

УДК 553.9+553.21

УСЛОВИЯ И МЕХАНИЗМЫ ФОРМИРОВАНИЯ СУЛЬФИДНО-ОКСИДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ПРИ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ РАСПЛАВА В ПРОМЕЖУТОЧНОЙ КАМЕРЕ (НА ПРИМЕРЕ ИНТРУЗИИ ЗАПАДНОГО СКЛОНА ЮЖНОГО УРАЛА)

© 2021 г. С. Г. Ковалев^а, *, С. С. Ковалев^а

^аИнститут геологии Уфимского Федерального Исследовательского Центра РАН,
ул. Карла Маркса, 16/2, Уфа, Башкортостан, 450077 Россия

*e-mail: kovalev@ufaras.ru

Поступила в редакцию 30.04.2021 г.

После доработки 15.06.2021 г.

Принята к публикации 13.07.2021 г.

В статье приводятся материалы по геологии, геохимии и минералогии дифференцированного тела мисаелгинского комплекса, расположенного в тараташском метаморфическом комплексе на западном склоне Южного Урала. В результате проведенных исследований установлено, что распределение платиноидов (ЭПГ) и золота по разрезу дифференцированного тела подчеркивает его асимметричное строение. Сравнительный анализ нормализованных содержаний благородных металлов в породах комплекса и пикритах западного склона Южного Урала и прилегающей части Восточно-Европейской платформы показал, что породам присущи общие тенденции, а именно – преобладание Pd над Pt и “родиевая аномалия”. Распределение редкоземельных элементов (РЗЭ) в породах комплекса характеризуется их “инертным” поведением при внутрикамерной дифференциации расплава. Лишь на заключительных этапах остаточный расплав резко обогащается всей группой РЗЭ. Детальный минералогический анализ силикатов и алюмосиликатов позволил рассчитать *PT*-параметры их кристаллизации: интрателлурический оливин – 1472°C, оливин основной массы пород 1050–1183°C, пироксены – 1071–1073°C, амфибол – $T = 950–1045^\circ\text{C}$, $P = 4.0–7.4$ кбар. Вариации химического состава основных породообразующих минералов и внутреннее строение дифференцированного тела удовлетворительно описываются моделью фракционной кристаллизации при реализации механизма направленной кристаллизации с гравитационным осаждением оливина, оливина + клинопироксена и рудных минералов ранней генерации на начальных стадиях процесса становления массива.

Показано, что обобщенный процесс формирования сульфидной и Fe–Ti-минерализации при дифференциации расплава в промежуточной камере заключается в кристаллизации сульфидного и Fe–Ti-расплава в зависимости от его состава; кристаллизации *iss* в виде “промежуточных” соединений, хроммагнетита и Сг–Mg-ильменита, а также эволюции состава пентландита в сторону Co-содержащих разновидностей. На заключительной стадии реализуется процесс распада Fe–Ti-твердых растворов с различным числом и составом сосуществующих фаз.

Ключевые слова: Южный Урал, магматическая дифференциация, фракционная кристаллизация, платиноиды, силикатные минералы, сульфидная минерализация, Fe–Ti-минерализация

DOI: 10.31857/S0016777021060034

ВВЕДЕНИЕ

Процессы дифференциации вещества при формировании магматических пород основного-ультраосновного состава изучаются уже около 100 лет, со времени новаторской работы Боуэна (Bowen, 1928), классических исследований Л.П. Уэйджера и Г. Брауна (Уэйджер, Браун, 1970) и других. Количественное физико-химическое изучение магматических процессов началось с экспериментальных исследований бинарных и тройных силикатных систем с ограниченным на-

бором компонентов. Интерпретация равновесий с участием природных расплавов проводилась, главным образом, посредством проекций составов магм на диаграммы состояния упрощенных систем. Усовершенствованные в последние годы лабораторно-экспериментальная и аналитическая базы позволили существенно изменить методы изучения вещества, что выразилось в “лавинообразном” количестве публикаций, посвященных экспериментам по плавлению и кристаллизации

горных пород при различных *PT*-параметрах и с различным количеством компонентов.

Во второй половине XX и начале XXI века были 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; Ariskin et al., 1993; Френкель и др., 1988; Beattie, 1993; Арискин, Бармина, 2000 и многие другие). Дальнейшее развитие моделей было направлено на поведение 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; Bohrson, Spera, 2001; Spera, Bohrson, 2001, 2002, 2004; Бычков, Коптев-Дворников, 2005).

Несмотря на большое количество публикаций, посвященных дифференциации вещества при формировании магматических пород, многие проблемы, связанные с процессом минералообразования при становлении интрузивных тел, и сегодня остаются остро дискуссионными. Целью данной работы является на основе авторского материала воссоздать условия и механизмы формирования сульфидно-оксидной минерализации при дифференциации расплава в промежуточной камере на примере интрузивных тел мисаелгинского комплекса, расположенных на западном склоне Южного Урала.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Мисаелгинский комплекс представлен двумя дифференцированными феррогаббро-долерит-пикритовыми телами, выявленными в юго-западной части Тараташского метаморфического комплекса (Алексеев, 1984; Ковалев, 1996). Интрузивные массивы образуют пологопадающие на запад тела мощностью 45 и более 216 м (фиг. 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 около 2 м, пикритовый горизонт – 110–112 м и габбровый горизонт – 100–110 м.

Нижняя эндоконтактная зона сложена оливиновыми долеритами и порфиroidными пикродолеритами. По внешнему облику это темно-зеленые (до черных) породы со среднезернистой порфиroidной структурой и массивной тексту-

рой. Минеральный состав включает: оливин, ортопироксен, клинопироксен, плагиоклаз, бурую роговую обманку, биотит, магнетит, титаномагнетит, ильменит, сульфиды, апатит, титанит.

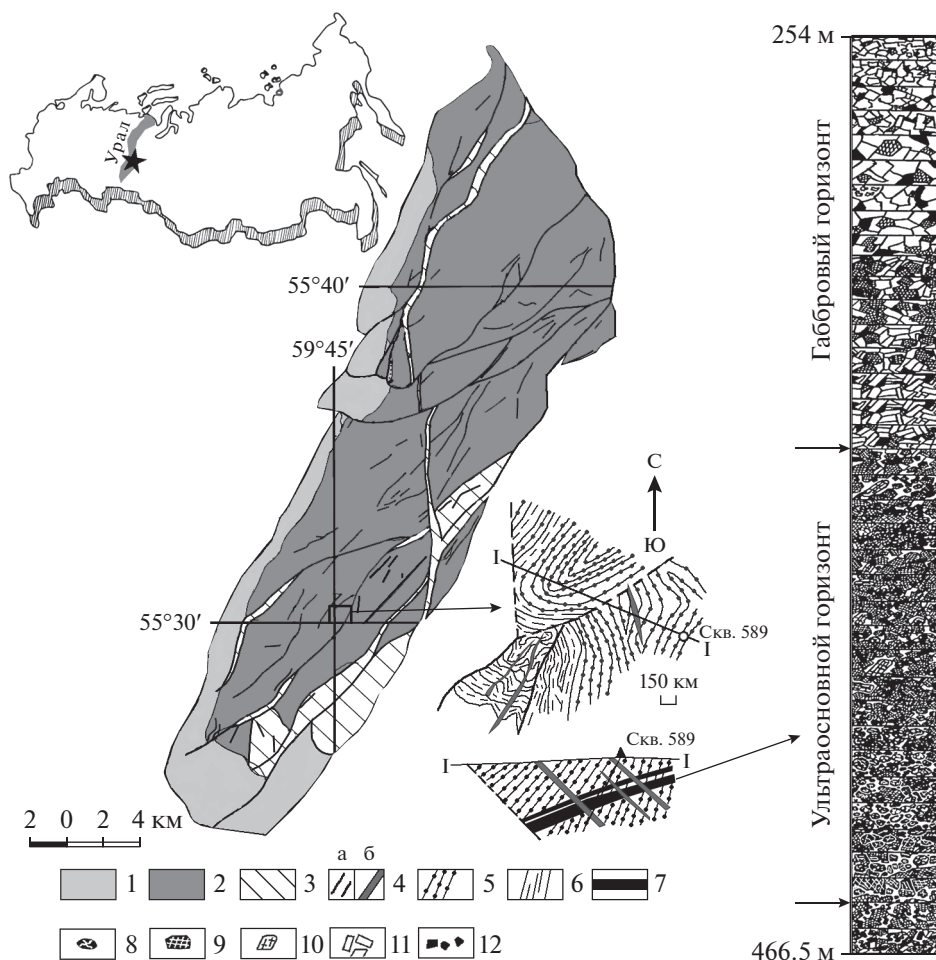
Пикритовый горизонт представлен темно-серыми массивными, среднезернистыми пикритами, микроструктурные особенности и минеральный состав которых изменяются (постепенно) в зависимости от местоположения в разрезе. Для нижней части характерны пойкилитовые структуры, в которых часто присутствуют скопления оливина, образующие гломеропорфирные выделения (фиг. 2в, г). Далее вверх по разрезу структуры переходят в гипидиоморфнозернистые с элементами порфиroidных. В качестве порфиroidных вкрапленников выступают кристаллы ортопироксена. Изменение минерального состава снизу вверх по разрезу заключается в закономерном уменьшении количества оливина и ортопироксена. В сложении пород участвуют оливин, ортопироксен, клинопироксен, плагиоклаз, биотит, магнетит, ильменит (пикроильменит), хромшпинелид (хроммагнетит), халькопирит, пирротин, пентландит. Ассоциация вторичных минералов состоит из актинолита, серпентина, талька, хлорита, серицита, карбоната, а также тонкодисперсного магнетита.

Габбровый горизонт сложен типичными габбро, феррогаббро-долеритами, их более лейкократовыми разновидностями до жильных плагиогранитов (фиг. 2а, б). Структура пород меняется от порфиroidной до офитовой, гипидиоморфнозернистой – габбровой (в прожилковых плагиогранитах – гипидиоморфнозернистая, гранитовая). Минеральный состав включает клинопироксен, плагиоклаз, роговую обманку, биотит, магнетит, титаномагнетит, сульфиды (при преобладании пирита). Ассоциация вторичных минералов представлена амфиболом (зеленая роговая обманка, актинолит), альбитом, серицитом, эпидотом, хлоритом, тальком, сфеном, магнетитом и лейкоксеном.

В верхних частях изученного тела присутствует прожилок плагиогранитного состава, который является наиболее кислым дериватом магмы, сформировавшей интрузив. Мощность прожилка 5–10 см, он сложен плагиоклазом № 4–46 в количестве до 40–60%, серицитом, магнетитом и апатитом.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Минералы были изучены 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

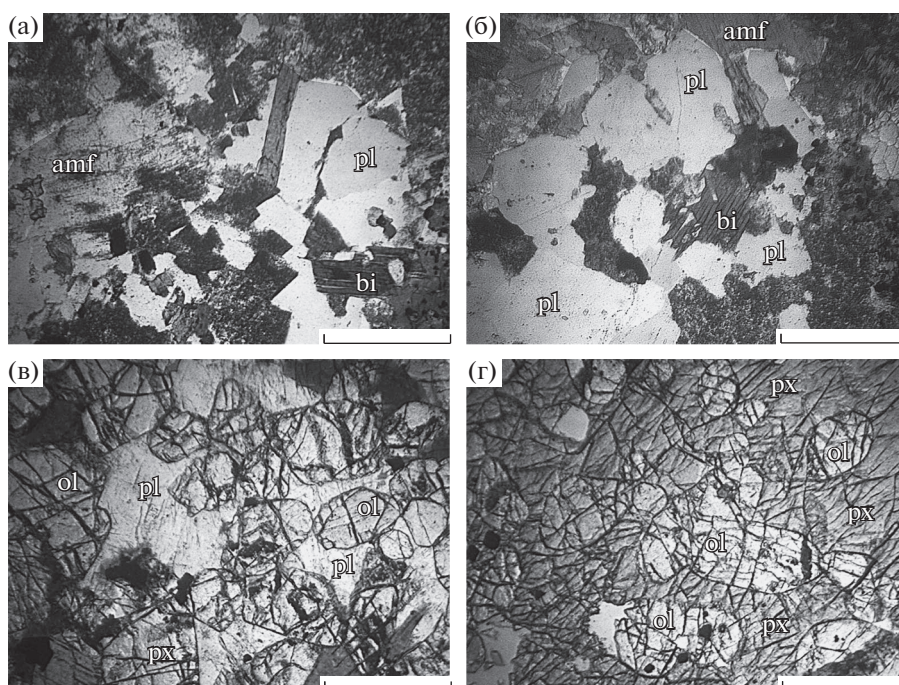


Фиг. 1. Геологическая схема тараташского комплекса и участка “Магнитный” с нижним дифференцированным телом мисаелгинского комплекса. 1 – отложения айской свиты (RF_1); 2 – архей-протерозойские отложения нерасчлененные; 3 – тектонические зоны с blastsмилонитами; 4 – разновозрастные дайки базитов; 5 – мигматиты; 6 – гранат-биотитовые гнейсы; 7 – расслоенные тела мисаелгинского комплекса; 8 – оливин; 9 – клинопироксен; 10 – ортопироксен; 11 – плагиоклаз; 12 – рудный минерал.

(г. Миасс, аналитик В.А. Котляров). При проведении количественного анализа в точке применялось ускоряющее напряжение 20–30 кV при токах зонда от 4 до 6 нА. 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).

Определение в образцах концентраций петрогенных оксидов и $S_{\text{общ}}$ выполнено рентгенофлуоресцентным методом в ИГ УФИЦ РАН (г. Уфа) на спектрометре VRA-30 (“Карл Цейсс”, Германия) с использованием рентгеновской трубки с W-анодом (30 кВ, 40 мА). Пределы обнаружения для SiO_2 и Al_2O_3 составляли 0.1% (здесь и далее элементы в мас. %), TiO_2 , Fe_2O_3 , MnO , CaO , K_2O , P_2O_5 и $S_{\text{общ}}$ – 0.01%, MgO – 0.2%.

Концентрации редких и рассеянных элементов (Li, Be, Sc, Ti, V, Cr, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Ge, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Ag, Cd, Sn, Sb, Te, Cs, Ba, РЗЭ, Hf, Ta, W, Tl, Pb, Bi, Th, U) определены методом ICP-MS в ЦИИ ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург). Переведение проб в раствор осуществлялось или сплавлением с метабором лития и растворением сплава в азотной кислоте, или разложением с использованием концентрированных азотной, плавиковой и хлорной кислот. Методика выполнения измерений обеспечивает с вероятностью $P = 0.95$ получение результатов анализа с погрешностью, не превышающей значений, приведенных в ОСТ 41-08-214-04 для III категории точности. Расширенная неопределенность (extended uncertainty ($k = 2$)) не превышает заданной по формуле Horwitz для лабораторий чистой геохимии по результатам регулярного участия лаборатории в международной программе Geoanalytical



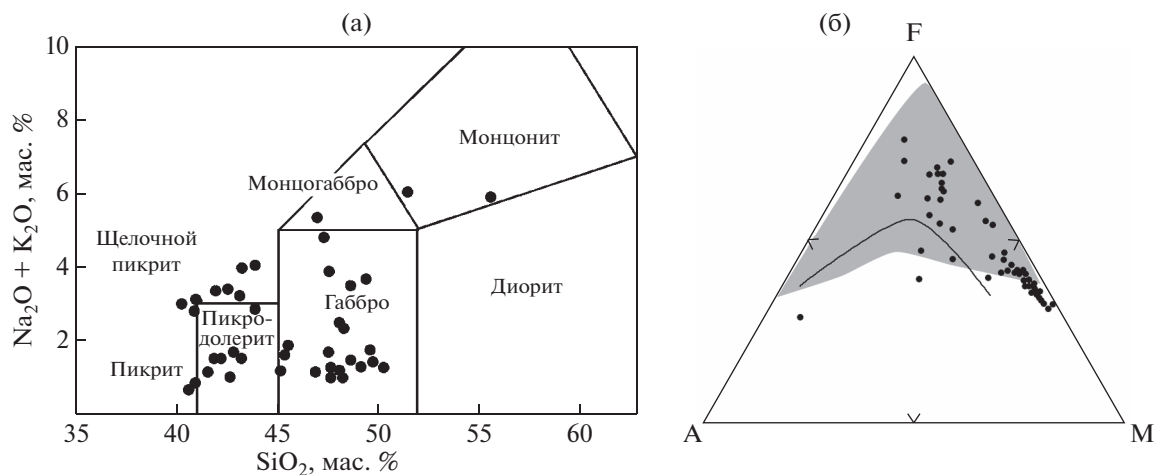
Фиг. 2. Микрофотографии пород мисаелгинского комплекса. а, б — габбро-долериты; в, г — пикриты. ol — оливин; px — пироксен; pl — плагиоклаз; amf — амфибол; bi — биотит.

proficiency testing (GeoPT). Анализ подготовленных растворов проводили на приборах ELAN-6100 DRC и Agilent 7700 с использованием компьютерной программы обработки данных TOTALQUANT, включающей автоматический учет изотопных и молекулярных наложений на масс-спектральные аналитические линии определяемых элементов.

Количественное определение содержания благородных металлов (Au, Pt, Pd, Rh, Ru, Ir) проведено в ЦИИ ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург). Переведение проб в раствор осуществлялось посредством их разложения смесью концентрированных кислот (плавиковой, серной, фосфорной и щавелевой), сплавления остатка с пероксидом натрия, растворения сплава в хлороводородной кислоте с последующим анализом растворов методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой. Диапазоны концентраций элементов, определяемых в соответствии с данной методикой, соответствуют:

№ п/п	Элемент	Диапазон, мг/кг	
		минимум	максимум
1	Au	0.002	50
2	Pt	0.002	10
3	Pd	0.002	50
4	Rh	0.002	5.0
5	Ru	0.002	2.0
6	Ir	0.002	1.0

Методика выполнения измерений обеспечивает с вероятностью $P = 0.95$ получение результатов анализа с точностью, соответствующей III категории по ОСТ 41-08-212-04. Способ разложения проб основан на частичном неокислительном разрушении пробы смесью кислот, промывании, высушивании и озолении остатка, сплавлении его с пероксидом натрия и растворении сплава в хлороводородной кислоте. Принципы, заложенные в основу данной методики, обеспечивают ее универсальность по отношению к пробам различного состава. Анализ подготовленных растворов проводили на приборе AGILENT 7700x фирмы Agilent Technologies (США), с использованием компьютерной программы обработки данных количественного анализа, включающей автоматический учет изотопных и молекулярных наложений на масс-спектральные аналитические линии определяемых элементов. Данный метод предусматривает автоматическое построение градуировочных графиков по калибровочным растворам в интервале концентраций элементов 0.1–100 мкг/дм³. Количественное содержание каждого элемента вычисляется автоматически путем сравнения сигналов элементов (масс-спектров) рабочей пробы и калибровочной смеси.



Фиг. 3. Диаграммы SiO_2 – $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ и AFM для пород мисаелгинского комплекса. Серая заливка на диаграмме AFM – поле пород кусинско-копанского комплекса по (Алексеев и др., 2000).

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ И МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

Петрогеохимическая характеристика пород мисаелгинского комплекса свидетельствует об их принадлежности к интрузивам базит-гипербазитового состава со специфичными особенностями, которые присущи этому типу магматизма в регионе. Для сравнительного анализа здесь используются данные по расслоенному Кусинско-Копанскому комплексу с титан-железо-ванадиевым оруденением, который представляет собой одну из наиболее известных и относительно хорошо изученных ассоциаций интрузивных пород Башкирского мегантиклинория. В настоящее время Кусинско-Копанский комплекс рассматривается как типичная платформенная стратиформная интрузия, комагматичная ранне-среднерифейской риолит-базальтовой формации (Алексеев и др., 2000). Массивы комплекса имеют неоднородное внутреннее строение. Характерная их особенность – полосчатость, стратифицированность, заключающаяся в чередовании в разрезе “слоев” базитов переменной мощности, различного состава, зернистости, структуры и текстуры. Полосчатое строение массивов усиливается переменным содержанием рудных минералов в породах и наличием согласных с общей полосчатостью пластов вкрапленных и сплошных титаномагнетитовых руд. В висячем боку интрузий залегают микропегматитовые граниты (Рябиновская интрузия), отделенные от габброидов переходной зоной гибридных габбро-диоритов и диоритов (Алексеев и др., 2000).

На диаграмме SiO_2 – $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ (фиг. 3а) фигуративные точки пород мисаелгинского комплекса располагаются в полях от пикрита до мон-

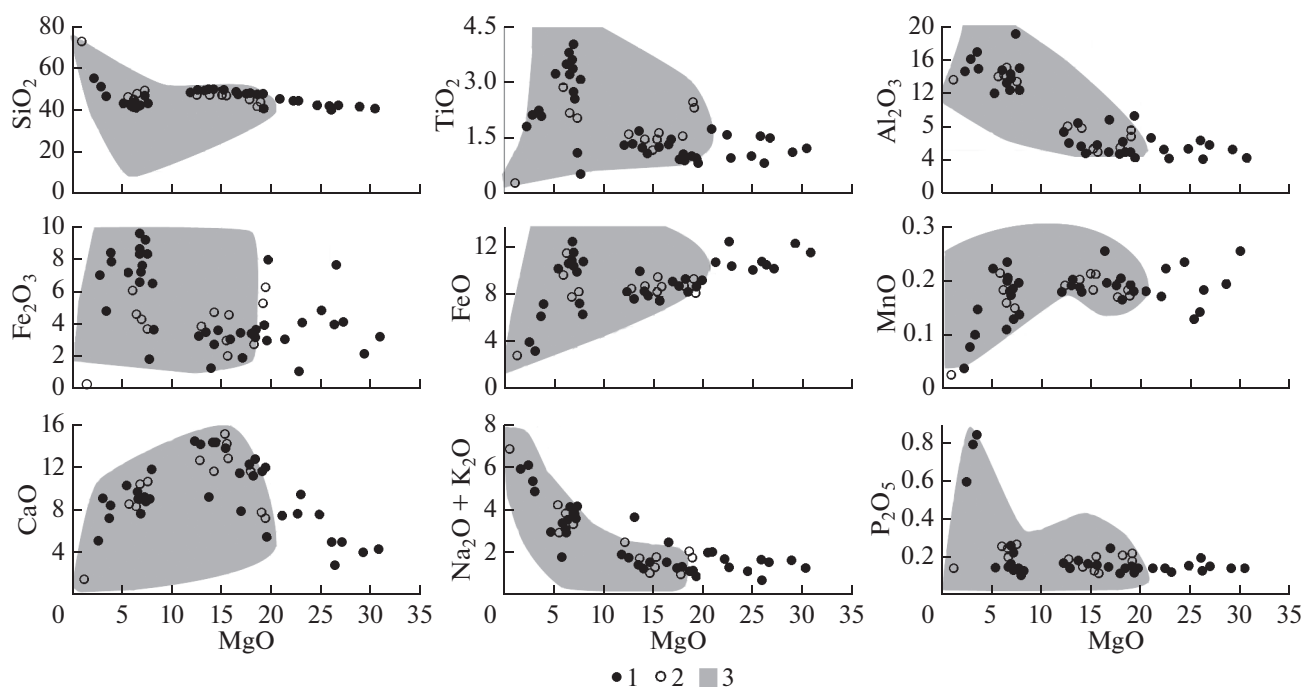
зонита. В целом породы относятся к недосыщенному и ненасыщенному ($Q =$ от -2.7 до -18.3 , достигая в пикритах значения -25.5) кремнеземом классу меланократовых и голомеланократовых ($v = 25.5-50$) разностей нормального ряда магматических пород по классификации А.Н. Заварицкого.

На диаграмме AFM (фиг. 3б) точки составов пород располагаются в поле толеитов и соответствуют “феннеровской” направленности дифференциации расплава, что близко к процессу, сформировавшему породы наиболее известного на Урале расслоенного кусинско-копанского комплекса с титаномагнетитовым и ильменитовым оруденением.

На серии вариационных диаграмм (фиг. 4) отчетливо проявляются особенности дифференциации расплава, сформировавшего комплекс, и когерентность полученных данных с материалами по кусинско-копанскому комплексу. Анализ представленного материала свидетельствует:

- наблюдается практически полное совпадение конфигурации графиков на диаграммах SiO_2 – MgO , TiO_2 – MgO , Al_2O_3 – MgO , FeO – MgO , на которых в интервале содержаний MgO 5–10% количество кремнезема уменьшается, а окиси титана, алюминия и закиси железа резко возрастает;
- на графиках $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ – MgO и P_2O_5 – MgO распределение фигуративных точек содержаний суммы щелочей и фосфора в породах мисаелгинского и кусинско-копанского комплексов идентично;
- фиксируется близкий характер распределения основных петрогенных окислов в верхнем и нижнем телах мисаелгинского комплекса.

Распределение элементов-примесей по разрезу дифференцированного тела (фиг. 5а) подчер-

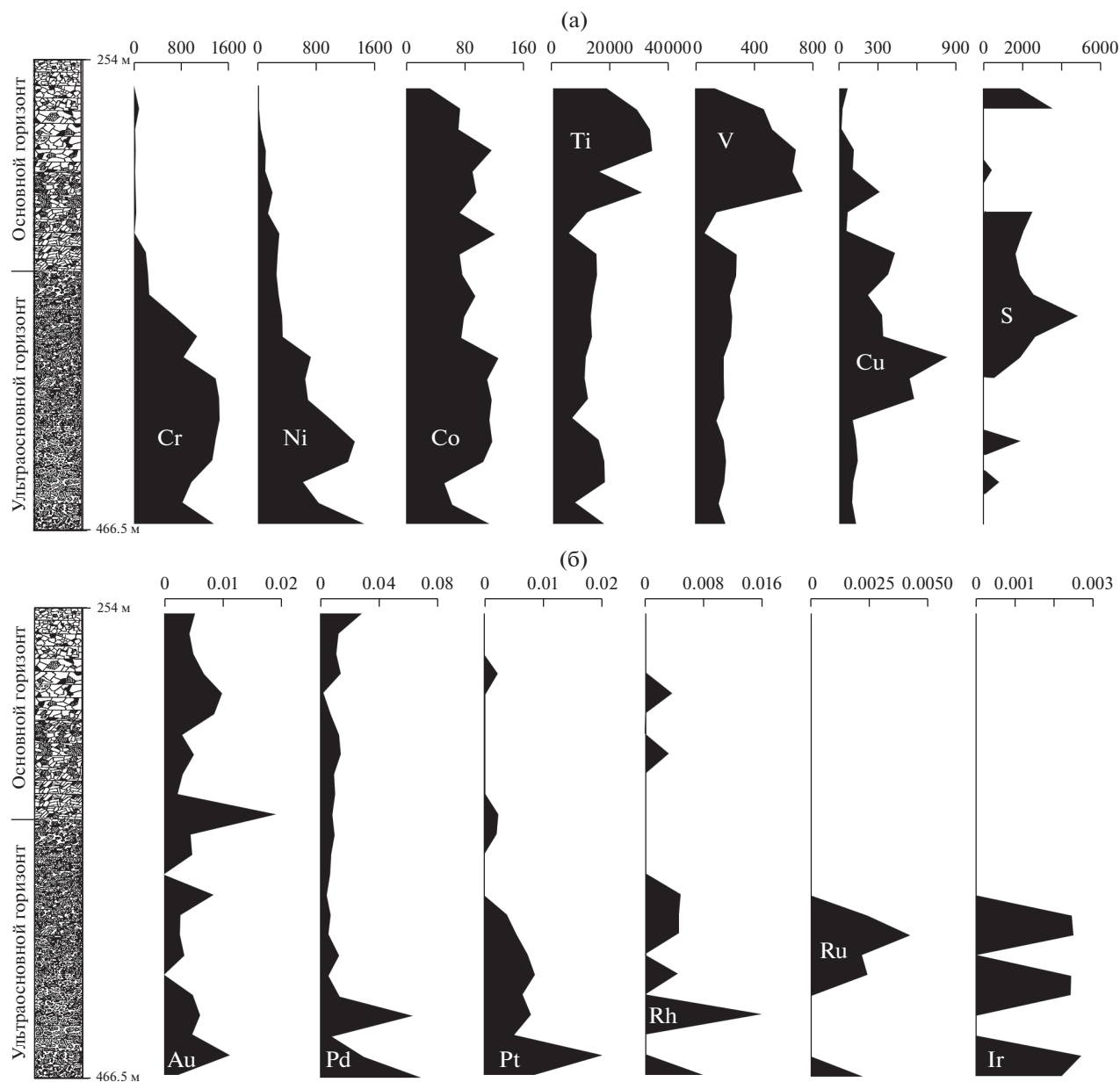


Фиг. 4. Вариационные диаграммы для пород мисаелгинского и кусинско-копанского комплексов. 1 – нижнее тело; 2 – верхнее тело; 3 – поле пород кусинско-копанского комплекса по (Алексеев и др., 2000).

кивает особенности его строения, минералогическое выражение которого описано ниже. Содержания хрома и никеля характеризуются четко проявленной асимметрией. Максимальное их количество приурочено к нижнему горизонту, а остальная часть разреза обеднена этими элементами (средние значения, в г/т: Cr-габбро – 23, пикродолериты – 778, пикриты – 1396, среднее по телу – 622; Ni – 95, 565, 1189 и 501 соответственно). Концентраторами и носителями хрома и никеля в дифференцированных интрузиях являются наиболее высокотемпературные оксиды и силикатные минералы. Конфигурация графиков распределения Cr и Ni в пикритовом горизонте свидетельствует о близко одновременной кристаллизации оливина и хроммагнетита. Картина распределения титана и ванадия диаметрально противоположна (фиг. 5а). Максимальные количества этих элементов сосредоточены в габбровом горизонте (средние значения, в г/т: Ti-габбро – 25 133, пикродолериты – 12745, пикриты – 13 162, среднее по телу – 16744; V – 474, 206, 181 и 288 соответственно), что хорошо выражено в минеральном составе (см. ниже). Распределение кобальта по разрезу тела более равномерно (фиг. 5а) (средние значения, в г/т: габбро – 78, пикриты – 101.5, среднее по телу – 90), что обусловлено преимущественным вхождением этого элемента в качестве примесного компонента в клинопироксен и магнетит. Большая часть меди концентрируется в пикритовом горизонте (средние значения, в г/т:

габбро – 93.7, пикриты – 344, среднее по телу – 251.7), и ее содержания неплохо коррелируют с количеством серы (фиг. 5а). В минеральном составе это выражается в наличии сульфидной минерализации, детально охарактеризованной ниже.

Распределение платиноидов (ЭПГ) и золота по разрезу дифференцированного тела также подчеркивает его асимметричное строение. Как видно из анализа диаграмм (фиг. 5б), члены тугоплавкой триады – Ir (среднее содержание – 0.0016 г/т) и Ru (среднее содержание – 0.0014 г/т) концентрируются в низах пикритового горизонта. При этом значимых содержаний Ir и Ru в габброидах не установлено. Картина распределения Pt и Rh также характеризуется приуроченностью максимальных содержаний этих элементов (0.02 и 0.016 г/т соответственно) к низам пикритового горизонта, но значимые количества установлены и в габброидах. Pd и Au присутствуют во всех разновидностях пород с характерными особенностями, присущими каждому из элементов. В частности, в распределении палладия фиксируются два максимума, один из которых располагается в низах пикритового горизонта (0.063–0.069 г/т), а второй – в верхней части габброидов (0.029 г/т). Распределение золота несколько сложнее. Максимумы содержаний приурочены к пикритам (0.011 г/т), габброидам (0.0098 г/т) и границе между ними (0.019 г/т). Индикаторные отношения благородных металлов, с одной стороны, подвержены зна-



Фиг. 5. Распределение элементов-примесей (а), платиноидов и золота (б) по разрезу нижнего тела мисаелгинского комплекса. Элементы в г/т.

чительным колебаниям, с другой — подчеркивают дифференцированность расплава, сформировавшего породы комплекса. Так Pt/Pd варьирует в широких пределах (от 0.12 до 3.0, среднее — 0.41), Pd/Ir, рассчитанное только для пород пикритового горизонта, изменяется от 2.2 до 31.36 (среднее — 9.27), а Σ ЭПГ/Au варьирует от 0.52 до 35.84 при среднем значении 5.07 (табл. 1).

Сравнительный анализ нормализованных содержаний благородных металлов в породах мисаелгинского комплекса и пикритах западного склона Южного Урала и прилегающей части Восточно-Европейской платформы (фиг. 6а) пока-

зывает, что для обеих разновидностей в целом присущи общие тенденции, а именно, преобладание палладия над платиной и “родиевая аномалия”, генетическая природа которой была объяснена нами ранее (Ковалев и др., 2016, 2018). Особенности благороднометальной геохимической специализации пород мисаелгинского комплекса выявляются при сравнении их с нормализованными содержаниями элементов в “эталонных” породах, а также кусинско-копанском комплексе и норильских рудоносных интрузиях (фиг. 6б). Как видно из диаграмм, для пород мисаелгинского комплекса характерны повышенные количе-

Таблица 1. Содержания благородных металлов в породах мисаелгинского комплекса (г/т)

№ п/п	№ обр.	Ir	Ru	Rh	Pt	Pd	Au	Pt/Pd	Pd/Ir	ΣPGE/Au
1	A-11602	—	—	0.0084	0.0036	0.0022	0.0065	1.63	—	2.18
2	A-11602/2	—	—	0.0056	—	—	0.0032	—	—	1.75
3	A-11608	—	—	0.012	0.027	0.009	0.015	3.0	—	3.2
4	A-11615	—	—	—	—	0.029	0.0052	—	—	5.57
5	A-11617	—	—	—	—	0.013	0.0043	—	—	3.02
6	A-11618	—	—	—	—	0.011	0.0049	—	—	2.24
7	A-11624	—	—	0	0.0021	0.014	0.0067	0.15	—	2.40
8	A-11625	—	—	0.0035	—	0.0029	0.0098	—	—	0.65
9	A-11629	—	—	—	—	0.0071	0.0085	—	—	0.83
10	A-11631	—	—	—	—	0.013	0.003	—	—	4.33
11	A-11632	—	—	0.0031	—	0.014	0.005	—	—	3.42
12	A-11633	—	—	—	—	0.0093	0.0032	—	—	2.91
13	A-11635	—	—	—	—	0.01	0.0023	—	—	4.34
14	A-11636	—	—	—	0.0022	0.0077	0.019	0.28	—	0.52
15	A-11637	—	—	—	0.002	0.01	0.0046	0.2	—	2.61
16	A-11638	—	—	—	—	0.0078	0.0048	—	—	1.62
17	A-11639	—	—	—	—	0.0067	—	—	—	—
18	A-11641	—	—	0.0047	—	0.0044	0.0084	—	—	1.08
19	A-11643	0.0024	0.0024	0.0047	0.0037	0.0072	0.0028	0.51	3	7.28
20	A-11646	0.0025	0.0042	0.0046	0.0053	0.0055	0.0027	0.96	2.2	8.18
21	A-11647	—	0.0022	—	0.0073	0.013	0.0034	0.56	—	6.61
22	A-11648	0.0024	0.0024	0.0047	0.0085	0.0061	—	1.39	2.54	—
23	A-11648	0.0024	—	—	0.0064	0.013	0.0049	0.49	5.41	4.44
24	A-11649	—	—	0.016	0.0078	0.063	0.0061	0.12	—	14.22
25	A-11649	—	—	—	0.0051	0.0084	0.0049	0.60	—	2.752
26	A-11650	0.0027	—	—	0.02	0.03	0.011	0.67	11.11	4.79
27	A-10882	0.0022	0.0022	0.0079	0.0083	0.069	0.0025	0.12	31.36	35.84

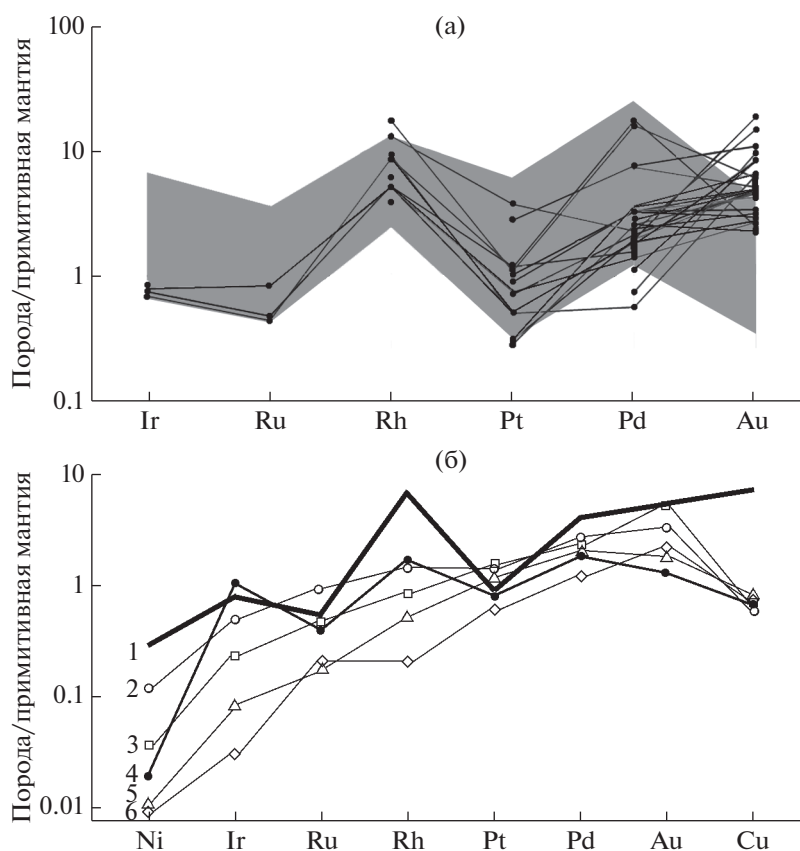
Примечание. № 1–4 – верхнее тело; 5–27 – нижнее тело (5–10 – габброиды, 11–27 – пикродолериты и пикриты). Здесь и далее прочерк – содержание элемента ниже предела обнаружения метода.

ства никеля, родия, меди и отчасти палладия, что отличает их от всех перечисленных выше пород. По конфигурации графика наибольшее сходство обнаруживается между мисаелгинскими и кусинско-копанскими породами. Резкие отличия по количеству никеля и меди обусловлены тем, что в случае “кусинско-копанских” пород мы имеем дело только с верхней частью интрузии, а ультраосновная часть, существование которой предполагалось нами ранее (Алексеев и др., 2000), остается недоступной для изучения.

Нормализованные индикаторные отношения никеля, меди и благородных металлов свидетельствуют о специфике магматической провинции, сформировавшейся на западном склоне Южного Урала в мезопротерозойское время. Так Ni_n/Cu_n равно 0.04 наиболее близко к “эталонному” отношению в пикритах (0.05) и кусинско-копан-

ском комплексе (0.03); Pt_n/Pd_n – 0.22 к “кусинско-копанским” породам (0.44); Pd_n/Ir_n – 5.26 – к коматиитам (5.28); $\Sigma PGE_n/Au_n$ – 2.45 к коматиитам (2.09) и норильским рудоносным интрузиям (2.16). Ввиду того, что количественные показатели платиноидов слабо зависят от процессов контаминации, следует признать первичную природу благороднометальной геохимической специализации расплавов, сформировавших породы мисаелгинского комплекса, обусловленные, вероятнее всего, особенностями эволюции расплава в очаге магмогенерации.

Распределение редкоземельных элементов (РЗЭ) в породах комплекса характеризуется определенным своеобразием. Так, степень фракционирования РЗЭ (среднее для габброидов – La_n/Lu_n – 10.7, Ce_n/Yb_n – 9.1; среднее для пикритов и пикродолеритов – 8.2, 7.3 соответственно), а также



Фиг. 6. Нормализованные содержания благородных металлов, Ni и Cu в породах мисаелгинского комплекса, пикритах западного склона Южного Урала и “эталонных” типах пород. Цифры на схеме (б) – средние составы: 1 – мисаелгинский комплекс; 2 – комагитит; 3 – пикрит; 4 – кусинско-копанский комплекс; 5 – норильские рудоносные интрузии; 6 – континентальный толеит. Серая заливка – содержания благородных металлов в пикритах западного склона Южного Урала и прилегающей части Восточно-Европейской платформы по (Ковалев и др., 2018). 2, 3 – по (Barnes, Lightfoot, 2005). 4 – по (Ковалев и др., 2018). 5, 6 – по (Barnes., Maier, 1999). Примитивная мантия по (McDonough, Sun, 1995).

фракционирование легкой (La_n/Sm_n для габброидов – 2.2, пикритов и пикродолеритов – 2.0) и тяжелой (Gd_n/Yb_n для габброидов – 3.28, для пикритов и пикродолеритов – 3.06) групп, свидетельствует об “инертном” поведении РЗЭ при внутренней дифференциации расплава. Лишь на заключительных этапах остаточный расплав резко обогащается всей группой редкоземельных элементов (фиг. 7а–г). Для обеих разновидностей пород (габброидов и пикритов) характерны значительные вариации концентраций крупноионных (Cs, Rb, Ba, Sr) и менее выраженные – высокозарядных элементов (Th, U, Nb, Ta).

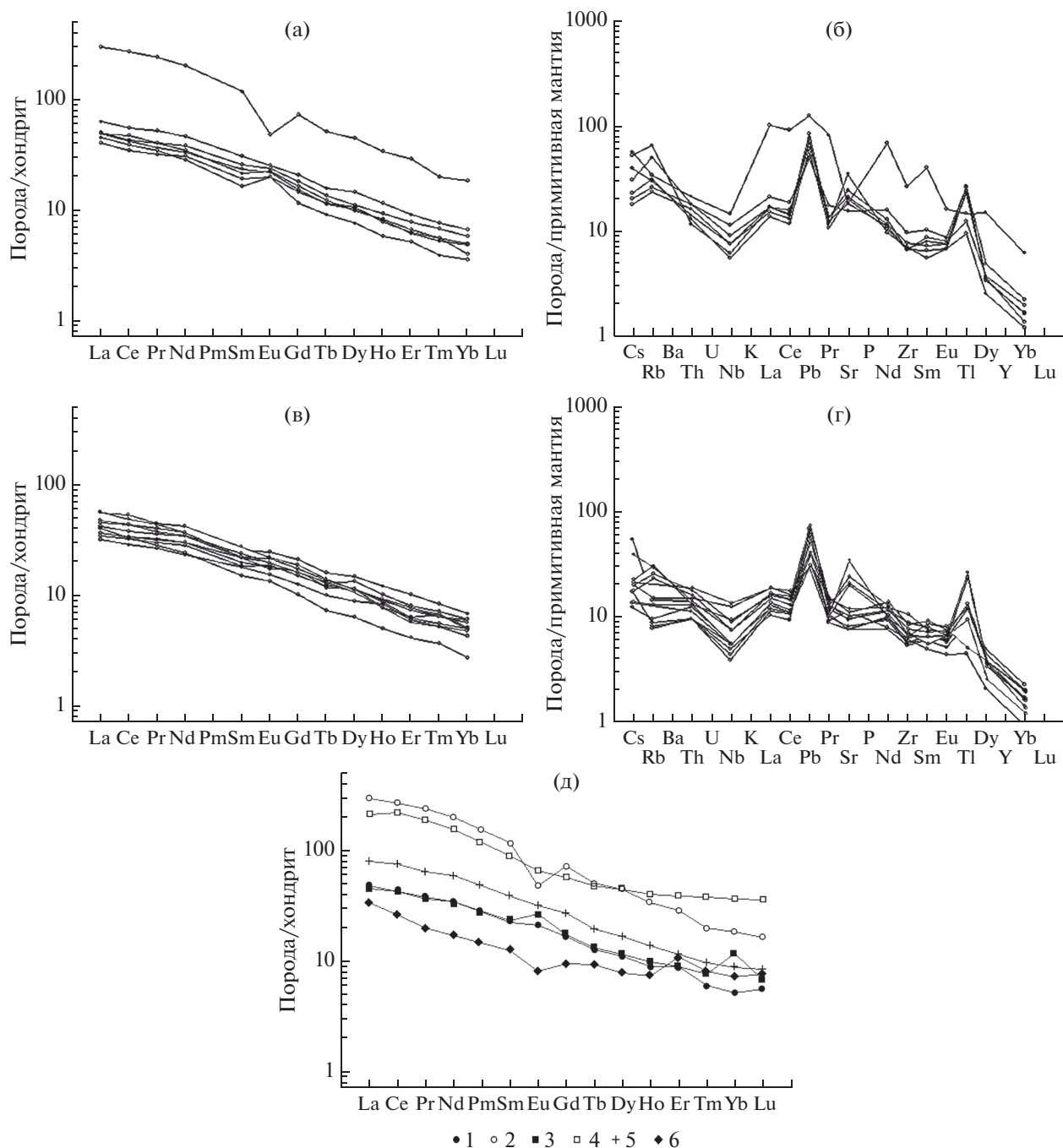
Сравнительный анализ средних нормализованных содержаний РЗЭ в породах мисаелгинского комплекса с пикритами и пикродолеритами западного склона Южного Урала, а также с пироксенитами и рябиновскими гранитами, представляющими кусинско-копанский комплекс (фиг. 7д), показал, что графики, характеризующие породы мисаелгинского комплекса (как

средний состав, так и кислые дериваты), практически идентичны графикам, характеризующим породы кусинско-копанского комплекса.

Минералогический анализ

Минералогический анализ включает характеристику как силикатов и алюмосиликатов, так и рудных минералов, обнаруженных в породах мисаелгинского комплекса.

Оливин (Ol) представлен кристаллами двух генераций. К первой (ранней) относятся выделения размером 0.8–1.3 мм, имеющие зональное строение, центральные части которых соответствуют Fo 88, а краевые – Fo 73. В основной массе пород минерал представлен идиоморфными и идиоморфно-изометричными кристаллами размером 0.1–0.3 мм. Содержание его колеблется от единичных кристаллов в нижней зоне до 10–20% в центральных частях пикритового горизонта. Часто Ol второй генерации образует гломеропор-



Фиг. 7. Нормализованные содержания редкоземельных элементов и спайдер-диаграммы для габброидов (а, б), и пикритов (в, г) мисаелгинского комплекса и средних составов магматических пород западного склона Южного Урала (д). (д): 1 – средний состав мисаелгинского комплекса; 2 – плагиограниты мисаелгинского комплекса; 3 – средний состав пироксенитов кусинско-копанского комплекса; 4 – граниты рябиновского комплекса; 5 – средний состав пикритов и пикродолеритов лысогорского комплекса; 6 – средний состав пикритов ишлинского комплекса.

фировые скопления и сростки. Наблюдается об-
растание его кристаллов орто- и клинопироксеном,
а также пойкилитовые включения в последнем.
В составе минерала присутствует постоянная при-
месь Al_2O_3 (от 0.05 до 0.1 мас. %), MnO (от 0.1 до
0.57 мас. %) и NiO (от 0.09 до 0.62 мас. %). Кроме

того, наблюдается скрытая расслоенность, за-
ключающаяся в уменьшении форстеритового ми-
нала при движении снизу вверх по разрезу тела.
Расчеты температуры кристаллизации, выпол-
ненные по оливин-клинопироксеновому геотер-
мометру (Loucks, 1996), показали, что температу-

ра кристаллизации ОI из основной массы пород варьирует в пределах от 1050 до 1183°C, в то время как в центральных частях кристаллов составляет 1472°C.

Кристаллы **клинопироксена (Срх)** обуславливают порфирированный облик пород пикритового горизонта. Его количество, так же как и размеры отдельных кристаллов, увеличивается снизу вверх по разрезу (содержание — от 25 до 30–40%, размеры — от 0.6 до 1.2 мм). Форма его выделений варьирует от ксеноморфной до идиоморфной. Часто его кристаллы образуют гломерокристаллические и гломеропорфирированные сростки, причем в центральных частях таких агрегатов, на границах сростаний, присутствует ОI второй генерации (фиг. 2в, г). В химическом составе Срх в качестве постоянных примесей установлены титан, алюминий, марганец и натрий.

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 , Al_2O_3 . Несмотря на то что по химическому составу все Срх соответствуют авгиту, между минералами из пикритового и габбрового горизонтов существуют заметные различия (скрытая расслоенность). В частности, в первых содержится больше $\text{TiO}_{2\text{средн.}}$ (0.62 и 0.16 мас. % соответственно), $\text{Al}_2\text{O}_{3\text{средн.}}$ (2.47 и 1.41 мас. %), $\text{MgO}_{\text{средн.}}$ (15.25 и 13.27 мас. %), $\text{Na}_2\text{O}_{\text{средн.}}$ (0.47 и 0.38 мас. %) и меньше $\text{FeO}_{\text{средн.}}$ (7.24 и 9.63 мас. %), $\text{CaO}_{\text{средн.}}$ (20.29 и 21.51 мас. %) и $\text{MnO}_{\text{средн.}}$ (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.

Ортопироксен (Орх) присутствует в породах пикритового горизонта в переменных количествах — 3–10%. Минерал представлен идиоморфно-удлиненными призмами с размерами по удлинению от 2–3 до 6–6.5 мм, плеохроирующими в розовато-зеленоватых тонах. Часто наблюдается обрастание ортопироксеном ОI, а также крупные хадакристаллы с пойкилитово включенными ойкоккристаллами ОI и Срх (фиг. 2г). В его химическом составе установлены примеси TiO_2 (от 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. %). Постоянная примесь CaO (от 0.31 до 2.35 мас. %) позволяет диагностировать его как клиноэнстатит. Средняя температура кристаллизации пироксенов, рассчитанная по двупироксеновым геотермометрам (Wood, Banno, 1973; Wells, 1977; Perchuk et al., 1977; Kretz, 1982), равна 1071–1073°C, что свидетельствует о совместной кристаллизации оливина основной массы и пироксенов.

Плагноклаз (Pl) 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 20–30%. В габбровом горизонте Pl представлен либо широко таблитчатыми кристаллами, либо ксеноморфными выделениями, характерными для габбровой структуры. Количество его повышается до 40–50%. В химическом составе установлены FeO (от 0.11 до 1.84 мас. %) и MgO (от 0.01 до 0.37 мас. %). Кроме того, во всех Pl установлена примесь K_2O , варьирующая в пределах от 0.07 до 0.68 мас. %, а состав изменяется от альбита до лабрадора.

Амфиболы (Amf) относятся к одной из самых распространенных групп минералов, присутствующих в породах комплекса. Они представлены субидиоморфными 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), ассоциирующими с плагноклазом, биотитом и сфеном. Кроме того, амфибол развивается по пироксену до формирования полных псевдоморфоз. Его состав варьирует в широких пределах (по степени убывания): эдинит—чермакит—магнезиальная роговая обманка—ферриэдинит—актинолит—ферричермакит—ферриактинолит. Использование разграничительной линии $(\text{Ca} + \text{Al}^{\text{IV}}) = 2.5$ (Giret et al., 1980) показывает, что почти половина проанализированных минералов относится к “раннемагматическим”, а другая половина — к “позднемагматическим” образованиям. Причем в габброидах это подразделение очень четко проявлено (с разрывом «сплошности» тренда), а в пикритовом горизонте амфиболы образуют непрерывную последовательность. Вероятнее всего, в данном случае мы имеем генетически непрерывный ряд минералов: магматический Amf — автотермоморфический Amf — метаморфический Amf. Для расчета термобарических параметров образования Amf использовался амфибол-плагноклазовый геотермометр, предложенный Дж. Блонди и Т. Холландом (Blundy, Holland, 1990) при соблюдении следующих условий: минералы должны контактировать друг с другом; сумма $\text{Ca} + \text{Na} + \text{K}$ в Amf должна располагаться в пределах 2.3–2.9. В результате расчетов вариации температуры и давления равны: $T = 950\text{--}1045^\circ\text{C}$, $P = 4.0\text{--}7.4$ кбар.

Биотит распространен по всему разрезу тела в виде широко таблитчатых кристаллов с четким плеохроизмом в коричневато-буроватых тонах. Для минерала характерна скрытая расслоенность, выражающаяся в изменении состава в зависимо-

сти от местоположения в разрезе. В частности, магнезиальность¹ 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 срастание эпидота $\text{Ca}_{1.97}(\text{Al}_{2.20}\text{Fe}_{0.74}\text{Mg}_{0.02})_{\Sigma 2.96}\text{Si}_{3.07}\text{O}_{12.00}\text{OH}$ с алланитом $(\text{Ca}_{1.64}\text{Ce}_{0.12}\text{La}_{0.09}\text{Nd}_{0.02})_{\Sigma 1.87}(\text{Al}_{1.32}\text{Fe}_{0.79}\text{Mg}_{0.02})_{\Sigma 2.13}(\text{Si}_{3.23}\text{Al}_{0.77})_{\Sigma 4.00}\text{O}_{12.00}\text{OH}$.

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 ОI, Срх, Anf или интерстициальному пространству. По классификации В.А. Дриц и А.Г. Коссовской (1991) хлориты относятся к Fe–Mg- и Mg–Fe-хлоритам основных магматических пород. Температура их образования, рассчитанная по (Kranidiotis, MacLean, 1987), располагается в интервале 157–333°C. 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 автометаморфическом процессе.

Кроме того, ассоциация вторичных минералов представлена **только**, состав которого варьирует в пределах: $(\text{Mg}_{2.86}\text{Fe}_{0.19}\text{Al}_{0.13})_{\Sigma 3.18}\text{Si}_{3.82}\text{O}_{10.00}(\text{OH})_2 - (\text{Mg}_{2.60}\text{Fe}_{0.28}\text{Al}_{0.12}\text{Na}_{0.08}\text{K}_{0.02}\text{Ca}_{0.01})_{\Sigma 3.11}\text{Si}_{3.89}\text{O}_{10.00}(\text{OH})_2$; **серпентином** — $(\text{Mg}_{1.60}\text{Fe}_{0.25}\text{Ni}_{0.02})_{\Sigma 1.87}\text{Si}_{1.13}\text{O}_{4.00}\text{OH}$, и **кальцитом** — $\text{Ca}_{1.00}\text{C}_{1.00}\text{O}_{3.00} - (\text{Ca}_{0.979}\text{Fe}_{0.007}\text{Sr}_{0.005})_{\Sigma 0.99}\text{C}_{1.01}\text{O}_{3.00} - (\text{Ca}_{0.952}\text{Mg}_{0.021}\text{Mn}_{0.008}\text{Fe}_{0.015}\text{Sr}_{0.005})_{\Sigma 1.00}\text{C}_{1.00}\text{O}_{3.00}$.

Сульфидная минерализация относительно широко распространена в породах комплекса. В габбровом горизонте обнаружены: **зигенит, миллерит, пирротин, пирит, халькопирит, сфалерит**, а в пикритовом — **пентландит, пирротин, пирит, халькопирит, халькозин и не идентифицированные соединения системы Fe–Ni–Co–Cu–S**.

Пирит представлен слабо ограниченными кристаллами либо их сростками. Максимальное его количество зафиксировано в габбровом горизонте. В химическом составе установлены Co (до 7.17 мас. %) и Ni (до 1.94 мас. %). В целом состав минерала соответствует стехиометрии (табл. 2).

Пирротин присутствует в нижней части габбрового интервала и пикритовом горизонте, где иногда встречается в виде округлых моно- или биминеральных “капель” (фиг. 8к, 8и соответ-

ственно). В его составе обнаружены Ni (до 5.61 мас. %) и Co (до 0.2 мас. %).

Миллерит установлен в габбровом горизонте в виде округлых выделений. В его составе присутствует Fe (до 2.42 мас. %).

Халькопирит распространен по всему разрезу интрузивного тела. В целом его состав стабилен и близок к стехиометрическому, но в горизонте пикритов обнаружен халькопирит, в химическом составе которого присутствует Ni (от 0.42 до 2.87 мас. %). Причем его распределение по разрезу зерен неравномерно (центр: S–34.58; Fe–30.77; Cu–31.04; Ni–2.87; край: S–34.6; Fe–30.25; Cu–33.21; Ni–1.08; в мас. %) (фиг. 8м).

Зигенит, впервые описанный нами в 2014 году в пикритах Южного Урала (Ковалев и др., 2014), обнаружен только в габбровом горизонте в виде самостоятельных выделений удлиненной и изометрической формы (фиг. 8а). В качестве примесей в его составе присутствует Cu (0.1 мас. %).

Пентландит установлен в нижнем пикритовом горизонте (фиг. 8в, д, е, ж, и). В его химическом составе обнаружены Co (от 0.2 до 13.83 мас. %) и Cu (от 1.5 до 5.66 мас. %).

Кроме того, по всему разрезу интрузивного тела широко распространены минеральные агрегаты, представляющие собой сростки/структуры распада, сложенные сульфидами различного состава: зигенит $(\text{Co}_{1.13}\text{Ni}_{1.52}\text{Fe}_{0.36})_{\Sigma 3.01}\text{S}_{3.99} +$ халькопирит $\text{Cu}_{1.0}\text{Fe}_{1.01}\text{S}_{1.99}$ (фиг. 8а); сфалерит $(\text{Zn}_{0.89}\text{Fe}_{0.11}\text{Cd}_{0.01})_{\Sigma 1.01}\text{S}_{0.99} +$ халькопирит $\text{Cu}_{0.99}\text{Fe}_{1.02}\text{S}_{1.99} +$ зигенит $(\text{Ni}_{1.23}\text{Fe}_{1.06}\text{Co}_{0.71})_{\Sigma 3.0}\text{S}_{4.0}$ (фиг. 8б); пирротин $(\text{Fe}_{0.953}\text{Cu}_{0.033})_{\Sigma 0.99}\text{S}_{1.01} +$ халькозин $(\text{Cu}_{1.955}\text{Fe}_{0.086})_{\Sigma 2.04}\text{S}_{0.96} +$ пентландит $(\text{Fe}_{4.98}\text{Ni}_{3.28}\text{Cu}_{0.70}\text{Co}_{0.13})_{\Sigma 9.09}\text{S}_{7.91}$ (фиг. 8в); пирротин $(\text{Fe}_{0.908}\text{Ni}_{0.085})_{\Sigma 0.99}\text{S}_{1.01} +$ пентландит $(\text{Fe}_{5.38}\text{Ni}_{3.40}\text{Cu}_{0.14}\text{Co}_{0.08})_{\Sigma 9.00}\text{S}_{8.00}$ (фиг. 8г); халькопирит $\text{Cu}_{0.98}\text{Fe}_{1.02}\text{S}_{2.00} +$ пентландит $(\text{Fe}_{4.86}\text{Ni}_{3.66}\text{Co}_{0.55})_{\Sigma 9.07}\text{S}_{7.93}$ (фиг. 8д); халькопирит $(\text{Cu}_{0.893}\text{Ni}_{0.151}\text{Co}_{0.003})_{\Sigma 1.05}\text{Fe}_{1.00}\text{S}_{1.95} +$ не идентифицированные соединения различного состава: $(\text{Fe}_{5.19}\text{Ni}_{3.59}\text{Cu}_{0.12}\text{Co}_{0.09})_{\Sigma 8.99}\text{S}_{8.01}$ и $(\text{Fe}_{5.0}\text{Ni}_{2.09}\text{Cu}_{2.1}\text{Co}_{0.03})_{\Sigma 9.23}\text{S}_{7.77}$ (фиг. 8е); не идентифицированные соединения $(\text{Fe}_{4.13}\text{Ni}_{2.27}\text{Cu}_{2.44})_{\Sigma 8.84}\text{S}_{8.16} +$ $(\text{Fe}_{4.146}\text{Cu}_{3.039}\text{Ni}_{1.367}\text{Zn}_{0.31})_{\Sigma 8.86}\text{S}_{8.14}$ (фиг. 8ж); пирротин $\text{Fe}_{0.97}\text{S}_{1.03} +$ халькопирит $\text{Cu}_{0.99}\text{Fe}_{1.01}\text{S}_{2.00}$ (фиг. 8з).

Особенности формирования сульфидной минерализации выявляются при анализе диаграмм, изображенных на фиг. 9, из которых следует:

– на схемах Fe–S–Ni, Fe–S–Co, Co–Fe–Ni (фиг. 9а, б, г) наблюдается почти непрерывный ряд Fe–Ni–Co-сульфидов: пирротин – пентландит – миллерит и пирротин – “промежуточные” соединения – зигенит. При этом составы, в кото-

¹ Магнезиальность рассчитана как Mg/(Mg+Fe), выраженная в формульных коэффициентах (ф. к.).

Таблица 2. Химический состав сульфидов из пород мисаелгинского комплекса (мас. %)

№ п/п	Минерал	S	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Cd	Σ
1	Пирит	53.06	39.6	7.17	—	—	—	—	99.84
2	Зигенит	42.33	6.51	24.84	25.62	0.1	—	—	99.4
3	Зигенит	41.96	6.64	21.73	29.33	—	—	—	99.66
4	Сфалерит	32.47	3.46	—	—	—	63.24	0.46	99.63
5	Миллерит	35.31	2.42	—	61.94	—	—	—	99.68
6	Сфалерит	32.79	6.29	—	—	—	60.13	0.77	99.98
7	Пентландит	42.39	19.56	13.83	23.74	—	—	—	99.52
8	Халькопирит	34.54	30.69	—	—	34.1	—	—	99.33
9	Халькопирит	34.75	30.4	—	—	34.46	—	—	99.61
10	Пентландит	32.96	26.71	8.99	30.81	—	—	—	99.48
11	Пентландит	33.01	26.93	8.24	31.44	—	—	—	99.61
12	Пентландит	32.8	27.65	8.4	30.49	—	—	—	99.34
13	X-фаза	35.57	50.55	1.25	12.28	—	—	—	99.65
14	Пентландит	33.02	34.25	0.91	28.82	2.5	—	—	99.5
15	Пирротин	37.68	61.47	—	—	—	—	—	99.15
16	Халькопирит	34.73	30.69	—	—	34.12	—	—	99.53
17	Пентландит	32.94	34.02	0.71	30.32	1.5	—	—	99.48
18	X-фаза	33.39	29.46	—	17.05	19.8	—	—	99.69
19	X-фаза	32.87	29.17	—	10.11	24.33	2.55	—	99.03
20	Халькопирит	34.58	30.77	—	2.87	31.04	—	—	99.26
21	Халькопирит	34.6	30.25	—	1.08	33.21	—	—	99.14
22	Халькопирит	33.75	29.59	—	0.42	36.09	—	—	99.86
23	Пирротин	36.65	60.02	—	—	2.37	—	—	99.05
24	Халькозин	19.14	3.0	—	—	77.31	—	—	99.44
25	Пентландит	32.43	35.56	0.97	24.59	5.66	—	—	99.21
26	Пентландит	33.17	37.42	0.7	27.26	0.99	—	—	99.55
27	X-фаза	31.48	35.34	0.24	15.54	16.92	—	—	99.53
28	Халькопирит	33.73	30.23	0.1	4.77	30.63	—	—	99.46
29	Пирротин	36.48	57.26	—	5.61	—	—	—	99.34
30	Пентландит	33.34	39.02	0.61	25.94	1.17	—	—	100.07
31	Пентландит	32.72	34.91	4.19	27.62	—	—	—	99.45
32	Халькопирит	34.83	31.06	—	—	33.73	—	—	99.63
33	Пентландит	32.84	27.97	3.44	35.06	—	—	—	99.32
34	Пентландит	32.72	33.02	3.3	29.97	—	—	—	99.01
35	Пентландит	33.27	32.72	3.91	29.63	—	—	—	99.52

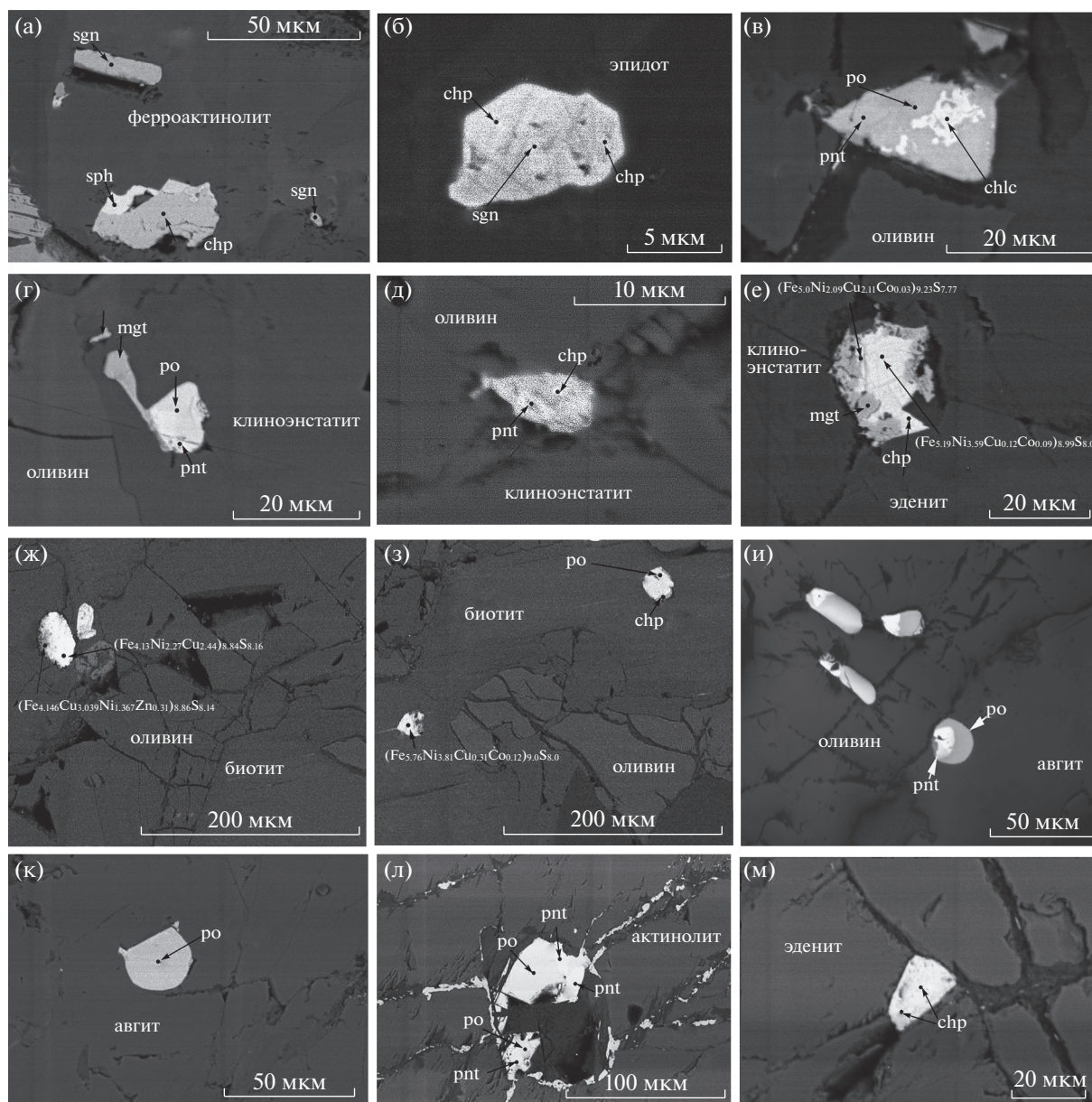
Примечание. 1–8 – габбровый горизонт; 9–35 – пикритовый горизонт. X-фаза – неидентифицированные соединения (по Ковалев и др., 2020).

рых преобладает кобальт, присутствуют только в верхнем габбровом горизонте;

– на схеме Fe–S–Cu (фиг. 9в) фигуративные точки составов минералов также образуют отчетливый ряд пентландит – (Ni, Cu)-пирротин – халькопирит – халькозин;

– на схемах Co–Fe–Ni (фиг. 9г), Ni–Fe–Cu (фиг. 9д) и Co–Fe–Cu (фиг. 9е), отчетливо выражены тренды между Fe, Ni и Co (фиг. 9г), Fe, Ni и Cu (фиг. 9д) и отсутствие связей между Co и Cu (фиг. 9е).

Fe–Ti-минерализация распространена по всему разрезу интрузивного тела. В верхней части габ-

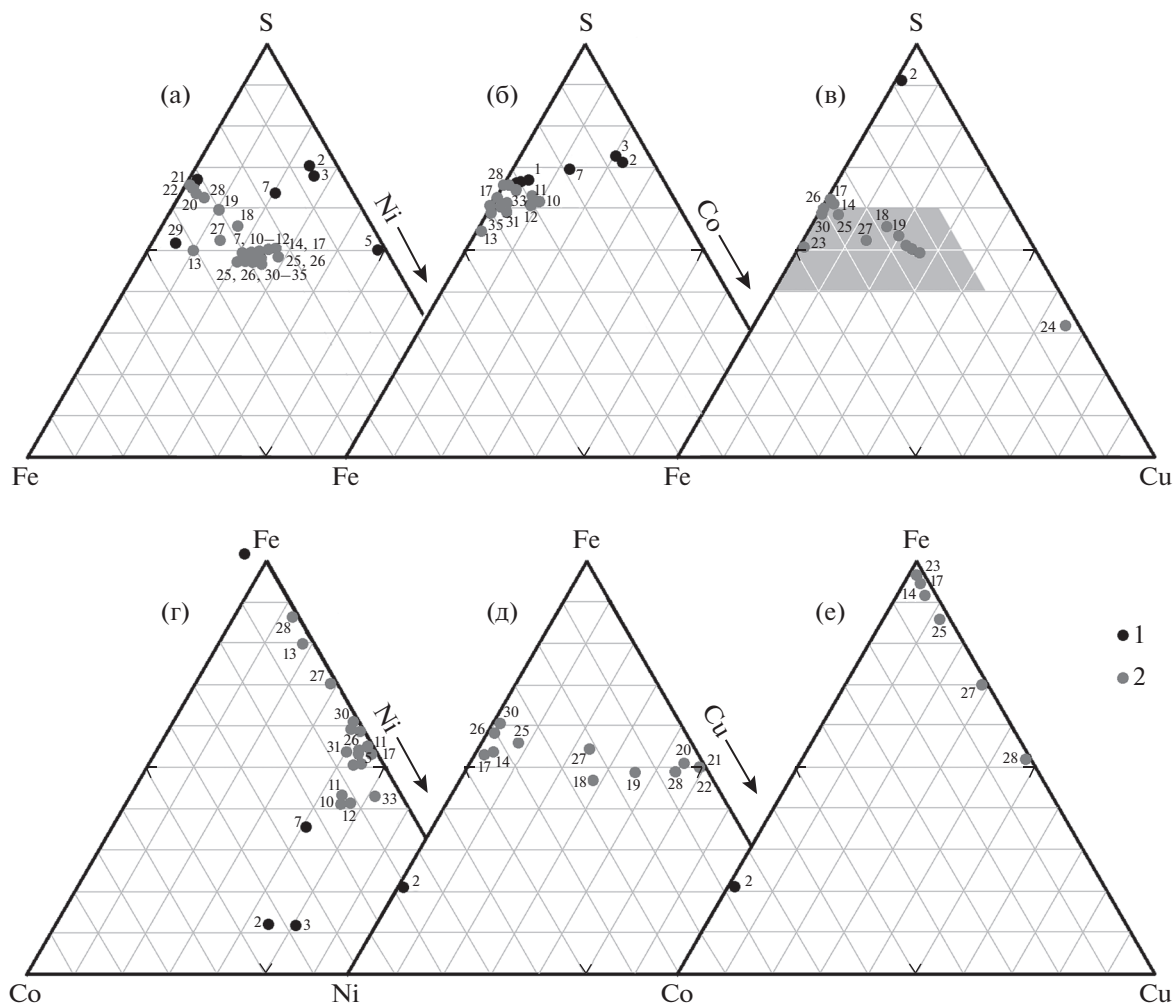


Фиг. 8. Микрофотографии сульфидов из расслоенного тела мисаелгинского комплекса. По (Ковалев и др., 2020) с дополнениями. а – габбро; зигенит и халькопирит в ферроактинолите; б – габбро; сфалерит, халькопирит и зигенит в эпидоте; в – пикрит; пирротин, халькозин и пентландит в краевой части кристалла оливина; г – пикрит; пирротин и пентландит в клиноэнстатите; д – пикрит; халькопирит и пентландит на границе оливина и клиноэнстатита; е – пикрит; халькопирит и пентландит на границе клиноэнстатита и эденита; ж – пикрит; пентландит разного состава в оливине; з – пикрит, пирротин и халькопирит в биотите; и – пикрит; пирротин и пентландит в оливине; к – пикрит; пирротин в авгите; л – пикрит; пирротин и пентландит в актинолите; м – пикрит; халькопирит в эдените. ро – пирротин; chp – халькопирит; sgn – зигенит; pnt – пентландит; sph – сфалерит; chlc – халькозин; mgt – магнетит. Формулы – неидентифицированные соединения.

брового горизонта наблюдается увеличение количества рудных минералов с образованием сидеронитовых структур, а породы участками могут быть отнесены к бедновкрапленным рудам.

Встречающиеся морфогенетические типы оксидов железа и титана весьма разнообразны и представлены гомогенными округлыми выделениями хром-

магнетита ($\text{Fe}_{0.47}\text{Ti}_{0.07}\text{Cr}_{0.23}\text{Al}_{0.11}\text{Mg}_{0.12}\Sigma_{1.00}\text{O}_{1.00}$) (фиг. 10а) и ильменита ($\text{Fe}_{1.06}\text{Mn}_{0.01}\Sigma_{1.07}\text{Ti}_{0.9}\text{O}_{3.00}$) (фиг. 10б), слабо ограненными (фиг. 10г), призматическими (фиг. 10д), ксеноморфными (фиг. 10е) мономинеральными выделениями ильменита, октаэдрами и футлярными кристаллами магнетита (фиг. 10з, и) и разнообразными ильменит-магнетитовыми срас-



Фиг. 9. Диаграммы Fe–S–Ni (а), Fe–S–Co (б), Fe–S–Cu (в), Co–Fe–Ni (г), Ni–Fe–Cu (д) и Co–Fe–Cu (е) с фигуративными точками составов сульфидов из пород мисаелгинского комплекса. По (Ковалев и др., 2020) 1 – сульфиды из габбрового горизонта; 2 – сульфиды из пикритового горизонта. На диаграмме (в) залита область, исследованная в работе (Синякова, Косяков, 2006). Номера на диаграммах соответствуют порядковым номерам минералов в табл. 2.

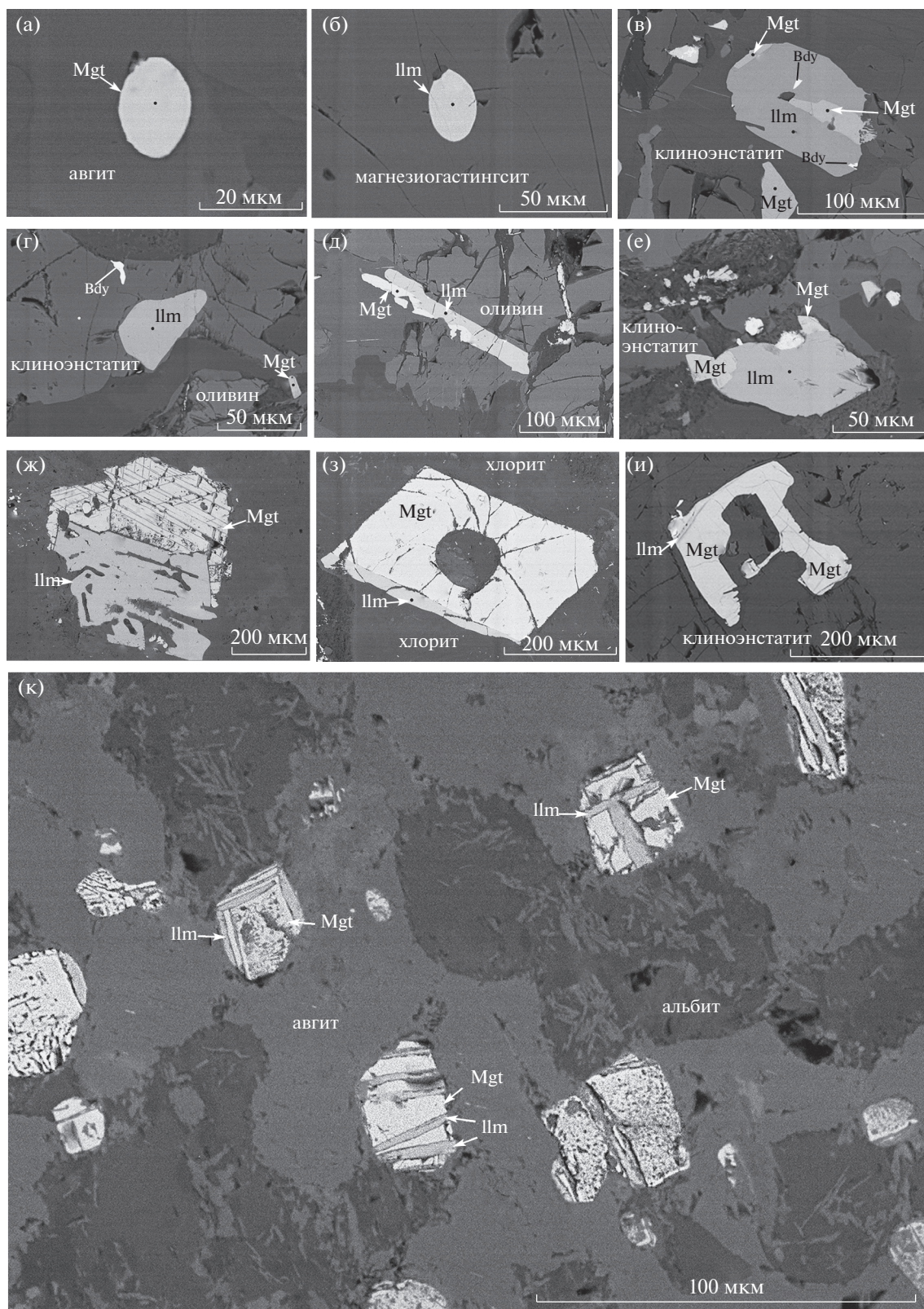
таниями/структурами распада с простыми паркетовидными и сэндвич-микротекстурами с различным числом разноразмерных лейст сосуществующих фаз.

В скелетных и каркасных октаэдрических и кубооктаэдрических кристаллах титаномагнетита распространены тонкие лейсты и ламели ильменита (ульвешпинели) и магнетита, ориентированные по октаэдрическим направлениям. В крайней степени распада сохраняется лишь ильменитовая решетка, которая наследует кристаллографические формы ранее существовавшего минерала.

В химическом составе магнетита установлены (мас. %): TiO_2 (от 0.13 до 14.27), Al_2O_3 (от 0.51 до 21.36), Cr_2O_3 (от 0.48 до 24.07), MgO (от 0.11 до 6.41), MnO (от 0.05 до 1.0), V_2O_5 (от 0.23 до 1.16), а также ZnO (от 0.8 до 5.78), NiO (от 0.13 до 0.73),

SiO_2 (от 0.52 до 2.75) и CaO (0.51) (табл. 3). В ильменитах содержания примесных компонентов варьируют в следующих пределах (мас. %): Cr_2O_3 (от 0.13 до 1.27), MgO (от 0.27 до 5.5), MnO (от 0.14 до 3.51), V_2O_5 (от 0.14 до 0.37), а также Al_2O_3 (3.0) и NiO (1.4) (табл. 4).

Как видно из анализа примесных элементов, в магнетите и ильмените в зависимости от местоположения минерала в разрезе интрузивного тела (фиг. 11) фиксируется вполне закономерное их распределение, обусловленное процессом дифференциации. В частности, хром и магний в составе магнетита и ильменита присутствуют только в минералах пикритового горизонта, где в результате гетеровалентного изоморфизма формируются переходные разности магнетит → хроммагнетит и ильменит → пикроильменит. Распределение ванадия в магнетите в целом относительно стабильно по раз-



Фиг. 10. Микрофотографии морфогенетических выделений магнетита и ильменита в породах мисаелгинского комплекса. а – пикрит; хроммагнетит в авгите; б – габбро, ильменит в магнезиогастингсита; в – пикрит, ильменит-магнетитовый сросток в клиноэнстатите; г – пикрит, ильменит в клиноэнстатите; д – пикрит, ильменит-магнетитовый сросток в оливине; е – пикрит, эндоконтакт, ильменит-магнетитовый сросток; ж – габбро, ильменит-магнетитовый сросток; з – габбро, магнетит-ильменитовый сросток в хлорите; и – пикрит, ильменит-магнетитовый сросток; к – габбро, ильменит-магнетитовые сростки/структуры распада.

Таблица 3. Репрезентативная выборка химического состава магнетита из пород мисаелгинского комплекса (мас. %)

№ п/п	№ обр.	FeO	TiO ₂	V ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	MgO	MnO	ZnO	NiO	Al ₂ O ₃	Сумма
1	11617	83.24	7.45	0	0	0	0.14	0	0	0	90.83
2	11621	86.89	3.72	0.88	0	0	0	0	0	0	91.49
3	11623	86.24	1.38	0.74	0	0	0	0	0	0.83	89.19
4	11629	75.79	4.12	0.69	0	0	0.21	3.69	0	8.12	92.62
5	11629	81.99	4.56	0.64	0	0	0	1.04	0	2.39	90.62
6	11629	83.47	4.69	0.77	0	0	0.20	1.56	0	2.61	93.30
7	11629	84.81	3.83	1.13	0	0	0	1.23	0	2.24	93.24
8	11629	83.72	3.74	1.06	0	0	0	1.17	0.21	1.84	91.74
9	11629	81.61	6.78	1.16	0	0	0.25	0.80	0	1.22	91.82
10	11633	85.23	4.52	0.69	0.56	0	0.22	0	0	2.20	93.42
11	11633	81.85	6.07	0.50	0.51	0	0.27	0	0	2.72	91.92
12	11633	84.27	5.39	0.44	0.57	0.50	0.21	0	0	2.99	94.37
13	11633	80.43	7.24	0.50	0.82	0	0.43	0	0	2.43	91.85
14	11633	65.98	3.71	0.41	0.68	1.41	0.21	5.78	0	21.36	99.54
15	11641	69.55	7.50	0.54	13.49	0	0.95	0	0	1.06	93.09
16	11641	67.28	4.34	0.63	17.62	0	1.00	0	0	2.10	92.97
17	11641	66.59	8.42	0.59	13.74	0	0.94	0	0	2.80	93.08
18	11641	68.01	7.30	0.45	14.51	0	0.63	0	0	3.03	93.93
19	11641	66.74	7.87	0.37	13.59	0	0.80	0	0	2.92	92.29
20	11641	70.39	7.77	0.63	9.08	0.30	0.71	0	0	3.75	92.63
21	11641	74.51	4.24	0.61	8.72	0	0.37	0	0	3.49	91.94
22	11641	69.65	8.33	0.49	9.35	0.21	0.59	0	0	0.33	91.95
23	11641	69.54	9.18	0.48	8.57	0	0.46	0	0	2.93	91.16
24	11641	69.06	8.11	0.56	9.13	0.11	0.53	0	0	3.58	91.08
25	11644	69.21	3.77	0.43	13.60	1.50	0.25	0	0	2.90	91.66
26	11644	68.98	5.50	0.55	13.91	1.23	0.24	0	0	2.17	92.58
27	11644	72.69	4.06	0.47	12.39	0.94	0.12	0	0	1.56	92.23
28	11644	71.68	3.27	1.05	13.59	0.91	0	0	0	2.70	93.20
29	11644	73.28	2.05	1.01	13.22	0.93	0	0	0.73	2.66	93.88
30	11644	75.28	2.28	0.73	11.47	0.61	0	0	0	2.05	92.42
31	11644	46.78	7.40	0.40	24.07	6.41	0	0	0	7.84	92.90
32	11646	80.78	1.60	0.80	6.02	0	0	0	0.17	1.38	90.75
33	11646	79.50	1.78	0.71	5.82	0.36	0	0	0.22	1.50	89.89
34	11646	79.90	1.72	0.59	5.56	0.65	0	0	0.13	1.14	89.69
35	11650	69.00	14.27	0.52	1.10	0.73	0.19	0	0	2.71	88.52

Примечание. 1–9 – габброиды, 10–35 – пикриты и пикродолериты.

резу тела, несмотря на то, что в единичных кристаллах он может отсутствовать. Наличие пиковых значений Al₂O₃ в составе магнетита обусловлено, вероятнее всего, присутствием субмикронных выделений герцинита в структурах распада титаномагнетита. Как установлено А. Thusue, содержание марганца в ильменитах гранитов согласуется с индексом дифференциации и возрастает в последовательном ряду пород (Tsusue, 1973). В нашем

случае максимальное количество MnO установлено в ильменитах пикритового горизонта (фиг. 11), где он, вероятнее всего, изоморфно замещает позиции MgO и Cr₂O₃.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Сульфидные системы, описываемые в работе, имеют длительную историю изучения и рассмат-

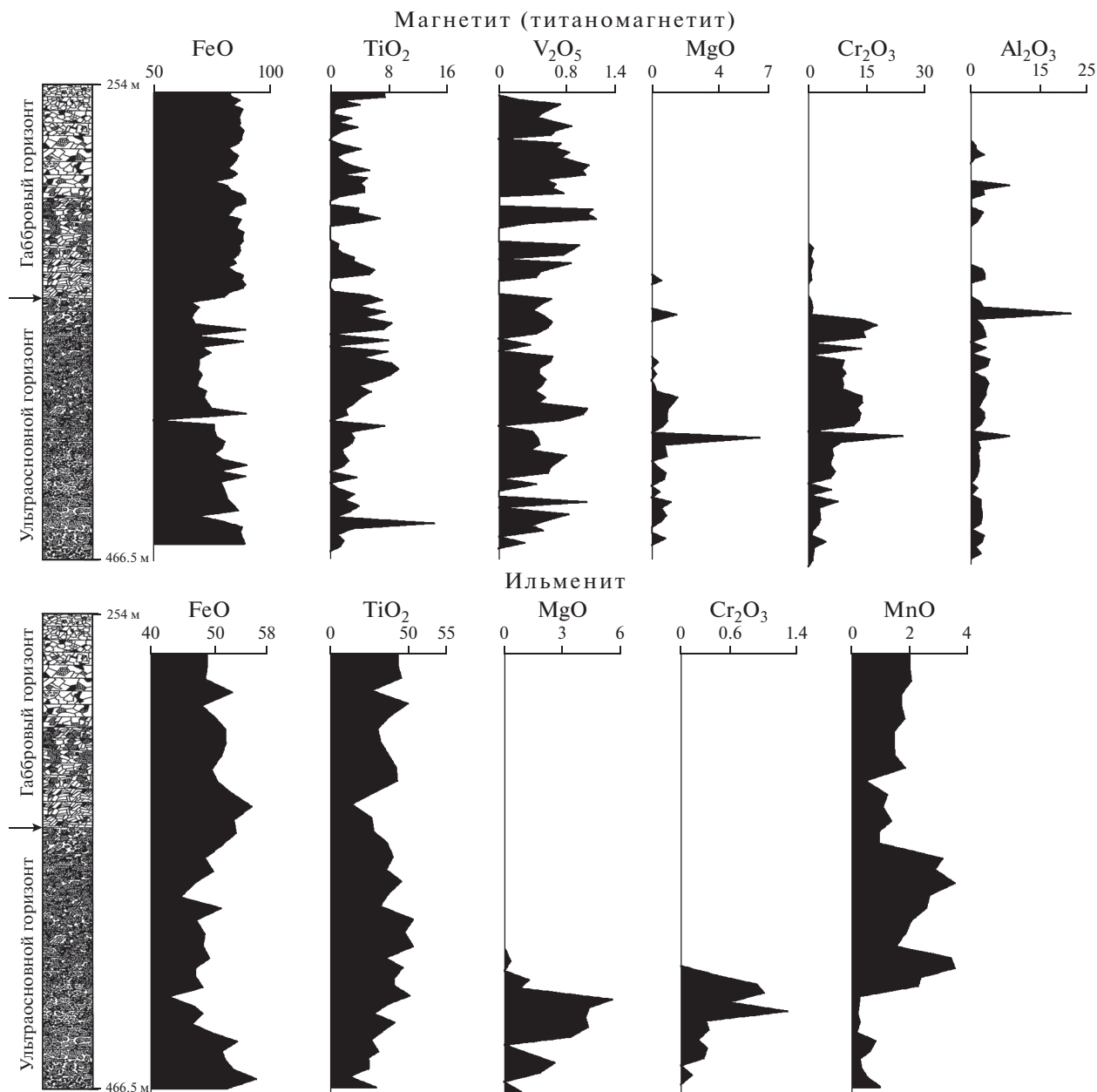
Таблица 4. Химический состав ильменита из пород мисаелгинского комплекса (мас. %)

№ п/п	№ обр.	TiO ₂	FeO	MnO	V ₂ O ₅	MgO	Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	ZnO	Сумма
1	11617	48.71	48.76	1.95	0	0	0	0	0	99.42
2	11617	49.04	48.37	2.00	0	0	0	0	0	99.41
3	11617	49.99	47.87	1.67	0	0	0	0	0	99.53
4	11617	47.54	49.84	1.75	0	0	0	0	0	99.13
5	11621	46.04	51.60	1.45	0	0	0	0	0	99.09
6	11621	46.39	51.63	1.41	0	0	0	0	0	99.43
7	11621	47.31	50.87	1.44	0	0	0	0	0	99.62
8	11621	48.46	49.43	1.82	0	0	0	0	0	99.71
9	11621	48.74	50.33	0.46	0	0	0	0	0	99.53
10	11623	45.47	52.36	1.18	0	0	0	0	0	99.01
11	11623	42.65	55.57	1.06	0	0	0	0	0	99.28
12	11623	45.21	52.83	1.33	0	0	0	0	0	99.37
13	11623	45.62	53.23	0.93	0	0	0	0	0	99.78
14	11623	47.21	51.17	0.89	0	0	0	0	0	99.27
15	11629	47.92	48.37	3.07	0	0	0	0	0	99.36
16	11629	47.19	49.59	2.84	0	0	0	0	0	99.62
17	11629	49.10	46.95	3.50	0	0	0	0	0	99.55
18	11629	47.46	44.58	2.65	0.37	0	0	3.00	1.40	99.46
19	11629	46.33	50.69	2.57	0	0	0	0	0	99.59
20	11631	50.59	46.89	2.01	0	0	0	0	0	99.49
21	11631	49.52	48.26	1.81	0	0	0	0	0	99.59
22	11631	50.54	47.93	1.47	0	0	0	0	0	99.94
23	11633	46.99	48.91	3.38	0	0.27	0	0	0	99.55
24	11633	49.21	46.74	3.51	0.14	0	0	0	0	99.60
25	11641	48.29	47.08	2.35	0	1.32	0.49	0	0	99.53
26	11641	48.17	47.84	2.22	0.19	0.74	0.90	0	0	100.06
27	11644	50.20	42.84	0.27	0	5.51	1.00	0	0	99.82
28	11644	47.42	46.89	0.21	0	4.35	0.58	0	0	99.45
29	11644	45.65	47.98	0.17	0	4.19	1.27	0	0	99.26
30	11646	48.13	46.38	0.22	0	4.32	0.29	0	0	99.34
31	11646	46.60	49.49	0.14	0	3.34	0.33	0	0	99.90
32	11650	45.32	53.29	0.76	0	0	0.20	0	0	99.57
33	11650	45.97	51.08	0.54	0	1.40	0.31	0	0	99.30
34	11650	44.80	51.68	0.24	0	2.50	0.25	0	0	99.47
35	11650	44.78	52.80	0.28	0	1.75	0	0	0	99.61
36	11650	45.79	51.95	0.93	0	0.83	0	0	0	99.50

Примечание. 1–19 – габброиды, 20–36 – пикриты и пикродолериты.

ривались многочисленными авторами, которые анализировали реакции между сульфидным расплавом, mss (моносльфидный твердый раствор) и iss (промежуточный твердый раствор) (Kullerud et al., 1969; Naldrett et al., 1997; Fleet, Pan, 1994; Синякова, Косяков, 2006; Кравченко, Ненашева, 2015). Исследованиям Fe–Ti-минерализации также посвящена обширная литература. Но, несмот-

ря на признание факта магматического происхождения многими исследователями, единой точки зрения на процессы концентрации рудных компонентов не существует. В частности, активно разрабатываются модели гравитационной аккумуляции магнетита (титаномагнетита) и ильменита (Bai et al., 2012; Pang et al., 2008), большое значение придается моделям, в которых основ-



Фиг. 11. Изменения химического состава магнетита и ильменита в зависимости от их расположения в разрезе интрузивного тела. Содержания окислов в мас. %.

ную роль играет ликвация рудного расплава (Charlier, Grove, 2012; Jakobsen et al., 2011; Veksler et al., 2007; Wang, Zhou, 2013). Кроме того, разрабатываются “комбинационные” модели, в которых формирование низкотемпературной высокожелезистой жидкости, формирующей Fe–Ti-оруденение, обусловлено особым механизмом кристаллизации – концентрационным переохлаждением (Шарков и др., 2018).

Опираясь на приведенный выше материал и исследования, проведенные ранее, обобщенную схему формирования сульфидной и Fe–Ti-минерализации в породах комплекса, можно предста-

вить в следующем виде.

Как уже отмечалось выше, температура кристаллизации центральных частей кристаллов оливина равна 1472°C, что свидетельствует об их интрателлурической природе. Наличие ликвационных “капель” сульфидов, пойкилитово включенных в кристаллы оливина (фиг. 8ж, и), сложных не идентифицированными “промежуточными” фазами (табл. 2), а также парагенетические сростки/структуры распада, описанные выше, свидетельствуют о том, что формирующийся сульфид-

ный расплав имел поликомпонентный (Fe, Ni, Co, Cu, Zn) состав, кристаллизация которого в локальном объеме могла привести к образованию “промежуточных” фаз. В статье Е.Ф. Синяковой и В.И. Косякова показано, что локальные объемы сульфидной жидкости слабо взаимодействуют с окружающим силикатным расплавом (породами) и их затвердевание определяется набором факторов, характерных для закрытых систем (Синякова, Косяков, 2006). Таким образом, “промежуточные” соединения, описанные в данной работе, являются *iss* или представляют собой тонкодисперсные структуры его распада. Детально этот процесс охарактеризован в (Синякова и др., 2019) при экспериментальных исследованиях системы Cu–Fe–(Ni)–S.

Кроме того, Т.А. Кравченко и С.Н. Ненашева в сульфидных рудах Норильска обнаружили не названные минералы, состав которых по содержанию Cu и Ni является промежуточным между халькопиритом и пентландитом, образовавшимися при температуре 1100°C и давлении 50 кбар (Кравченко, Ненашева, 2015). Как видно из фиг. 9в, составы “промежуточных” соединений, охарактеризованных в данной работе, располагаются в исследованной Т.А. Кравченко и С.Н. Ненашевой области.

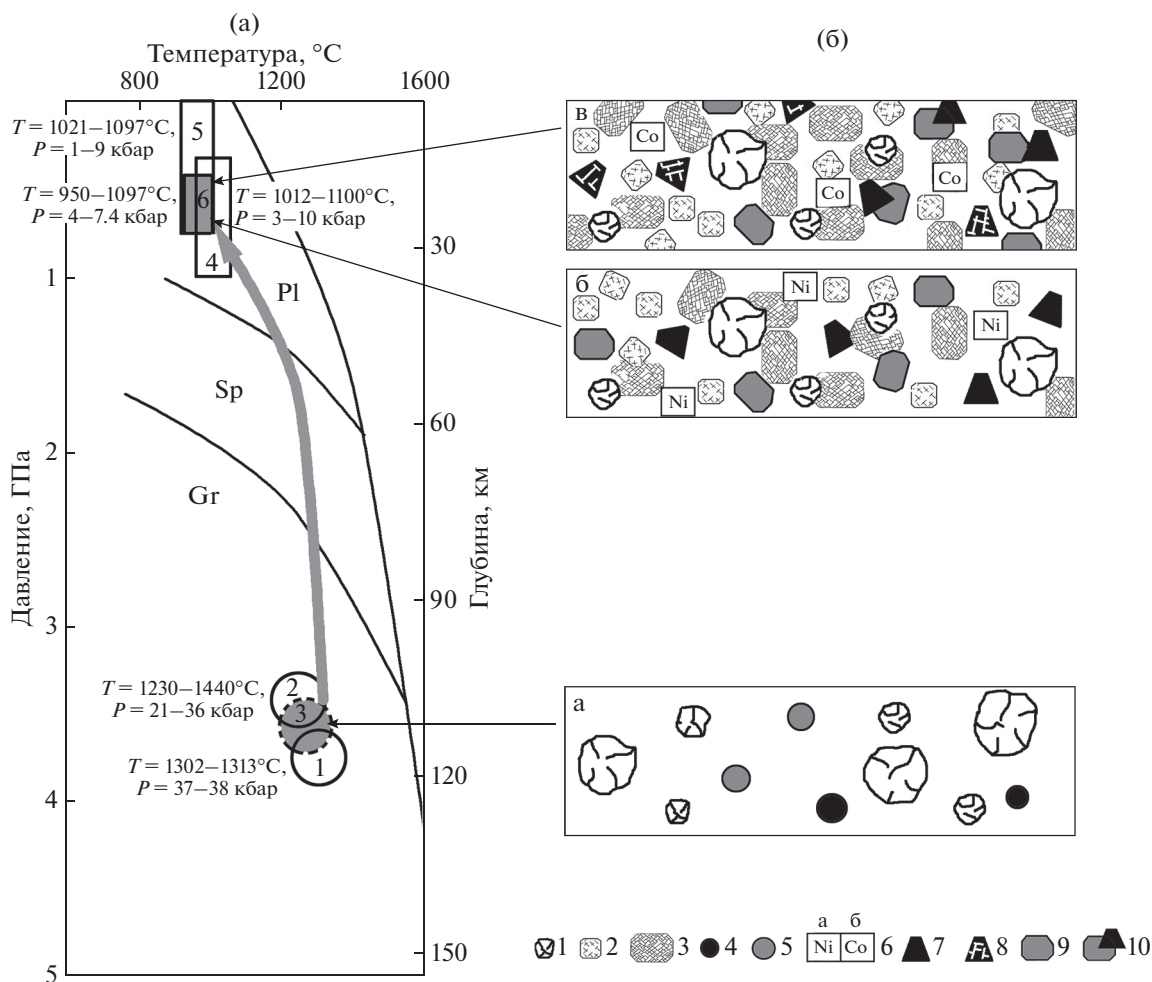
Fe–Ti-ликвационные “капли” представлены хроммагнетитом $(\text{Fe}_{0.47}\text{Ti}_{0.07}\text{Cr}_{0.23}\text{Al}_{0.11}\text{Mg}_{0.12})_{\Sigma 1.00}\text{O}_{1.00}$ с 24.07 мас. % Cr_2O_3 (фиг. 10а), ильменитом – $(\text{Fe}_{1.06}\text{Mn}_{0.01})_{\Sigma 1.07}\text{Ti}_{0.93}\text{O}_{3.00}$ (фиг. 10б) и биэлементными – $(\text{Fe}_{0.95}\text{Mg}_{0.16}\text{Cr}_{0.01})_{\Sigma 1.12}\text{Ti}_{0.88}\text{O}_{3.00}$ + $(\text{Fe}_{0.85}\text{Cr}_{0.09}\text{Ti}_{0.03}\text{Al}_{0.02}\text{Mg}_{0.01})_{\Sigma 1.00}\text{O}_{1.00}$ соединениями (фиг. 10в). Температуры их образования, определенные по бинарным диаграммам Fe–Cr и Fe–Ti, соответствуют более 1500°C для первого и выше 1300°C – для второго. Ранее нами было показано, что *PT*-параметры очагов магмогенерации для пикритов Башкирского мегантиклинория соответствуют: ишлинский комплекс – $T = 1302\text{--}1313^\circ\text{C}$, $P = 37\text{--}38$ кбар (Ковалев и др., 2017); лысогорский комплекс – $T = 1230\text{--}1240^\circ\text{C}$, $P = 21\text{--}36$ кбар (Ковалев и др., 2019). Вероятнее всего, очаг магмогенерации для расплава, сформировавшего породы мисаелгинского комплекса, располагался в этой же области. Таким образом, процесс ликвации рудного (сульфидно-Fe–Ti) расплава начался в очаге магмогенерации в мантийных условиях (фиг. 12).

После внедрения расплава в промежуточную камеру начинается процесс кристаллизационной дифференциации расплава с гравитационным осаждением выделившихся кристаллов. Моделирование процесса кристаллизации, осуществленное по двум моделям: по алгоритму Х.Д. Натана и К.К. Ван-Кирка (Nathan, Vankirk, 1978) и программному продукту КОМАГМАТ (Ariskin et al., 1993), с использованием двух механизмов внутри-

камерной дифференциации – равновесной кристаллизации при гравитационном фракционировании твердой фазы и фракционной кристаллизации при направленной кристаллизации, позволили установить, что наиболее вероятным механизмом формирования дифференцированного тела мисаелгинского комплекса являлась направленная кристаллизация с гравитационным осаждением Ol и Ol + Crx на начальных стадиях процесса становления массива. Схема кристаллизации основных порообразующих минералов выглядит следующим образом: при температуре 1380°C выделяется Ol (77–85% Fo), к которому при $T = 1164^\circ\text{C}$ присоединяется Crx, в результате чего 40% объема расплава оказываются представленными биминеральной – Ol + Crx ассоциацией. Далее, при температуре 1139°C выделяется ассоциация Crx + Pl + Pg (пижонит), к которой при $T = 1090^\circ\text{C}$ присоединяется Mgt с небольшим количеством ильменита. При этом необходимо подчеркнуть, что *PT*-условия в промежуточной камере, рассчитанные по амфибол-плагиоклазовому геотермобарометру (Blundy, Holland, 1990) ($T = 950\text{--}1045^\circ\text{C}$, $P = 4.0\text{--}7.4$ кбар), оказываются близки к параметрам, характерным для пикритов шатакского комплекса ($T = 1012\text{--}1100^\circ\text{C}$, $P = 3\text{--}10$ кбар) и пород кусинско-копанского комплекса ($T = 1021\text{--}1097^\circ\text{C}$, $P = 1\text{--}9$ кбар) (Ковалев и др., 2017; Холоднов и др., 2012) (фиг. 12).

Массовая кристаллизация оливина в промежуточной камере в температурном интервале 1168–1184°C приводит к тому, что количество никеля в расплаве разделяется, часть его входит в состав оливина (среднее содержание Ni в оливине – 0.3 мас. %, максимальное в оливине пикритового горизонта – 0.51–0.62 мас. %), а часть в новообразованные сульфиды. Вхождение никеля в две формирующиеся фазы приводит к его “дефициту” и появлению кобальтовых (Co-содержащих) минералов в поздних дифференциатах – габброидах (фиг. 8а, б).

Поведение Fe–Ti-минералов выявляется по неоднородностям их химического состава (табл. 3, 4). Присутствие минералов с примесями MgO и Cr_2O_3 только в пикритовом горизонте свидетельствует о том, что они подверглись гравитационному осаждению совместно с ранними силикатами. Наличие сростков магнетита и ильменита и магнетита со структурой распада твердого раствора позволяет рассчитать температуры их кристаллизации/распада и определить условия их кристаллизации в процессе становления интрузивного тела. Для определения температур кристаллизации использовалась программа ILMAT (Lepage, 2003). За конечный результат принимались данные, рассчитанные по модели (Lindsley, Spencer, 1982).



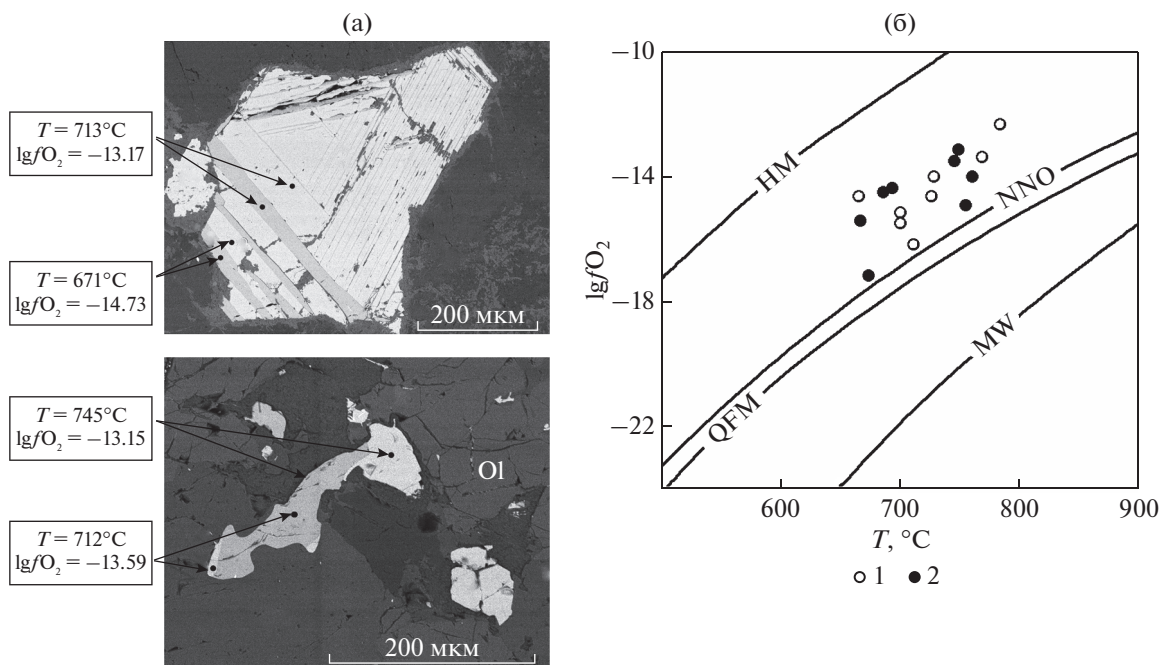
Фиг. 12. *PT*-диаграмма (а) и идеализированные схемы кристаллизации расплава (б) мисаелгинского комплекса. 1 – оливин; 2 – клинопироксен; 3 – ортопироксен; 4 – ликвационные выделения Fe–Ti-расплава; 5 – ликвационные выделения сульфидного расплава; 6 – сульфиды (а – никелевые; б – кобальтовые и кобальтсодержащие); 7 – магнетит; 8 – магнетит со структурами распада; 9 – ильменит; 10 – магнетит-ильменитовые сростки. Цифры на схеме (а): 1 – очаг магмогенерации для пикритов ишлинского комплекса; 2 – очаг магмогенерации для пикритов лысогогорского комплекса; 3 – гипотетический очаг магмогенерации для пород мисаелгинского комплекса; 4 – промежуточная камера для расплава шатакского комплекса; 5 – промежуточная камера для расплава кусинско-копанского комплекса; 6 – промежуточная камера для расплава мисаелгинского комплекса. Пояснения в тексте.

Как видно из фиг. 13а, температура кристаллизации сростков составляет 712–745°C. Ее вариации, рассчитанные для 12 сростаний, колеблются в пределах 648–745°C. Температуры распада твердого раствора, рассчитанные для 15 образцов минералов, колеблются в пределах 588–766°C. При этом наблюдается температурная зональность, направленная от центра кристалла к его краевым частям (фиг. 13а). То есть значительная масса магнетита и ильменита кристаллизовалась на поздних стадиях затвердевания интрузивного тела. При этом необходимо подчеркнуть, что наличие структур распада подразумевает существование гомогенной Fe–Ti-фазы, образовавшейся выше 766°C.

Из анализа диаграммы $\lg f_{O_2} - T^\circ C$ (фиг. 13б) следует, что парциальное давление кислорода в процессе кристаллизации расплава снижалось при уменьшении температуры, что, в свою очередь, свидетельствует о закрытости системы по отношению к O_2 и относительно слабой окисленности расплава (фигуративные точки располагаются ниже гематит-магнетитового буфера).

Суммируя все полученные результаты, приведенные выше, обобщенный процесс формирования сульфидов и Fe–Ti-минерализации при дифференциации расплава пикродолеритового состава мисаелгинского комплекса в промежуточной камере можно представить в следующем виде (фиг. 12):

а) поступление расплава, содержащего интра-теллурические кристаллы оливина и ликвацион-



Фиг. 13. Температуры распада твердого раствора и кристаллизации магнетит-ильменитовых сростков (а) и диаграмма $\lg f\text{O}_2$ – $T^{\circ}\text{C}$ (б) для Fe–Ti-минералов из пород мисаелгинского комплекса. 1 – минералы габбрового горизонта; 2 – минералы пикритового горизонта. Буфер НМ и MW по (Myers, Eugster, 1983), QFM по (Berman, 1988), NNO по (Huebner, Sato, 1970).

ные “капли” сульфидного и Fe–Ti-расплава в промежуточную камеру;

б) процесс внутрикамерной кристаллизационно-гравитационной дифференциации, при котором происходит кристаллизация сульфидного и Fe–Ti-расплава в зависимости от его состава; кристаллизация *iss* в виде “промежуточных” соединений, хроммагнетита и Cr–Mg-ильменита, а также эволюция состава пентландита в сторону Co-содержащих разновидностей;

в) на заключительной стадии эволюции расплава в промежуточной камере реализуется процесс кристаллизации Fe–Ti-сростков и распад Fe–Ti-твердых растворов с различным числом и составом разновеликих и многообразных по форме сосуществующих минералов.

Таким образом, на основе детального изучения парагенезисов и ассоциаций рудных минералов, их морфологии и химического состава установлено, что процессы ликвации и кристаллизации рудных минералов из расплава не являются антагонистическими, а реализуются на определенных стадиях эволюции. При этом механизмы локализации рудного вещества в ограниченном объеме определяются физико-химическими параметрами и термобарическими условиями среды минералообразования, существующими в конкретном объеме расплава при его кристаллизации.

ВЫВОДЫ

1. При анализе петрогеохимических характеристик установлено, что по вариациям основных петрогенных окислов, по конфигурации графиков нормализованных содержаний платиноидов и золота и по средним нормализованным количествам РЗЭ породы, слагающие мисаелгинский комплекс, наиболее близки (по ряду параметров идентичны) аналогам, слагающим кусинско-копанский комплекс.

2. Вариации химического состава основных породообразующих минералов и внутреннее строение дифференцированного тела удовлетворительно описываются моделью фракционной кристаллизации при реализации механизма направленной кристаллизации с гравитационным осаждением ОI, ОI + Crx и рудных минералов ранней генерации на начальных стадиях процесса становления массива.

3. Обобщенный процесс формирования сульфидной и Fe–Ti-минерализации при дифференциации расплава в промежуточной камере заключается в кристаллизации сульфидного и Fe–Ti-расплава в зависимости от его состава, в кристаллизации *iss* в виде “промежуточных” соединений, хроммагнетита и Cr–Mg-ильменита, а также эволюции состава пентландита в сторону Co-содержащих разновидностей. На заключительной стадии эволюции расплава в промежуточной камере реализуется процесс кристаллизации Fe–Ti-

сростков и распад Fe–Ti-твердых растворов с различным числом и составом разноразмерных и многообразных по форме сосуществующих фаз.

БЛАГОДАРНОСТИ

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

ФИНАНСИРОВАНИЕ

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

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеев А.А.* Рифейско-вендский магматизм западного склона Южного Урала. М.: Наука, 1984. 137 с.
- Алексеев А.А., Алексеева Г.В., Ковалев С.Г.* Расслоенные интрузии западного склона Урала. Уфа: Гилем, 2000. 188 с.
- Арискин А.А., Бармина Г.С.* Моделирование фазовых равновесий при кристаллизации базальтовых магм. М.: Наука, 2000. 363 с.
- Арискин А.А., Бармина Г.С., Френкель М.Ю.* Имитация кристаллизации толеитовой магмы при низком давлении при фиксированной летучести кислорода // *Geochem. Int.* 1986. Т. 24. № 5. С. 92–100.
- Бычков Д.А., Коптев-Дворников Е.В.* Программа КриМинал для моделирования равновесия расплав – твердые фазы при заданном валовом составе системы // Ультрамафит-мафитовые комплексы складчатых областей докембрия: Матер. межд. конф. Улан-Удэ: Изд-во БурНЦ СО РАН, 2005. С. 122–123.
- Дриц В.А., Коссовская А.Г.* Глинистые минералы: слюды, хлориты. М: Наука, 1991. 176 с.
- Ковалев С.Г.* Дифференцированные диабаз-пикритовые комплексы западного склона Южного Урала. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1996. 99 с.
- Ковалев С.Г., Пучков В.Н., Ковалев С.С.* Первые находки зигенита (CoNi₂S₄) в пикритовых и пикродолеритовых комплексах Южного Урала // *ДАН.* Т. 457. № 3. 2014. С. 308–314.
<https://doi.org/10.7868/s086956521421021x>
- Ковалев С.Г., Маслов А.В., Гареев Э.З.* Благоприятная специализация терригенных пород нижнего и среднего рифея Южного Урала // *Литология и полезные ископаемые.* 2016. № 6. С. 530–546.
<https://doi.org/10.7868/s0024497x16060057>
- Ковалев С.Г., Пучков В.Н., Высоцкий С.И., Ковалев С.С.* Условия образования магматических пород при плюмовом процессе (на примере западного склона Южного Урала) // *ДАН.* 2017. Т. 475. № 2. С. 171–175.
<https://doi.org/10.7868/S0869565217200129>
- Ковалев С.Г., Ковалев С.С., Высоцкий С.И.* Благоприятная геохимическая специализация мезопротерозойских магматических комплексов Башкирского мегантиклинория и восточной окраины Восточно-Европейской платформы // *Литосфера.* 2018 Т. 18. № 2. С. 295–313.
<https://doi.org/10.24930/1681-9004-2018-18-2-295-313>
- Ковалев С.Г., Маслов А.В., Ковалев С.С., Высоцкий С.И.* Sm–Nd возраст пикритов лысогорского комплекса (Южный Урал): свидетельства инициального средне-рифейского магматизма // *ДАН.* 2019. Т. 488. № 1. С. 595–598
- Ковалев С.Г., Пучков В.Н., Ковалев С.С., Высоцкий С.И.* Минералы системы Fe–Ni–Co–Cu–S в пикритовых интрузиях Южного Урала: свидетельства ликвации и дифференциации сульфидного расплава // *Доклады Российской академии наук. Науки о Земле.* 2020. Т. 492. № 1. С. 29–34.
<https://doi.org/10.31857/s2686739720050084>
- Кравченко Т.А., Ненашева С.Н.* Новые фазы в Cu–Ni рудах норильских месторождений // *Новые данные о минералах.* 2015. № 50. С. 84–88.
- Синякова Е.Ф., Косяков В.И.* Фазовые соотношения и фугитивность серы в системе Fe–FeS–NiS–Ni при температуре 900°C // *Геология и геофизика.* 2006. Т. 47. № 7. С. 838–849.
- Синякова Е.Ф., Косяков В.И., Кох К.А., Наумов Е.А.* Последовательная кристаллизация пирротина, кубанита и промежуточного твердого раствора из Cu–Fe–(Ni)–S расплава // *Геология и геофизика.* 2019. Т. 60. № 11. С. 1577–1588.
<https://doi.org/10.15372/GiG2019091>
- Уэйдджер Л.П., Браун Г.* Расслоенные изверженные породы. М., 1970. 552 с.
- Френкель М.Я., Ярошевский А.А., Арискин А.А., Бармина Г.С., Коптев-Дворников Е.В., Киреев Б.С.* Динамика внутрикамерной дифференциации базитовых магм. М.: Наука, 1988. 216 с.
- Холоднов В.В., Бочарникова Т.Д., Шагалов Е.С.* Состав, возраст и генезис магнетит-ильменитовых руд средне-рифейского стратифицированного Медведевского массива (Кусинско-Копанский комплекс Южного Урала) // *Литосфера.* 2012. № 5. С. 145–165.
- Шарков Е.В., Чистяков А.В., Щипцов В.В., Богина М.М., Фролов П.В.* Происхождение Fe–Ti оксидной минерализации в среднепалеопротерозойском Ельтьозерском сиенит-габбровом интрузивном комплексе (северная Карелия, Россия) // *Геология руд. месторождений.* 2018. Т. 60. № 2. С. 198–230.
<https://doi.org/10.7868/s0016777018020041>
- Aitchison S.J. & Forrest A.H.* Quantification of crustal contamination in open magmatic systems // *J. Petrol.* 1994. V. 35. № 2. P. 461–488.
<https://doi.org/10.1093/petrology/35.2.461>
- Ariskin A.A., Frenkel M.Ya., Barmina G.S., Nielsen R.L.* Comagmat: a Fortran program to model magma differentiation processes // *Comput. Geosci.* 1993. V. 19. № 8. P. 1155–1170.
[https://doi.org/10.1016/0098-3004\(93\)90020-6](https://doi.org/10.1016/0098-3004(93)90020-6)
- Bai Z.-J., Zhong H., Naldrett A.J., Zhu W.-G., Xu G.-W.* Whole-rock and mineral composition of constraints on the genesis of the giant Hongge Fe–Ti–V oxide deposit in the Emeishan Large Igneous Province, Southwest China // *Econ. Geology.* 2012. V. 107. № 3. P. 507–524.
<https://doi.org/10.2113/econgeo.107.3.507>
- Barnes S.J., Lightfoot P.C.* Formation of magmatic nickel-sulfide ore deposits and affecting their copper and plati-

- num-group element contents. // *Economic Geology* 100th Anniversary Volume. 2005. P. 179–213.
- Barnes S.-J., Maier W.D.* The fractionation of Ni, Cu and the noble metals in silicate and sulfide liquids // *C.E.G. Geological Association of Canada. Short Course*. 1999. V. 13. P. 69–106.
- Beattie P.* Olivine-melt and orthopyroxene-melt equilibria // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1993. V. 115. № 1. P. 103–111. <https://doi.org/10.1007/bf00712982>
- Berman R.G.* Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{MgO}-\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{TiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ // *J. Petrol.* 1988. V. 29. № 2. P. 445–522. <https://doi.org/10.1093/petrology/29.2.445>
- Blundy J.D. & Holland T.J.B.* Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1990. V. 104. № 2. P. 208–224. <https://doi.org/10.1007/bf00306444>
- Bohrson W.A. and Spera F.J.* Energy-constrained open-system magmatic processes II: Application of energy-constrained assimilation-fractional crystallization (EC-AFC) model to magmatic systems // *J. Petrol.* 2001. V. 42. № 5. P. 1019–1041. <https://doi.org/10.1093/petrology/42.5.1019>
- Bowen N.L.* The evolution of the igneous rocks. Princeton University Press, Princeton, 1928. 334 p.
- Charlier B., Grove T.L.* Experiments on liquid immiscibility along tholeiitic liquid lines of descent // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2012. V. 164. № 1. P. 27–44. <https://doi.org/10.1007/s00410-012-0723-y>
- DePaolo D.J.* Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1981. V. 53. № 2. P. 189–202. [https://doi.org/10.1016/0012-821x\(81\)90153-9](https://doi.org/10.1016/0012-821x(81)90153-9)
- Fleet M.E., Pan Y.* Fractional crystallization of anhydrous sulfide liquid in the system Fe–Ni–Cu–S, with application to magmatic sulfide deposits // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1994. V. 58. № 16. P. 3369–3377. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(94\)90092-2](https://doi.org/10.1016/0016-7037(94)90092-2)
- Giret A., Bonin B., Leger J.M.* Amphibole compositional trends in oversaturated alkaline plutonic ring-complexes // *Can. Mineral.* 1980. V. 18. P. 481–495.
- Huebner J.S., Sato M.* The oxygen fugacity-temperature relationships of manganese oxide and nickel oxide buffers // *Amer. Mineral.* 1970. V. 55. P. 934–952.
- Jakobsen J.K., Veksler I.V., Tegner C., Brooks C.K.* Crystallization of the Skaergaard intrusion from an emulsion of immiscible iron and silica-rich liquids: evidence from melt inclusions in plagioclase // *J. Petrol.* 2011. V. 52. № 2. P. 345–373. <https://doi.org/10.1093/petrology/egq083>
- Kranidiotis P., MacLean W.H.* Systematic of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec // *Econ. Geol.* 1987. V. 82. № 7. P. 1898–1911. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.82.7.1898>
- Kretz R.* Transfer and exchange equilibria in a portion of the pyroxene quadrilateral as deduced from natural and experimental data // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1982. V. 46. № 3. P. 411–422. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(82\)90232-0](https://doi.org/10.1016/0016-7037(82)90232-0)
- Kullerud G., Yund R.A., Moh G.H.* Phase relations in the Cu–Fe–S, Cu–Ni–S, and Fe–Ni–S systems // *Magmatic ore deposits* / Ed. H.D.B. Wilson. *Econ. Geol. Monograph*. 1969. V. 4. P. 323–343. URL: <https://pubs.geoscience-world.org/books/book/1856/chapter/107712764/Phase-Relations-in-the-Cu-Fe-S-Cu-Ni-S-and-Fe-Ni-S>. <https://doi.org/10.5382/Mono.04.23>.
- Lepage L.D.* ILMAT: an excel worksheet for ilmenite-magnetite geothermometry and geobarometry // *Comput. Geosci.* 2003. V. 29. № 5. P. 673–678. [https://doi.org/10.1016/s0098-3004\(03\)00042-6](https://doi.org/10.1016/s0098-3004(03)00042-6)
- Lindsley D.H., Spencer K.J.* Fe-Ti oxide geothermometry: Reducing analyses of coexisting Ti-magnetite (Mt) and ilmenite (Ilm) // *American Geophysical Union*. 1982. V. 63. № 18. P. 471.
- Loucks Robert R.* A precise olivine-augite Mg-Fe-exchange geothermometer // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1996. V. 125. № 2–3. P. 140–150. <https://doi.org/10.1007/s004100050211>
- McDonough W.F., Sun S.S.* Composition of the Earth // *Chem. Geol.* 1995. V. 120. P. 223–253.
- Myers J., Eugster H.P.* The system Fe–Si–O: oxygen buffer calibrations to 1,500 K // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1983. V. 82. № 1. P. 75–90. <https://doi.org/10.1007/bf00371177>
- Naldrett A.J., Ebel D.S., Asif M., Morrison G., Moore C.M.* Fractional crystallization of sulfide melts as illustrated at Noril'sk and Sudbury // *Eur. J. Miner.* 1997. V. 9. № 2. P. 365–378. <https://doi.org/10.1127/ejm/9/2/0365>
- Nathan H.D., Vankirk C.K.* A model of magmatic crystallization // *Petrology.* 1978. V. 19. № 1. P. 66–94. <https://doi.org/10.1093/petrology/19.1.66>
- Nielsen R.L.* EQUIL: a program for the modeling of low-pressure differentiation processes in natural mafic magma bodies // *Computers & Geosciences.* 1985. V. 11. № 5. P. 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.* TRACE FOR: A program for the calculation of combined major and trace-element liquid lines of descent for natural magmatic systems // *Computers & Geosciences.* 1988. V. 14. № 1. P. 15–35. [https://doi.org/10.1016/0098-3004\(88\)90050-7](https://doi.org/10.1016/0098-3004(88)90050-7)
- Pang K.-N., Zhou M.-F., Lindsley D., Zhao D., and Malpas J.* Origin of Fe-Ti oxide ores in mafic intrusions: evidence from the Panzhihua Intrusion, SW China // *J. Petrol.* 2008. V. 49. № 2. P. 295–313. <https://doi.org/10.1093/petrology/egm082>
- Perchuk L.L., Saxena S.K., Bhattacharji S.* Thermodynamic control of metamorphic processes in Energetics of Geological Processes. New York: Springer, 1977.
- Powell R.* 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.* 1984. V. 141. № 3. P. 447–452. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.141.3.0447>
- Roedder P.L., Emslie R.F.* Olivine-liquid equilibrium // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1970. V. 29. № 4. P. 275–289. <https://doi.org/10.1007/bf00371276>
- Spera F.J., Bohrson W.A.* Energy-constrained open-system magmatic processes, 1: General model and energy con-

- strained assimilation and fractional crystallization (ECAFC) formulation // *J. Petrol.* 2001. V. 42. № 5. P. 999–1018.
<https://doi.org/10.1093/petrology/42.5.999>
- Spera F.J., Bohrson W.A.* Energy-constrained open system magmatic processes, 3. Energy-constrained recharge, assimilation, and fractional crystallization (EC-RAFC) // *Geochemistry Geophysics Geosystems.* 2002. V. 3. № 12. P. 1–20.
<https://doi.org/10.1029/2002gc000315>
- Spera F.J., Bohrson W.A.* Open-system magma chamber evolution: an energy-constrained geochemical model incorporating the effects of concurrent eruption, recharge, variable assimilation and fractional crystallization (EC-RAFC) // *J. Petrol.* 2004. V. 45. № 12. P. 2459–2480.
<https://doi.org/10.1093/petrology/egh072>
- Tsutsue A.* The distribution of manganese and iron between ilmenite and granitic magma in the Osumi Peninsula, Japan // *Contr. Mineral. Petrol.* 1973. V. 40. № 4. P. 305–314.
<https://doi.org/10.1007/bf00371021>
- Veksler I.V., Dorfman A.M., Borisov A.A., Wirth R., Dingwell D.B.* Liquid immiscibility and the evolution of basaltic magma // *J. Petrol.* 2007. V. 48. № 11. P. 2187–2210.
<https://doi.org/10.1093/petrology/egm056>
- Wang C.Y., Zhou M.F.* New textural and mineralogical constraints on the origin of Hongge Fe-Ti-V oxide deposits, SW China // *Mineral. Deposita.* 2013. V. 48. № 6. P. 787–798.
<https://doi.org/10.1007/s00126-013-0457-4>
- Wells P.R.A.* Pyroxene thermometry in simple and complex systems // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1977. V. 62. № 2. P. 129–139.
<https://doi.org/10.1007/bf00372872>
- Wood B.J., Banno S.* Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1973. V. 42. № 2. P. 109–124.
<https://doi.org/10.1007/bf00371501>