала установлены: магний (0.1–0.19 мас. %), марганец (0.04–0.22 мас. %), титан (0.3 мас. %) и ванадий (0.67 мас. %). В одном случае наблюдалось сростание эпидота – Ca_{1.97}(Al_{2.20}Fe_{0.74}Mg_{0.02}Si_{3.07}O_{12.00})OH с алланитом (Ca_{1.64}Ce_{0.12}La_{0.09}Nd_{0.02}Al_{1.32}Fe_{0.79}Mg_{0.02}Si_{3.23}Al_{0.77}O_{12.00})OH.

*Магнезиальность рассчитана как Mg/Mg+Fe, выраженная в ф.к.

№ п/п	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма	Состав
1	54.83	27.98	1.56	0.21	9.6	5.15	0.34	99.67	lbd
2	54.32	28.5	0.67	н.п.о.	10.6	5.09	0.36	99.54	lbd
3	64.47	21.68	0.49	н.п.о.	2.57	9.75	0.21	99.17	olc
4	66.53	20.36	н.п.о.	н.п.о.	1.12	11.05	0.14	99.2	ab
5	65.75	20.77	н.п.о.	н.п.о.	2.48	10.35	0.17	99.52	olc
6	58.47	25.94	0.52	н.п.о.	7.2	6.83	0.53	99.49	and
7	67.12	20.58	н.п.о.	н.п.о.	1.06	10.93	0.19	99.88	ab
8	66.69	20.24	н.п.о.	н.п.о.	1.09	11.31	0.09	99.42	ab
9	64.99	21.74	н.п.о.	н.п.о.	2.18	10.23	0.32	99.46	olc
10	54.06	28.29	н.п.о.	н.п.о.	11.91	4.98	0.25	99.49	lbd
11	53.86	29.41	н.п.о.	н.п.о.	11.57	4.79	0.4	100.03	lbd
12	67.14	20.29	н.п.о.	н.п.о.	0.73	11.25	0.11	99.52	ab
13	55.34	28.32	0.37	н.п.о.	9.49	5.58	0.17	99.27	and
14	64.48	22.16	н.п.о.	н.п.о.	2.76	9.79	0.24	99.43	olc
15	55.88	27.5	0.73	0.03	9.12	5.79	0.37	99.42	and
16	67.49	19.49	0.52	0.02	0.43	11.45	0.09	99.49	ab
17	53.22	29.14	0.86	0.05	11.34	4.61	0.34	99.56	lbd
18	52.96	29.5	0.85	н.п.о.	11.62	4.4	0.29	99.62	lbd
19	67.32	20.01	0.33	н.п.о.	0.75	11.02	0.12	99.55	ab
20	65.26	21.77	0.11	0	1.91	10.12	0.43	99.6	olc
21	56.24	27.97	0.19	0.01	9.22	5.89	0.2	99.72	and
22	62.6	23.73	н.п.о.	0.06	4.64	8.72	0.22	99.97	olc
23	56.72	27.66	н.п.о.	0.03	9.3	6.1	0.15	99.96	and
24	55.38	28.18	0.37	н.п.о.	10.25	5.41	0.14	99.73	lbd
25	64.4	21.95	0.45	0.04	3.02	9.49	0.34	99.69	olc
26	56.09	27.3	0.72	н.п.о.	9.24	5.85	0.2	99.4	and
27	63.85	22.01	0.46	н.п.о.	3.14	9.87	0.16	99.49	olc
28	56.23	27.57	0.27	н.п.о.	9.1	5.99	0.16	99.32	and
29	56.61	27.91	0.37	н.п.о.	8.87	6.09	0.11	99.96	and
30	66	21.16	н.п.о.	н.п.о.	2.09	10.26	0.23	99.74	olc
31	56.81	27.22	0.52	н.п.о.	8.23	6.7	0.12	99.6	and
32	61.23	24.78	н.п.о.	н.п.о.	5.55	8.29	0.13	99.98	olc

Табл. 5. Репрезентативная выборка химических составов плагиоклазов из пород мисаелгинского комплекса (мас. %). № 1–18 – габброиды, № 19–32 – пикриты. lbd – лабрадор, and – андезин, olc – олигоклаз, ab – альбит.

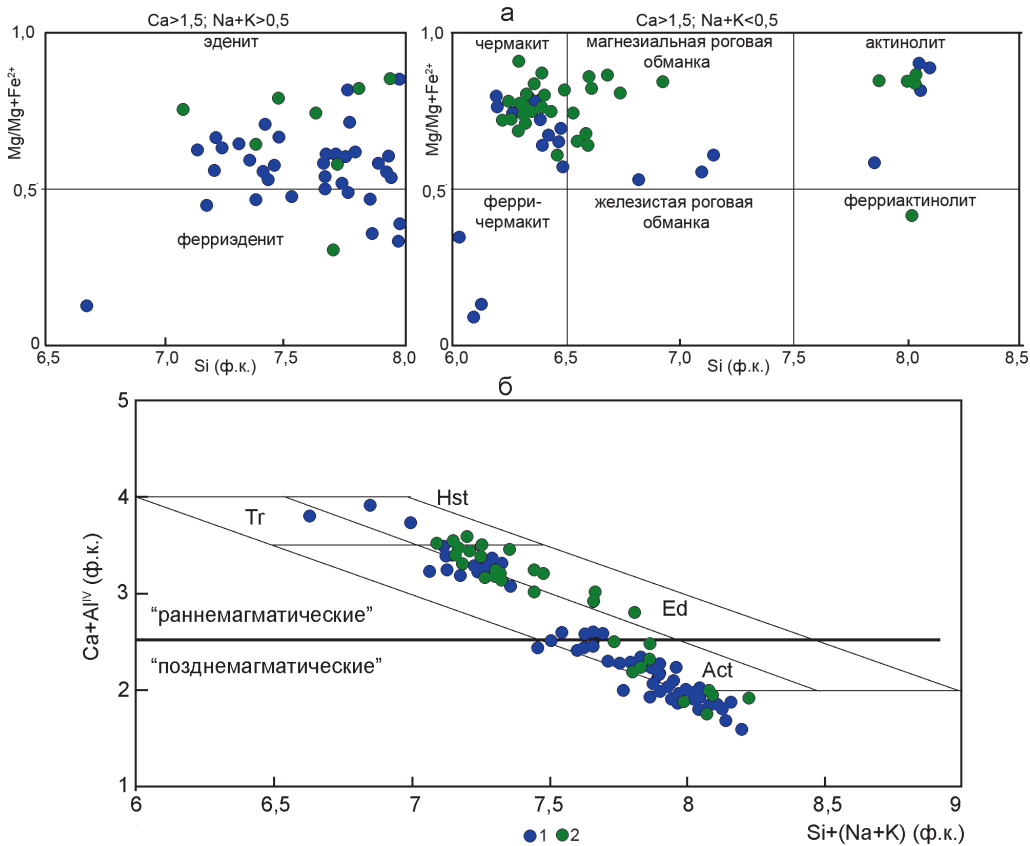


Рис. 7. Классификационные диаграммы (а) и диаграмма $Ca+Al^{IV}-Si+(Na+K)$ (б) для амфиболов из пород мисаелгинского комплекса. а – по (Leake et al., 1997), б – по (Ползуненков, 2018). Линия $(Ca+Al^{IV}) = 2.5$ по (Giret et al., 1980). Tr – тремолит, Hst – гастингсит, Ed – эдинит, Act – актинолит. 1 – пикриты; 2 – габброиды.

Хлорит в качестве вторичного минерала встречается во всех изученных породах. Он представлен единичными чешуйками зеленоватого цвета, либо агрегатами кристаллов с аномальными цветами интерференции, развивающимися по оливину, пироксену, амфиболу или интерстициальному пространству. По классификации В.А. Дриц и А.Г. Коссовской (Дриц, Коссовская, 1991), хлориты относятся к Fe-Mg- и Mg-Fe-хлоритам основных магматических пород. Температура их образования, рассчитанная по формуле $T = -61.9229 + 321.9772 \times \text{Al}^{\text{IV}}$, опубликованной в работе (Kranidiotis, MacLean, 1987), располагается в интервале 157–333 °С. Между железистостью хлоритов (Fe/Fe+Mg ф.к.), колеблющейся в пределах 0.17–0.67, и температурой их образования существует четко проявленная обратная зависимость, которая может свидетельствовать о начале хлоритизации как аутометаморфическом процессе.

Кроме того, ассоциация вторичных минералов представлена *только*, состав которого варьирует в пределах – $(\text{Mg}_{2.86}^{\text{Fe}_{0.19}}\text{Al}_{0.13})_{3.18}\text{Si}_{3.82}\text{O}_{10.00}(\text{OH})_2 - (\text{Mg}_{2.60}^{\text{Fe}_{0.28}}\text{Al}_{0.12})_{3.89}\text{Si}_{3.89}\text{O}_{10.00}(\text{OH})_2$; *серпентином* – $(\text{Mg}_{1.60}^{\text{Fe}_{0.25}}\text{Ni}_{0.02})_{1.87}\text{Si}_{1.13}\text{O}_{4.00}\text{OH}$, и *кальцитом* – $\text{Ca}_{1.00}\text{C}_{1.00}\text{O}_{3.00} - (\text{Ca}_{0.979}^{\text{Fe}_{0.007}}\text{Sr}_{0.005})_{0.99}\text{C}_{1.01}\text{O}_{3.00} - (\text{Ca}_{0.952}^{\text{Mg}_{0.021}}\text{Mn}_{0.008}\text{Fe}_{0.015})_{1.00}\text{C}_{1.00}\text{O}_{3.00}$.

Таким образом, анализ химического состава силикатов и алюмосиликатов, слагающих дифференцированное тело мисаелгинского комплекса, позволил расчётными методами восстановить термобарические параметры кристаллизации расплава в промежуточной камере. В частности, установлено наличие высокотемпературных (1472 °С) интрателлурических кристаллов оливина, характеризующих условия магмогенерации на ранних стадиях фракционирования расплава и оливина, кристаллизующегося в условиях промежуточной камеры (1050–1183 °С). Рассчитанная температура кристаллизации пироксенов свидетельствует о том, что они кристаллизовались совместно с оливином основной массы пород, а установленные вариации P–T параметров ($T = 950\text{--}1045$ °С, $P = 4.0\text{--}7.4$ кбар) для плагиоклаза и амфибола завершают количественную характеристику высокотемпературных процессов кристаллизации расплава. Здесь же необходимо подчеркнуть, что приведенные выше P–T параметры кристаллизации расплава, сформировавшего интрузивный массив, позволяют отнести его ультраосновной горизонт к пикритовым комплексам второго типа, выделенным нами ранее (Ковалев и др., 2017), и отождествлять условия его образования с такими аналогами, как Шатакская вулканоплутоническая ассоциация ($T = 1012\text{--}1100$ °С, $P = 3\text{--}10$ кбар) и расслоенный Кусинско-Копанский комплекс, представленный пикритами скв. № 7 ($T = 1021\text{--}1097$ °С, $P = 1\text{--}9$ кбар) (Ковалев и др., 2017).

Моделирование процесса кристаллизации

При описании моделируемых процессов используются следующие обозначения: Ol – оливин, Fo – форстеритовый минерал, Fa – фаялитовый минерал, Cpx – клинопироксен, Orx – ортопироксен, Pl – плагиоклаз, Or – ортоклаз, Mgt – магнетит, tiMgt – титаномагнетит, Q – кварц.

Моделирование процесса кристаллизации осуществлялось с использованием двух моделей: по алгоритму Х.Д. Натана и К.К. Ван-Кирка (Nathan, Vankirk, 1978) и программному продукту КОМАГМАТ, версия 5.2.2, при

$P = 0.001$ кбар; $\lg f\text{O}_2 = -14.5^1$; dQFM – 8 (Арискин и др., 1986, 1993; Френкель и др., 1988). За расплав принимался рассчитанный средневзвешенный состав интрузивного тела (мас. %): $\text{SiO}_2 = 48.23$, $\text{TiO}_2 = 1.87$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 8.4$, $\text{FeO} = 17.11$, $\text{MnO} = 0.2$, $\text{MgO} = 14.74$, $\text{CaO} = 8.32$, $\text{Na}_2\text{O} = 1.37$, $\text{K}_2\text{O} = 0.62$ (Алексеев и др., 2000). После получения результатов моделирования и построения диаграмм кристаллизации (рис. 8) анализировались два возможных механизма внутрикамерной дифференциации расплава: равновесная кристаллизация по алгоритму Х.Д. Натана и К.К. Ван-Кирка (Nathan, Vankirk, 1978) при гравитационном фракционировании твердой фазы и фракционная² кристаллизация, рассчитанная по программному продукту КОМАГМАТ (Арискин и др., 1986, 1993; Френкель и др., 1988; Ariskin, Barmina, 2004) при направленной кристаллизации (Шарков, 1980). При построении моделей постулировались следующие положения: отсутствие конвекции, скрытая теплота кристаллизации не учитывалась, фиксированная теплоотдача – 20 град/год, размер кристаллов – 1 мм. Корректность модели определялась степенью ее соответствия реальному разрезу тела.

Кристаллизация расплава по алгоритму Х.Д. Натана и К.К. Ван-Кирка (Nathan, Vankirk, 1978) (рис. 8, а) начинается с Ol при температуре 1304 °С, после выделения около 24 % кристаллов на ликвидусе появляется tiMgt, а при температуре 1207 °С кристаллизуется Cpx+tiMgt ассоциация с небольшим количеством Ol. В результате этого, при снижении температуры до 1185 °С, около 48 % объема расплава представлено Ol+Cpx+tiMgt ассоциацией. В интервале температур 1185–1143 °С кристаллизуется Pl+Cpx+Orx+Mgt+Ol ассоциация в пропорциях, изображенных на диаграмме (рис. 8, а). Состав расплава в этом интервале, вероятно, близок к субэвтектическому (Ярошевский, 1964), что отображается на диаграмме в виде чередующихся полос, представляющих кристаллизацию из расплава одного из минералов. Далее кристаллизуется Pl+Orx+Cpx+tiMgt ассоциация, сменяющаяся Or+Pl+Q, которой и завершается процесс становления интрузивного тела.

При использовании механизма гравитационного фракционирования твердой фазы, были рассчитаны изменения плотности и вязкости расплава в процессе кристаллизации и скорости осаждения минералов для отдельных температурных этапов становления массива. Расчет плотности производился по аддитивной схеме (Аппен, 1974):

$$\frac{100}{d} = \frac{V_j}{d_j}, \quad (1)$$

где d – плотность, V_j – весовые проценты компонентов расплава, d_j – коэффициенты, характерные для каждого компонента.

Значения вязкости базальтового расплава в зависимости от температуры, определялись по данным М.П. Воляровича, опубликованным в работе Р. Мюллера и С. Саксена (Мюллер, Саксена, 1980). Скорость осаждения минералов рассчитывалась по формуле Стокса:

¹Для расчета $\lg f\text{O}_2$ использовалась программа ILMAT (Lepage, 2003). За конечный результат принимались данные, рассчитанные по модели (Lindsley, Spencer, 1982).

²Под фракционной кристаллизацией здесь понимается не удаление кристаллов из системы, а отсутствие взаимодействия между кристаллами и расплавом.

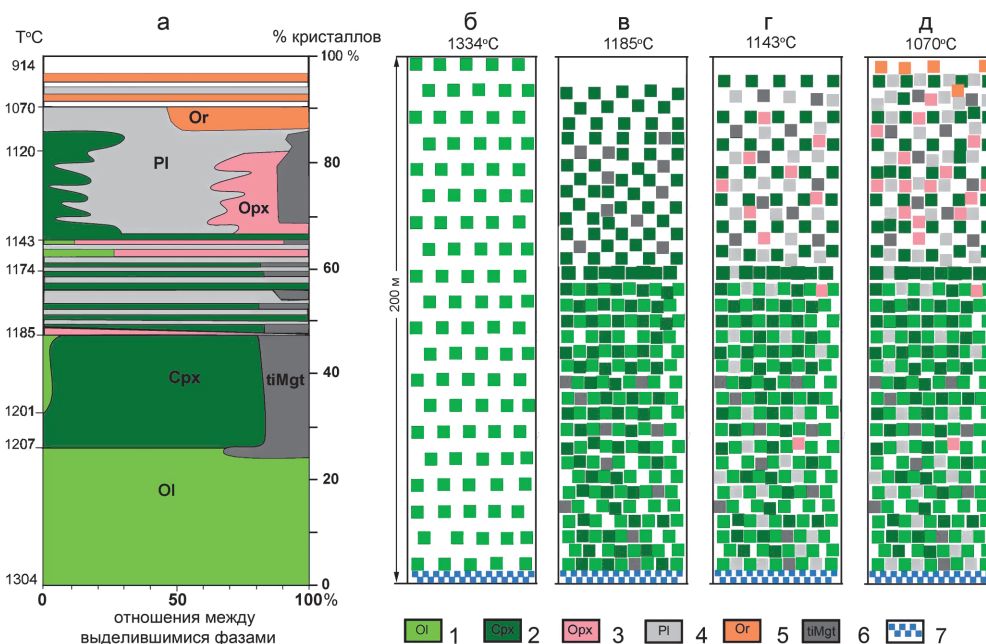


Рис. 8. Диаграмма кристаллизации средневзвешенного состава мисаелгинского комплекса по алгоритму Х.Д. Натана и К.К. Ван-Кирка (Nathan, Vankirk, 1978) и модели гравитационного осаждения кристаллов. Площадь 1 знака составляет 1 % кристаллической фазы. Из-за особенностей графического отображения, точность изображения количества кристаллической фазы в объеме расплава составляет $\pm 5\text{--}10\%$. 1 – оливин; 2 – клинопироксен; 3 – ортопироксен; 4 – плагиоклаз; 5 – ортоклаз; 6 – титаномagnetит; 7 – эндоконтактная зона.

$$V = \frac{2gr^2(\Delta\rho)}{9\eta}, \quad (2)$$

где V – скорость, g – ускорение, r – радиус, $\Delta\rho$ – разница плотности частицы и жидкости, η – вязкость, в которой учитывалось изменение вязкости и плотности расплава в зависимости от изменения температуры.

Анализируя динамику становления дифференцированного тела мисаелгинского комплекса с позиции гравитационного фракционирования, на основании полученных результатов моделирования равновесной кристаллизации и рассчитанных скоростей осаждения минералов, построены диаграммы, на которых изображено фракционирование твердой фазы для различных температурных срезов (рис. 8, б, в, г, д).

При химической гомогенности расплава кристаллизация Ol начинается при температуре 1330 °C (83–90 % Fo) во всем объеме промежуточной камеры (рис. 8, б). При скорости гравитационного осаждения 6.35–5.8 м/год, его полная отсадка закончится в среднем за 30–35 лет (при размерах кристаллов 1 мм), учитывая изменение плотности расплава. Далее (при температуре 1207 °C) к Ol присоединяется Cpx и tiMgt, которые также осаждаются в виду того, что их плотность больше плотности расплава, но скорости их осаждения значительно ниже. В результате этого, около 50 % объема расплава раскристаллизовывается с образованием горизонта, низы которого сложены оливиновыми кумулатами, а верхняя часть Cpx–tiMgt-ми. Так как движение кристаллов в расплаве под действием гравитационных сил направлено сверху вниз, то после кристаллизации 50 % объема расплава можно говорить о том, что более половины вертикального разреза тела будет представлено породой, структура которой определяется псевдокаркасом из минералов кумулуса и некоторым количеством интерстициального расплава, а также присутствием кристаллов ранних минералов во взвешенном

состоянии в объеме остаточного расплава (рис. 8, в).

После выделения 50 % кристаллов плотность остаточного расплава составляет 2.53 г/см³, а на ликвидусе появляются Pl, Cpx, Orx с небольшим Ol и tiMgt. Следует отметить, что скорости осаждения минералов на этом этапе небольшие, и если для Ol и пироксенов можно допустить относительно эффективное фракционирование, то кристаллы Pl должны практически оставаться во взвешенном состоянии. То есть здесь формируется горизонт, породы которого сложены минералами кумулуса (Cpx+Ol) с некоторым увеличением их количества сверху вниз по разрезу, при практически постоянном содержании Pl по всему разрезу интервала. Далее, при 30 % остаточного расплава, начинает кристаллизоваться Pl+Orx+tiMgt ассоциация (рис. 8, г) но так как часть ранее выделившихся кристаллов (Pl, в частности) остается во взвешенном состоянии, а выделение этой ассоциации происходит при снижении температуры на 20°, то значительное количество кристаллической фазы в единице объема расплава усложнит (либо сделает невозможным) процесс гравитационного фракционирования, и в результате этот механизм перестает играть сколь-нибудь заметную роль в процессе перераспределения минералов.

Таким образом, в результате действия механизма гравитационного фракционирования мы получаем следующий схематический разрез тела: нижний горизонт Ol и Ol+Cpx кумулатов, переходящий в горизонт со слабо проявленным накоплением пироксенов в нижних частях и практически равномерным распределением Pl, который завершается плагиоклаз-двупироксеновыми породами без сколь-нибудь заметного фракционирования, с прожилками и обособлениями кислого (плагиогранитного) материала (рис. 8, д). Здесь же следует отметить, что описанная модель будет реализована только в том случае, если допустить значительное уплотнение кристаллического

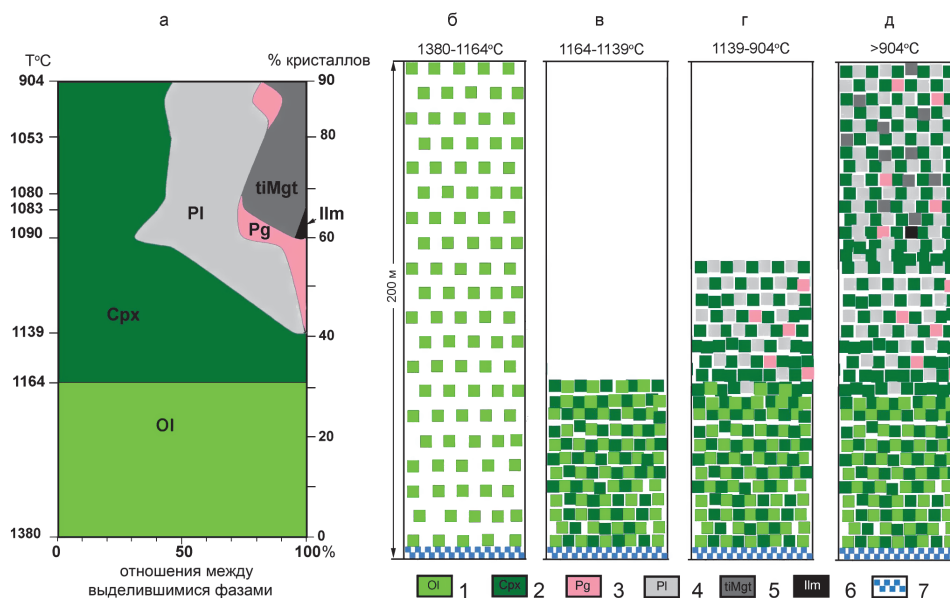


Рис. 9. Диаграмма кристаллизации средневзвешенного состава мисаелгинского комплекса по программному продукту КОМАГМАТ и модели направленной кристаллизации. Площадь 1 знака составляет 1 % кристаллической фазы. Из-за особенностей графического отображения, точность изображения количества кристаллической фазы в объеме расплава составляет ± 5 –10 %. 1 – оливин; 2 – клинопироксен; 3 – пироксен; 4 – плагиоклаз; 5 – титаномагнетит; 6 – ильменит; 7 – эндоконтактная зона.

«осадка» в нижних горизонтах (фильтр-прессинг), в противном случае, после кристаллизации 50 % объема расплава внутреннее строение массива будет характеризоваться псевдокаркасом из минералов кумулуса, занимающих практически весь объем магматической камеры, и гравитационное фракционирование здесь становится невозможным.

Фракционная кристаллизация расплава, рассчитанная по программному продукту КОМАГМАТ, изображена на рисунке 9. Как видно из диаграммы, первой выделившейся фазой при температуре 1380 °C будет OI (77–85 % Fo), к которому при $T = 1164$ °C присоединяется Crx, в результате чего 40 % объема расплава оказываются представленными биминеральной OI+Crx ассоциацией. Далее в интервале температур 1139–904 °C выделяется Crx+Pl+Pg+tiMgt+Ilm ассоциация. Оставшиеся 10 % расплава представляют собой интерстициальный материал, кристаллизация которого не описывается в рамках заданной модели.

Анализируя полученные результаты с применением механизма направленной кристаллизации, следует отметить, что построенная диаграмма (рис. 9, а) по сути является графическим отображением процесса продвижения фронта кристаллизации с выделяющимися минералами ликвидуса по мере снижения температуры. Механизм направленной кристаллизации детально рассмотрен Е.В. Шарковым (Шарков, 1980), сущность его заключается в том, что кристаллизация внутренних частей интрузивного массива происходит путем продвижения снизу вверх фронта затвердевания (зоны кристаллизации), состоящей из кристаллических фаз ликвидуса, а основная масса остаточного расплава отжимается в главный объем, обогащая его низкотемпературными составляющими.

Принципиальным моментом при реализации данной модели, по нашему мнению, является начальный этап формирования фронта кристаллизации. Если предположить, что он формируется как продолжение эндоконтактной зоны, направленный от контакта внутрь массива, то в таком случае мы должны допустить химическую

гетерогенность расплава, что практически нереализуемо в рамках существующих петрологических моделей. Поэтому в предлагаемой нами модели на начальных стадиях (температурный интервал 1380–1164 °C на рис. 9, а, б) OI кристаллизуется во всем объеме расплава при реализации механизма гравитационного фракционирования ввиду того, что фронт затвердевания в этих условиях еще не сформировался. При этом необходимо подчеркнуть, что температурный интервал кристаллизации одного OI по данной модели составляет 216 °C, в то время как по первой модели – 97 °C (рис. 9, а), ввиду чего гравитационная отсадка OI будет более «эффективной» (рис. 9, в). Далее, применяя в качестве механизма, определяющего динамику становления интрузивного тела мисаелгинского комплекса, процесс направленной кристаллизации, мы имеем следующую схему становления массива:

- по мере продвижения сформировавшегося фронта кристаллизации (снизу вверх), происходит выделение ликвидусного минерала – Crx (рис. 9, в), в результате чего нижний горизонт интрузивного тела будет представлен ультраосновной породой сложенной OI+Crx ассоциацией при незначительном количестве интерстициального расплава;

- далее на ликвидусе появляется Crx+Pl+Pg ассоциация (рис. 9, г), к которой при температуре 1090 °C присоединяется tiMgt с небольшим количеством Ilm, в пропорциях изображенных на рисунке 9, д. Таким образом, сформировавшийся верхний горизонт интрузивного тела будет представлен типичными габброидами.

Обсуждение результатов

Как уже отмечалось выше, корректность результатов расчётной модели определяется степенью ее соответствия реальному разрезу тела. На рисунке 10, а изображен реальный разрез тела, построенный путем зарисовки шлифов, и модельные разрезы, построенные: по алгоритму Х.Д. Натана и К.К. Ван-Кирка (Nathan, Vankirk, 1978) (рис. 10, б) – модель 1; по программному продукту КОМАГМАТ

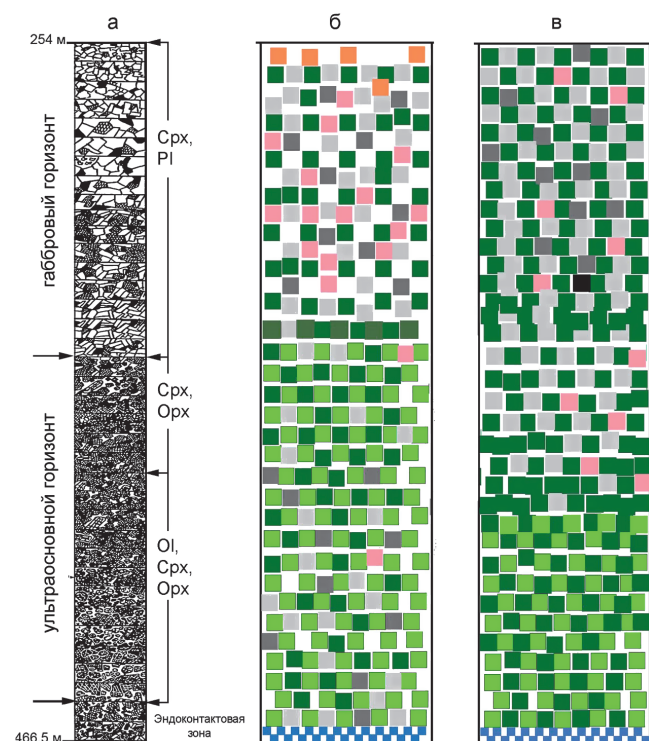


Рис. 10. Разрезы тела мисаигинского комплекса. а – реальный разрез тела, построенный путем зарисовки шлифов; б – модельный разрез, построенный при моделировании процесса кристаллизации по алгоритму Х.Д. Натана и К.К. Ван-Кирка (Nathan, Vankirk, 1978); в – модельный разрез, построенный при моделировании процесса кристаллизации по программному продукту КОМАГМАТ (Ariskin, Barmina, 2004). Условные обозначения см. на рис. 8 и рис. 9.

(рис. 10, в) – модель 2. Первое, что следует отметить, это то, что и по модели 1, и по модели 2 удалось получить двучленное строение разрезов. Сравнительный анализ реального разреза тела с моделью 1 показывает, что модельный разрез в значительной степени отличается от реального. В модельном разрезе наблюдается присутствие кристаллов Ол по всему ультраосновному горизонту и наличие значительного количества Орх в габбровом интервале, в то время как в реальном разрезе тела верхняя часть ультраосновного горизонта сложена безоливиновыми Срх+Орх породами, а в габбровом горизонте Орх отсутствует. Строение модельного разреза 2 больше соответствует реальному, так как в нем выделяется нижний горизонт обогащенный Ол, сменяющийся вверх по разрезу Срх+Орх породами и в верхней части соответствующий габброидам с небольшим количеством пижонита.

Кроме сравнения внутреннего строения тел, представляется важным проанализировать химический состав основных минералов ранней генерации в процессе эволюции расплава. На рисунке 11 представлены диаграммы для Ол (рис. 11, а, б) и Срх (рис. 11, в), на которые нанесено изменение химического состава минералов по расчетным моделям, параметры которых описаны выше, и реально существующие минералы. Как видно из анализа диаграмм химический состав и температура кристаллизации Ол, рассчитанные по алгоритму Х.Д. Натана и К.К. Ван-Кирка, в значительной степени отличаются от реально существующих, что совместно с особенностями строения разреза, описанными выше, позволяет далее не рассматривать эту

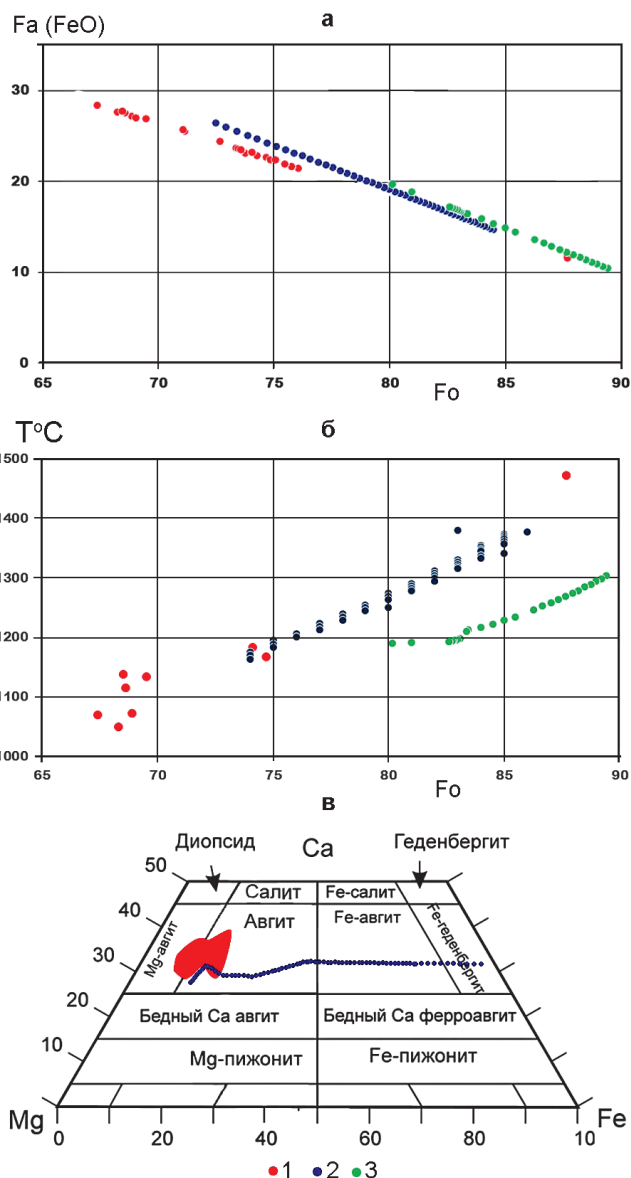


Рис. 11. Диаграммы изменения химического состава оливинов и клинопироксенов в процессе эволюции расплава. 1 – реально существующие минералы, 2 – рассчитанные по программному продукту КОМАГМАТ, 3 – рассчитанные по алгоритму Х.Д. Натана и К.К. Ван-Кирка. На диаграмме «а» для модельных составов используются параметры $Fa-Fo$, для реально существующих – $FeO_{Ol}-Fo$.

модель в качестве адекватно описывающей реальные условия становления дифференцированного тела мисаигинского комплекса. Изменение химического состава и температуры кристаллизации Ол, рассчитанные по программному продукту КОМАГМАТ, как видно из диаграмм (рис. 11, а, б), по сути дела являются продолжением реальных трендов в высокотемпературную область. В то же время в породах комплекса отсутствует Ол с содержанием форстеритового минала больше 77% (табл. 1). Объяснений может быть несколько: от самого простого – относительно малая статистика микрозондовых измерений, до сложного – изменение химического состава Ол в результате равновесной кристаллизации, при этом мы отдаем себе отчет о величинах скорости кристаллизации при выравнивающей диффузии в расплаве и кристаллизующейся фазе.

Химический состав расплава, рассчитанный нами как средневзвешенное количество окислов (см. выше), также, вероятнее всего, близок к реальному расплаву ввиду того, что в среднем составе верхнего тела при количестве анализов $n = 12$ содержание MgO составляет 12.93 мас. %, что незначительно отличается от количества MgO в средневзвешенном составе нижнего тела – 14.74 мас. %. При таком количестве окиси магния принципиальных отличий в содержании форстеритового минала и температуре кристаллизации ОI от изображенных на рисунке 11, а, б не будет. Таким образом, вопрос о наличии в расчетных моделях высокотемпературного ОI остается открытым. Иная ситуация с составом клинопироксена. Как видно из классификационной диаграммы (рис. 11, в), на начальных этапах кристаллизации образуется Srx близкий по составу к реально существующему в породах комплекса. Дальнейшая эволюция химического состава Srx в сторону Fe-геденбергита в реальности характеризуется сменой ассоциации, в которой вместо Srx будет кристаллизоваться амфибол, не входящий в модельные расчеты, но при этом его рассчитанная максимальная температура кристаллизации равна 1045 °C (см. выше), что очень близко к температурному интервалу кристаллизации Srx (1071–1073 °C), т.е. смена ассоциации является вполне реальным процессом.

Таким образом, проведенный сравнительный анализ результатов моделирования со строением реального разреза интрузивного тела мисаелгинского комплекса свидетельствует о том, что наиболее вероятным механизмом его формирования являлась направленная кристаллизация с гравитационным осаждением ОI на начальных стадиях процесса формирования массива.

Заключение

В результате анализа химического состава силикатов и алюмосиликатов, слагающих дифференцированное тело мисаелгинского комплекса, расчетными методами охарактеризованы термобарические параметры кристаллизации расплава в промежуточной камере.

Установлено наличие высокотемпературных (1472 °C) интрателлурических кристаллов оливина, характеризующих процесс в очаге магомгенерации и оливина, кристаллизующегося в условиях промежуточной камеры (1050–1183 °C). Рассчитанная температура кристаллизации пироксенов свидетельствует о том, что они кристаллизовались совместно с оливином основной массы пород, а установленные вариации P–T параметров ($T = 950–1045$ °C, $P = 4.0–7.4$ кбар) для плагиоклаза и амфибола завершают количественную характеристику высокотемпературных процессов кристаллизации расплава.

Показано, что рассчитанные P–T параметры кристаллизации расплава, сформировавшего интрузивный массив, позволяют отнести его ультраосновной горизонт к пикритовым комплексам второго типа, выделенными нами ранее.

Моделирование процесса кристаллизации, осуществленное с использованием двух моделей – по алгоритму Х.Д. Натана и К.К. Ван-Кирка и программному продукту КОМАГМАТ, и двух механизмов внутрикамерной дифференциации – равновесная кристаллизация при гравитационном фракционировании твердой фазы и фракционная

кристаллизация при направленной кристаллизации, позволили установить, что наиболее вероятным механизмом формирования дифференцированного тела мисаелгинского комплекса являлась направленная кристаллизация с гравитационным осаждением оливина на начальных стадиях процесса становления массива.

Финансирование/Благодарности

Исследования выполнены в рамках Государственного задания ИГ УФИЦ РАН (тема № 0252-2017-0012).

Авторы благодарны В.А. Котлярову за высокопрофессиональный анализ минералов, а также признательны анонимным рецензентам за полезные замечания, которые улучшили работу

Литература

- Алексеев А.А. (1984). Рифейско-вендский магматизм западного склона Южного Урала. М.: Наука, 136 с.
- Алексеев А.А., Алексеева Г.В., Ковалев С.Г. (2000). Расслоенные интрузии западного склона Урала. Уфа: Гилем, 188 с.
- Аппен А.А. (1974). Химия стекла. Л.: Химия, 125 с.
- Арискин А.А., Бармина Г.С. (2000). Моделирование фазовых равновесий при кристаллизации базальтовых магм. М.: Наука, 363 с.
- Арискин А.А., Бармина Г.С., Френкель М.Ю. (1986). Имитация кристаллизации толеитовой магмы при низком давлении при фиксированной летучести кислорода. *Geochem. Int.*, 24(5), с. 92–100.
- Арискин А.А., Френкель М.Ю., Бармина Г.С., Нильсен Р. (1993). COMAGMAT: программа FORTRAN для моделирования процессов дифференциации магмы. *Comput. Geosci.*, 19, с. 1155–1170. [https://doi.org/10.1016/0098-3004\(93\)90020-6](https://doi.org/10.1016/0098-3004(93)90020-6)
- Бычков Д.А., Коптев-Дворников Е.В. (2005). Программа Кри-Минал для моделирования равновесия расплав–твердые фазы при заданном валовом составе системы. *Матер. межд. конф.: Ультрамафит-мафитовые комплексы складчатых областей докембрия*. Улан-Удэ: Изд. БурНЦ СО РАН, с. 122–123.
- Дриц В.А., Коссовская А.Г. (1991). Глинистые минералы: слюды, хлориты. М.: Наука, 176 с.
- Ерофеева К.Г., Степанова А.В., Самсонов А.В., Ларионова Ю.О., Егорова С.В., Арзамасцев А.А., Ковальчук Е.В. (2019). Базитовые дайки и силлы палеопротерозойского возраста (2400 млн лет) на севере Фенноскандии: петрология и коровая эволюция. *Петрология*, 27(1), с. 19–46.
- Ковалев С.Г. (1996). Дифференцированные диабаз-пикритовые комплексы западного склона Южного Урала. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 99 с.
- Ковалев С.Г. (2011). Новые данные по геохимии диабаз-пикритового магматизма западного склона Южного Урала и условия его формирования. *Литосфера*, 2, с. 68–83.
- Ковалев С.Г., Ковалев С.С., Высоцкий С.И. (2018). Благороднометаллическая геохимическая специализация мезопротерозойских магматических комплексов Башкирского мегантиклинория и восточной окраины Восточно-Европейской платформы. *Литосфера*, 18(2), с. 295–313. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2018-18-2-295-313>
- Ковалев С.Г., Пучков В.Н., Высоцкий С.И., Ковалев С.С. (2017). Условия образования магматических пород при плюмовом процессе (на примере западного склона Южного Урала). *ДАН*, 475(2), с. 171–175. <https://doi.org/10.7868/S0869565217200129>
- Ленных В.И., Петров В.И. (1978). Пикриты тараташского комплекса. *Труды Ильмен. гос. заповед.*, вып. 17, с. 45–52.
- Мюллер Р., Саксена С. (1980). Химическая петрология. М.: Мир, 516 с.
- Носова А.А., Сазонова Л.В., Каргин А.В., Ларионова Ю.О., Горожанин В.М., Ковалев С.Г. (2012). Мезопротерозойская внутриплитная магматическая провинция Западного Урала: основные петрогенетические типы пород и их происхождение. *Петрология*, 20(4), с. 392–428.
- Ползунов Г.О. (2018). Оценка P–T и fO_2 условий кристаллизации монцитонитов Велиткенского гранит-мигматитового массива (арктическая Чукотка) по данным минеральной термобаро- и оксидометрии. *Тихоокеанская геология*, 37(5), с. 97–111.
- Сазонова Л.В., Носова А.А., Ларионова Ю.О., Каргин А.В., Ковалев С.Г. (2011). Мезопротерозойские пикриты восточной окраины Восточно-Европейской платформы и Башкирского мегантиклинория: петрогенезис и особенности составов оливина и клинопироксена. *Литосфера*, 3, с. 64–83.

- Уэйджер Л.П., Браун Г. (1970). Расслоенные изверженные породы. М., 552 с.
- Френкель М.Я., Ярошевский А.А., Арискин А.А., и др. (1988). Динамика внутрикамерной дифференциации базитовых магм. М.: Наука, 216 с.
- Шарков Е.В. (1980). Петрология расслоенных интрузий. Л.: Наука, 120 с.
- Ярошевский А.А. (1964). Принцип зонной плавки и его применение при решении некоторых геохимических вопросов. *Тр. геохимической конф.: Химия земной коры*, т. 2. М.: Наука, с. 55–62.
- Aitchison, S.J., Forrest, A.H. (1994). Quantification of crustal contamination in open magmatic systems. *Journal of Petrology*, 35, pp. 461–488. <https://doi.org/10.1093/petrology/35.2.461>
- Ariskin A.A., Barmina G.S. (2004). COMAGMAT: Development of a magma crystallization model and its petrologic applications. *Geochemistry International*, 42(Suppl. 1), pp. 1–157.
- Beattie P. (1993). Olivine-melt and orthopyroxene-melt equilibria. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 115(1), pp. 103–111. <https://doi.org/10.1007/BF00712982>
- Blundy J.D., Holland T.J.B. (1990). Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contrib Mineral Petrol*, 104(2), pp. 208–224. <https://doi.org/10.1007/BF00306444>
- Bohrson W.A., Spera F.J. (2001). Energy-Constrained Open-System Magmatic Processes II: Application of energy-constrained assimilation-fractional crystallization (EC-AFC) model to magmatic systems. *J. Petrol.*, 42(5), pp. 1019–1041. <https://doi.org/10.1093/petrology/42.5.1019>
- Bohrson W.A., Spera F.J. (2003). Energy-constrained opensystem magmatic processes 4; Geochemical, thermal and mass consequences of Energy-Constrained Recharge, Assimilation and Fractional Crystallization (EC-RAFC). *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 4(2). <https://doi.org/10.1029/2002GC000361>
- Bowen N.L. (1928). *The Evolution of the Igneous Rocks*. Princeton University Press, Princeton, 334 p.
- Campbell F.E., Roeder P. (1968). The stability of olivine and pyroxene in the Ni-Mg-Si-O system. *Am. Mineralog.*, 53, pp. 257–268.
- De Hoog Jan C.M., Gall Louise, David H.C. (2010). Trace-element geochemistry of mantle olivine and application to mantle petrogenesis and geothermobarometry. *Chemical Geology*, 270(1–4), pp. 196–215. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2009.11.017>
- DePaolo D.J. (1981). Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth and Planetary Science Letters*, 53(2), pp. 189–202. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(81\)90153-9](https://doi.org/10.1016/0012-821X(81)90153-9)
- Fuchs L.H., Olsen E., Jensen K.J. (1973). Mineralogy, Mineral-Chemistry, and Composition of the Murchison (C2) Meteorite. *Smithson. Contrib. Earth Sci.*, 10, pp. 1–39. <https://doi.org/10.5479/si.00810274.10.1>
- Gillis K.M., Snow J.E., Klaus A., Abe N., Adriaio A.B., Akizawa N., Ceuleneer G., Cheadle M.J., Faak K., Falloon T.J., Friedman S.A., Godard M., Guerin G., Harigane Y., Horst A.J., Hoshide T., Ildefonse B., Jean M.M., John B.E., Koepke J., Machi S., Maeda J., Marks N.E., McCaig A.M., Meyer R., Morris A., Nozaka T., Python M., Saha A., Wintsch R.P. (2014) Primitive layered gabbros from fastspreading lower oceanic crust. *Nature*, 505, pp. 204–207. <https://doi.org/10.1038/nature12778>
- Giret A., Bonin B., Leger J.M. (1980). Amphibole compositional trends in oversaturated alkaline plutonic ring-complexes. *The Canadian Mineralogist*, 18, pp. 481–495.
- Humphreys M.C.S (2011) Silicate liquid immiscibility within the crystal mush: evidence from Ti in plagioclase from the Skaergaard intrusion. *J Petrol.*, 52, pp. 147–174. <https://doi.org/10.1093/petrology/egq076>
- Kranidiotis P., MacLean W.H. (1987). Systematic of Chlorite Alteration at the Phelps Dodge Massive Sulfide Deposit, Matagami, Quebec. *Economic Geology*, 82(7), pp. 1808–1911. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.82.7.1898>
- Kretz R. (1982). Transfer and exchange equilibria in a portion of the pyroxene quadrilateral as deduced from natural and experimental data. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 46(3), pp. 411–422. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(82\)90232-0](https://doi.org/10.1016/0016-7037(82)90232-0)
- Layered Intrusions. (2015). Eds: Charlier B., Namur O., Latypov R., Tegner C. Springer, 748 p.
- Leak B.E. (1978). Nomenclature of amphiboles. *Miner. Mag.*, 42(324), pp. 533–563. <https://doi.org/10.1180/minmag.1978.042.324.21>
- Lepage L.D. (2003). ILMAT: an excel worksheet for ilmenite-magnetite geothermometry and geobarometry. *Comput. Geosci.*, 29(5), pp. 673–678. [https://doi.org/10.1016/S0098-3004\(03\)00042-6](https://doi.org/10.1016/S0098-3004(03)00042-6)
- Leuthold J, Blundy J.D, Holness M.B, Sides R. (2014) Successive episodes of reactive liquid flow through a layered intrusion (Unit 9, Rum Eastern Layered Intrusion, Scotland). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 168, pp. 1–27. <https://doi.org/10.1007/s00410-014-1021-7>
- Lindsley D.H., Spencer K.J. (1982). Fe-Ti oxide geothermometry: Reducing analyses of coexisting Ti-magnetite (Mt) and ilmenite (Ilm). *American Geophysical Union*, 63(18), p. 471.
- Loucks Robert R. (1996). A precise olivine-augite Mg-Fe-exchange geothermometer. *Contrib Mineral. Petrol.*, 125(2–3), pp. 140–150. <https://doi.org/10.1007/s004100050211>
- Miyamoto M., Furuta T., Fujii NMcKay, D.S., Lofgren G.E., Duke M.B. (1993). The Mn-Fe negative correlation in olivines in ALHA 77257 ureilite. *Journal of Geophysical Research*, 98(E3), pp. 5301–5307. <https://doi.org/10.1029/92JE02943>
- Namur O, Charlier B, Toplis M.J, Higgins M.D, Liégeois J-P, Vander Auwera J. (2010) Crystallization sequence and magma chamber processes in the ferrobaltic Sept Iles layered intrusion, Canada. *J. Petrol.*, 51, pp. 1203–1236. <https://doi.org/10.1093/petrology/egq016>
- Nathan H.D., Vankirk C.K. (1978). A model of magmatic crystallization. *Petrol.*, 19(1), pp. 66–94. <https://doi.org/10.1093/petrology/19.1.66>
- Nielsen R.L. (1985). EQUIL: a program for the modeling of low-pressure differentiation processes in natural mafic magma bodies. *Computers & Geosciences*, 11, pp. 531–546. [https://doi.org/10.1016/0098-3004\(85\)90084-6](https://doi.org/10.1016/0098-3004(85)90084-6)
- Nielsen R.L. (1988). TRACE FOR: A program for the calculation of combined major and trace-element liquid lines of descent for natural magmatic systems. *Computers & Geosciences*, 14, pp. 15–35. [https://doi.org/10.1016/0098-3004\(88\)90050-7](https://doi.org/10.1016/0098-3004(88)90050-7)
- Perchuk L.L., Saxena S.K and Bhattacharji S. (1977). Thermodynamic control of metamorphic processes in Energetics of Geological Processes. New York: Springer. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-86574-9>
- Powell R. (1984). Inversion of the assimilation and fractional crystallization (AFC) equations; characterization of contaminants from isotope and trace element relationships in volcanic suites. *Journal of Geological Society of London*, 141(3), pp. 447–452. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.141.3.0447>
- Roedder P.L., Emslie R.F. (1970). Olivine-liquid equilibrium. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 29(4), pp. 275–289. <https://doi.org/10.1007/BF00371276>
- Spera F.J., Bohrson W.A. (2001). Energy-constrained opensystem magmatic processes, 1, General model and energyconstrained assimilation and fractional crystallization (ECAFC) formulation. *J. Petrol.*, 42(5), pp. 999–1018. <https://doi.org/10.1093/petrology/42.5.999>
- Spera F.J., Bohrson W.A. (2002). Energy-constrained opensystem magmatic processes 3. Energy-constrained recharge, assimilation, and fractional crystallization (EC-RAFC). *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 3(12), pp. 1–20. <https://doi.org/10.1029/2002GC000315>
- Spera F.J., Bohrson W.A. (2004). Open-system magma chamber evolution: an energy-constrained geochemical model incorporating the effects of concurrent eruption, recharge, variable assimilation and fractional crystallization (EC-E'RAFC). *Journal of Petrology*, 45(12), pp. 2459–2480. <https://doi.org/10.1093/petrology/egh072>
- Toramaru A, Matsumoto M. (2012) Numerical experiment of cyclic layering in a solidified binary eutectic melt. *J. Geophys. Res.*, 117, B02209. <https://doi.org/10.1029/2011JB008204>
- Wells P.R.A. (1977). Pyroxene thermometry in simple and complex systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 62(2), pp. 129–139. <https://doi.org/10.1007/BF00372872>
- Wood B.J., Banno S. (1973). Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 42(2), pp. 109–124. <https://doi.org/10.1007/BF00371501>

Сведения об авторах

Сергей Григорьевич Ковалев – доктор геол.-мин. наук,
директор Института геологии УФИЦ РАН
Россия, 450077, Уфа, ул. К. Маркса, д. 16/2

Сергей Сергеевич Ковалев – научный сотрудник
Институт геологии УФИЦ РАН
Россия, 450077, Уфа, ул. К. Маркса, д. 16/2

Статья поступила в редакцию 27.04.2021;

Принята к публикации 08.09.2021;

Опубликована 30.11.2021

On the melt differentiation in the intermediate chamber (by the example of differentiated intrusives of the western slope of the Southern Urals)

S.G. Kovalev*, S.S. Kovalev

Institute of Geology – Subdivision of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences, Ufa, Russian Federation

**Corresponding author: Sergey G. Kovalev, e-mail: kovalev@ufaras.ru*

Abstract. The article provides materials on the analysis of the chemical composition of silicates and aluminosilicates that make up the differentiated body of the Misaelga complex, which made it possible by calculation methods to restore the thermobaric parameters of crystallization of the melt in the intermediate chamber.

The presence of high-temperature (1472 °C) intratelluric olivine crystals characterizing the process of magma generation in the mantle and olivine crystallizing under the conditions of the intermediate chamber (1050–1183 °C) has been established. The calculated crystallization temperature of pyroxenes indicates that they crystallized together with olivine from the bulk of the rocks, and the established variations in the P–T parameters ($T = 950\text{--}1045\text{ °C}$, $P = 4.0\text{--}7.4\text{ kbar}$) for plagioclase and amphibole complete the quantitative characteristics of high-temperature melt crystallization processes.

It is shown that the calculated P–T parameters of the crystallization of the melt that formed the intrusive massif make it possible to classify its ultrabasic horizon as picrite complexes of the second type that we identified earlier.

Modeling of the crystallization process carried out using two models – according to the algorithm of H.D. Nathan and K.K. Van Kirk and the software product KOMAGMAT – made it possible to establish that the most probable mechanism for the formation of a differentiated body of the Misaelga complex was directional crystallization with gravitational deposition of olivine at the initial stages of the formation of the massif.

Keywords: Southern Urals, differentiated body, olivine, clinopyroxene, orthopyroxene, modeling, crystallization temperature, melt differentiation, liquidus phases

Acknowledgements

The research was carried out within the framework of the State Assignment of the IG UFIC RAS (project No. 0252-2017-0012).

The authors are grateful to V.A. Kotlyarov for his highly professional analysis of the minerals and are also grateful to the anonymous reviewers for helpful comments which improved the work.

Recommended citation: Kovalev S.G., Kovalev S.S. (2021). On the melt differentiation in the intermediate chamber (by the example of differentiated intrusives of the western slope of the Southern Urals). *Georesursy = Georesources*, 23(4), pp. 80–95. DOI: <https://doi.org/10.18599/grs.2021.4.10>

References

- Aitchison, S.J., Forrest, A.H. (1994). Quantification of crustal contamination in open magmatic systems. *Journal of Petrology*, 35, pp. 461–488. <https://doi.org/10.1093/petrology/35.2.461>
- Alekseev A.A. (1984). Riphean-Vendian magmatism of the western slope

of the Southern Urals. Moscow: Nauka, 136 p. (In Russ.)

Alekseev A.A., Alekseeva G.V., Kovalev S.G. (2000). Layered intrusions of the western slope of the Urals. Ufa: Gilem, 188 p. (In Russ.)

Appen A.A. (1974). Glass chemistry. Leningrad: Khimiya, 125 p. (In Russ.)

Ariskin A.A., Barmina G.S. (2004). COMAGMAT: Development of a magma crystallization model and its petrologic applications. *Geochemistry International*, 42(Suppl. 1), pp. 1–157.

Ariskin A.A., Barmina G.S. (2000). Modelirovanie fazovykh ravnovesiy pri kristallizatsii bazal'tovykh magm. Moscow: Nauka, 363 p. (In Russ.)

Ariskin A.A., Barmina G.S., Frenkel M.Yu. (1986). Computer simulation of basalt magma crystallization at a fixed oxygen fugacity. *Geochem. Int.*, 24(5), pp. 92–100. (In Russ.)

Ariskin A.A., Frenkel M.Yu., Barmina G.S., Nilsen R. (1993). Comagmat: a Fortran program to model magma differentiation processes. *Comput. Geosci.*, 19(8), pp. 1155–1170. [https://doi.org/10.1016/0098-3004\(93\)90020-6](https://doi.org/10.1016/0098-3004(93)90020-6)

Beattie P. (1993). Olivine-melt and orthopyroxene-melt equilibria. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 115(1), pp. 103–111. <https://doi.org/10.1007/BF00712982>

Blundy J.D., Holland T.J.B. (1990). Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contrib Mineral Petrol*, 104(2), pp. 208–224. <https://doi.org/10.1007/BF00306444>

Bohrson W.A., Spera F.J. (2001). Energy-Constrained Open-System Magmatic Processes II: Application of energy-constrained assimilation-fractional crystallization (EC-AFC) model to magmatic systems. *J. Petrol.*, 42(5), pp. 1019–1041. <https://doi.org/10.1093/petrology/42.5.1019>

Bohrson W.A., Spera F.J. (2003). Energy-constrained opensystem magmatic processes 4: Geochemical, thermal and mass consequences of Energy-Constrained Recharge, Assimilation and Fractional Crystallization (EC-RAFC). *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 4(2). <https://doi.org/10.1029/2002GC000361>

Bowen N.L. (1928). The Evolution of the Igneous Rocks. Princeton University Press, Princeton, 334 p.

Bychkov D.A., Koptev-Dvornikov E.V. (2005). Cri-Minal program for modeling the melt-solid phase equilibrium for a given gross composition of the system. *Proc. Conf.: Ultramafic-mafic complexes of folded areas of the Precambrian*. Ulan-Ude: BurNTs SB RAS, pp. 122–123. (In Russ.)

Campbell F.E., Roeder P. (1968). The stability of olivine and pyroxene in the Ni-Mg-Si-O system. *Am. Mineralog.*, 53, pp. 257–268.

De Hoog Jan C.M., Gall Louise, David H.C. (2010). Trace-element geochemistry of mantle olivine and application to mantle petrogenesis and geothermobarometry. *Chemical Geology*, 270(1–4), pp. 196–215. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2009.11.017>

DePaolo D.J. (1981). Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth and Planetary Science Letters*, 53(2), pp. 189–202. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(81\)90153-9](https://doi.org/10.1016/0012-821X(81)90153-9)

Drits V.A., Kossovskaya A.G. (1991). Clay minerals: micas, chlorites. Moscow: Nauka, 176 p. (In Russ.)

Erofeeva, K.G., Stepanova, A.V., Samsonov, A.V. et al. (2019) 2.4 Ga Mafic Dikes and Sills of Northern Fennoscandia: Petrology and Crustal Evolution. *Petrology*, 27, pp. 17–42. <https://doi.org/10.1134/S0869591119010016>

Frenkel M.Ya., Yaroshevskiy A.A., Ariskin A.A., et al. (1988). Dynamics of intrachamber differentiation of basic magmas. Moscow: Nauka, 216 p. (In Russ.)

Fuchs L.H., Olsen E., Jensen K.J. (1973). Mineralogy, Mineral-Chemistry, and Composition of the Murchison (C2) Meteorite. *Smithson. Contrib. Earth Sci.*, 10, pp. 1–39. <https://doi.org/10.5479/si.00810274.10.1>

Gillis K.M., Snow J.E., Klaus A., Abe N., Adriaio A.B., Akizawa N., Ceuleneer G., Cheadle M.J., Faak K., Falloon T.J., Friedman S.A., Godard M., Guerin G., Harigane Y., Horst A.J., Hoshide T., Ildefonse B., Jean M.M., John B.E., Koepke J., Machi S., Maeda J., Marks N.E., McCaig A.M., Meyer R., Morris A., Nozaka T., Python M., Saha A., Wintsch R.P. (2014) Primitive layered gabbros from fastspreading lower oceanic crust. *Nature*, 505, pp. 204–207. <https://doi.org/10.1038/nature12778>

- Giret A., Bonin B., Leger J.M. (1980). Amphibole compositional trends in oversaturated alkaline plutonic ring-complexes. *The Canadian Mineralogist*, 18, pp. 481–495.
- Humphreys M.C.S. (2011). Silicate liquid immiscibility within the crystal mush: evidence from Ti in plagioclase from the Skaergaard intrusion. *J. Petrol.*, 52, pp. 147–174. <https://doi.org/10.1093/petrology/egq076>
- Kovalev S.G. (1996). Differentiated diabase-picrite complexes of the western slope of the Southern Urals. Ufa: IG UNTs RAS, 99 p. (In Russ.)
- Kovalev S.G. (2011). New data on the geochemistry of diabase-picrite magmatism on the western slope of the Southern Urals and the conditions for its formation. *Litosfera = Lithosphere (Russia)*, 2, pp. 68–83. (In Russ.)
- Kovalev S.G., Kovalev S.S., Vysotskiy S.I. (2018). Noble metal geochemical specialization of the Mesoproterozoic magmatic complexes of the Bashkirian meganticlinorium and the eastern margin of the East European platform. *Litosfera = Lithosphere (Russia)*, 18(2), pp. 295–313. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2018-18-2-295-313>
- Kovalev S.G., Puchkov V.N., Vysotskiy S.I., Kovalev S.S. (2017). Conditions for the formation of igneous rocks during the plume process (on the example of the western slope of the Southern Urals). *DAN*, 475(2), pp. 171–175. (In Russ.) <https://doi.org/10.7868/S0869565217200129>
- Kranidiotis P., MacLean W.H. (1987). Systematic of Chlorite Alteration at the Phelps Dodge Massive Sulfide Deposit, Matagami, Quebec. *Economic Geology*, 82(7), pp. 1808–1911. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.82.7.1898>
- Kretz R. (1982). Transfer and exchange equilibria in a portion of the pyroxene quadrilateral as deduced from natural and experimental data. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 46(3), pp. 411–422. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(82\)90232-0](https://doi.org/10.1016/0016-7037(82)90232-0)
- Layered Intrusions. (2015). Eds: Charlier B., Namur O., Latypov R., Tegner C. Springer, 748 p.
- Leak B.E. (1978). Nomenclature of amphiboles. *Miner. Mag.*, 42(324), pp. 533–563. <https://doi.org/10.1180/minmag.1978.042.324.21>
- Lennykh V.I., Petrov V.I. (1978). Picrites of the Taratash complex. *Trudy Il'men. gos. zapoved.*, vol. 17, pp. 45–52. (In Russ.)
- Lepage L.D. (2003). ILMAT: an excel worksheet for ilmenite-magnetite geothermometry and geobarometry. *Comput. Geosci.*, 29(5), pp. 673–678. [https://doi.org/10.1016/S0098-3004\(03\)00042-6](https://doi.org/10.1016/S0098-3004(03)00042-6)
- Leuthold J., Blundy J.D., Holness M.B., Sides R. (2014). Successive episodes of reactive liquid flow through a layered intrusion (Unit 9, Rum Eastern Layered Intrusion, Scotland). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 168, pp. 1–27. <https://doi.org/10.1007/s00410-014-1021-7>
- Lindsley D.H., Spencer K.J. (1982). Fe-Ti oxide geothermometry: Reducing analyses of coexisting Ti-magnetite (Mt) and ilmenite (Ilm). *American Geophysical Union*, 63(18), p. 471.
- Loucks Robert R. (1996). A precise olivine-augite Mg-Fe-exchange geothermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 125(2–3), pp. 140–150. <https://doi.org/10.1007/s004100050211>
- Miyamoto M., Furuta T., Fujii NMcKay, D.S., Lofgren G.E., Duke M.B. (1993). The Mn-Fe negative correlation in olivines in ALHA 77257 ureilite. *Journal of Geophysical Research*, 98(E3), pp. 5301–5307. <https://doi.org/10.1029/92JE02943>
- Myuller R., Saksena S. (1980). Chemical petrology. Moscow: Mir, 516 p. (In Russ.)
- Namur O., Charlier B., Toplis M.J., Higgins M.D., Liégeois J-P, Vander Auwera J. (2010). Crystallization sequence and magma chamber processes in the ferrobaltic Sept Îles layered intrusion, Canada. *J. Petrol.*, 51, pp. 1203–1236. <https://doi.org/10.1093/petrology/egq016>
- Nathan H.D., Vankirk C.K. (1978). A model of magmatic crystallization. *Petrol.*, 19(1), pp. 66–94. <https://doi.org/10.1093/petrology/19.1.66>
- Nielsen R.L. (1985). EQUIL: a program for the modeling of low-pressure differentiation processes in natural mafic magma bodies. *Computers & Geosciences*, 11, pp. 531–546. [https://doi.org/10.1016/0098-3004\(85\)90084-6](https://doi.org/10.1016/0098-3004(85)90084-6)
- Nielsen R.L. (1988). TRACE FOR: A program for the calculation of combined major and trace-element liquid lines of descent for natural magmatic systems. *Computers & Geosciences*, 14, pp. 15–35. [https://doi.org/10.1016/0098-3004\(88\)90050-7](https://doi.org/10.1016/0098-3004(88)90050-7)
- Nosova, A.A., Sazonova, L.V., Kargin, A.V. et al. (2012) Mesoproterozoic within-plate igneous province of the western urals: Main petrogenetic rock types and their origin. *Petrology*, 20, pp. 356–390. <https://doi.org/10.1134/S086959111204008X>
- Perchuk L.L., Saxena S.K. and Bhattacharji S. (1977). Thermodynamic control of metamorphic processes in Energetics of Geological Processes. New York: Springer. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-86574-9>
- Polzunenkov G.O. (2018). Evaluation of P-T and fO₂ conditions of crystallization of monzonitoids of the Velitkenai granite-migmatite massif (Arctic Chukotka) based on mineral thermobar- and oxybarometry data. *Tikhookeanskaya geologiya*, 37(5), pp. 97–111. (In Russ.)
- Powell R. (1984). Inversion of the assimilation and fractional crystallization (AFC) equations; characterization of contaminants from isotope and trace element relationships in volcanic suites. *Journal of Geological Society of London*, 141(3), pp. 447–452. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.141.3.0447>
- Roedder P.L., Emslie R.F. (1970). Olivine-liquid equilibrium. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 29(4), pp. 275–289. <https://doi.org/10.1007/BF00371276>
- Sazonova L.V., Nosova A.A., Larionova Yu.O., Kargin A.V., Kovalev S.G. (2011). Mesoproterozoic picrites of the eastern margin of the East European Platform and the Bashkirian meganticlinorium: petrogenesis and compositional features of olivine and clinopyroxene. *Litosfera = Lithosphere (Russia)*, 3, pp. 64–83. (In Russ.)
- Sharkov E.V. (1980). Petrology of layered intrusions. Leningrad: Nauka, 120 p. (In Russ.)
- Spera F.J., Bohrsen W.A. (2001). Energy-constrained opensystem magmatic processes, 1, General model and energyconstrained assimilation and fractional crystallization (ECAFC) formulation. *J. Petrol.*, 42(5), pp. 999–1018. <https://doi.org/10.1093/petrology/42.5.999>
- Spera F.J., Bohrsen W.A. (2002). Energy-constrained opensystem magmatic processes 3. Energy-constrained recharge, assimilation, and fractional crystallization (EC-RAFC). *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 3(12), pp. 1–20. <https://doi.org/10.1029/2002GC000315>
- Spera F.J., Bohrsen W.A. (2004). Open-system magma chamber evolution: an energy-constrained geochemical model incorporating the effects of concurrent eruption, recharge, variable assimilation and fractional crystallization (EC-E'RAFC). *Journal of Petrology*, 45(12), pp. 2459–2480. <https://doi.org/10.1093/petrology/egh072>
- Toramaru A., Matsumoto M. (2012) Numerical experiment of cyclic layering in a solidified binary eutectic melt. *J. Geophys. Res.*, 117, B02209. <https://doi.org/10.1029/2011JB008204>
- Wager L.P., Brown G. (1968). Layered igneous rocks. Edinburgh; London: Oliver & Boyd, 588 p.
- Wells P.R.A. (1977). Pyroxene thermometry in simple and complex systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 62(2), pp. 129–139. <https://doi.org/10.1007/BF00372872>
- Wood B.J., Banno S. (1973). Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 42(2), pp. 109–124. <https://doi.org/10.1007/BF00371501>
- Yaroshevskiy A.A. (1964). The principle of zone melting and its application in solving some geochemical issues. *Proc. Conf.: Chemistry of the Earth's Crust*, vol. 2. Moscow: Nauka, pp. 55–62. (In Russ.)

About the Authors

Sergey G. Kovalev – Director, DSc (Geology and Mineralogy)

Institute of Geology – Subdivision of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences
16/2 Karl Marx st., Ufa, 450077, Russian Federation

Sergey S. Kovalev – Junior Researcher

Institute of Geology – Subdivision of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences
16/2 Karl Marx st., Ufa, 450077, Russian Federation

Manuscript received 27 April 2021;

Accepted 8 September 2021;

Published 30 November 2021