

ПЕТРОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ

УДК 550.41

МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРОЦЕССА ФОРМИРОВАНИЯ НЕИЗОТЕРМИЧЕСКОЙ
ЗОНАЛЬНОСТИ МАГНЕЗИАЛЬНЫХ СКАРНОВ В РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИХ
ФЛЮИДНЫХ СИСТЕМАХ ИНТРУЗИВНЫХ ТРАППОВ ЮГА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

М.П. Мазуров^{1,3}, В.Г. Быкова²

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

² Геологический институт СО РАН, 670047, Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, ба, Россия

³ Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия

С помощью программного комплекса (ПК) «Селектор-С» в модификации стационарного проточного реактора исследован процесс формирования магнезиальных скарнов на контакте долеритов с карбонатно-соленосными породами. Физико-химические параметры метасоматических процессов определены на основе результатов изучения размещения скарно-рудных залежей и минеральных ассоциаций в месторождениях ангаро-илимского типа. Рассматривается воздействие магматического флюида на систему долерит—магнезиальные соленосные отложения и карбонатно-соленосные отложения, в результате которого возникают зональные колонки инфильтрационных магнезиальных скарнов. Расчеты проводились по схеме многорезервуарной динамической модели проточного реактора с постоянным градиентом температуры и однородным давлением. Выявлено влияние на состав возникающих минеральных ассоциаций изменения в источнике флюида величины отношения C/H и содержания Cl. Установлено, что в процессе скарнообразования при температурах 1040—1010 °C формируются диопсид, энстатит, анортит, кварц, ильменит, герцинит, пирротин; в условиях 980—740 °C стабильны монтицеллит, форстерит, магнетит, гейкилит, периклаз, шпинель, кальцит, графит; в интервале температур 710—380 °C существуют кальцит, доломит, флогопит, галит, графит. Обнаружено, что волластонит приурочен к тыловой зоне магнезиальных скарнов. В температурном ряду метасоматической колонки показана последовательность смены минеральных видов силикатов, шпинелидов и минералов, содержащих титан. Результаты расчетов показали, что толеитовая магма при кристаллизации выделяет флюидную фазу с соотношением C/H 0.1—1.0 и весовой долей 1.5—2.0 %.

Магнезиальные скарны, долериты, метасоматизм, численное моделирование.

MODELING OF THE FORMATION OF NONISOTHERMAL ZONING
IN MAGNESIAN SKARNS IN THE ORE-MAGMATIC FLUID SYSTEMS
OF INTRUSIVE TRAPS OF THE SOUTHERN SIBERIAN PLATFORM

M.P. Mazurov and V.G. Bykova

Using the Selector PC application and a stationary flow reactor, we studied the process of formation of magnesian skarns at the contact of dolerites with carbonate-salt deposits. The physicochemical parameters of metasomatic processes were estimated by studying the localization of skarn ore shoots and mineral assemblages in the deposits of the Angara-Ilim type. The action of magmatic fluids on the system dolerite—magnesian salt deposits and dolerite—carbonate-salt deposits resulted in zonal columns of infiltration magnesian skarns. The computation was carried out using a dynamic multireservoir model of a flow reactor with a constant temperature gradient and a uniform pressure. We have established that changes in the C/H ratio and Cl content in the fluid source affect the composition of the produced mineral assemblages. Depending on the temperature during the formation of skarns, different mineral assemblages are produced: diopside, enstatite, anorthite, quartz, ilmenite, hercynite, and pyrrhotite at 1040–1010 °C; monticellite, forsterite, magnetite, geikielite, periclase, spinel, calcite, and graphite at 980–740 °C; and calcite, dolomite, phlogopite, halite, and graphite at 710–380 °C. Wollastonite is observed in the rear zone of magnesian skarns. We examined the temperature-dependent sequence of formation of different types of silicates, spinels, and Ti-containing minerals in the metasomatic column. The computation results show that during crystallization, the tholeiitic magma releases a fluid phase with C/H = 0.1–1.0, amounting to 1.5–2.0 wt.%.

Magnesian skarns, dolerites, metasomatism, numerical modeling

ВВЕДЕНИЕ

Реакционное взаимодействие базитовой магмы при внедрении в породы чехла Сибирской платформы сопровождается широким спектром процессов ассимиляции, ликвации и метасоматического изменения вмещающих пород [Модельный..., 2009]. Наиболее слабо среди указанных явлений изучены особенности высокотемпературного массообмена между трапповыми телами и вмещающими карбонатно-соленосными породами платформенного чехла при формировании железорудных месторождений Ангаро-Илимского рудного района [Антипов и др., 1960; Павлов, 1975; Вахрушев, 1985; Пухнарович, 1986; и др.]. Результаты исследования минералогической зональности этих месторождений [Антипов и др., 1960; Мазуров, Бондаренко, 1997] показали, что здесь возможно проявление двух типов источников магматогенных флюидов: 1) магматических флюидов, отделяющихся от жидких фракций при распаде исходного базитового расплава после ассимиляции доломитов и соленосных отложений; 2) магматических флюидов, формирующихся при ретроградном кипении кристаллизующегося траппового интрузива, внедрившегося в указанные отложения без ликвации расплава. Из известного спектра количественных моделей взаимодействий интрузив—вмещающие породы [Модельный..., 2009] лучше всего разработана модель отделения флюида при ретроградном кипении магмы [Шарапов и др., 2012]. Именно поэтому в данном сообщении рассматривается образование магнезиальных скарнов по этой модели.

Как следует из изучения минералогии контактовых зон месторождений указанного региона [Вахрушев, 1985], остаются дискуссионными физико-химические условия развития магнезиальных скарнов и источники петрогенных компонентов в магматогенных флюидах. Поэтому нами проведены специальные исследования строения, состава и размещения скарново-рудных залежей [Шабынин и др., 1984; Мазуров, 1991; Мазуров, Титов, 1999; Мазуров и др., 2004, 2007] как геолого-минералогической основы для разработки физико-химической модели взаимодействия магматогенных флюидов, отделяющихся от интрузивного тела, с карбонатно-соленосными отложениями платформенного чехла [Мазуров и др., 2007]. Полученные результаты уточнили качественные схемы инфильтрационного метасоматоза магматической и постмагматической стадий при преобразовании известняков и доломитов, которые были изложены в работах [Перцев, 1977; Метасоматизм..., 1998]. Исследование процессов физико-химической эволюции реальных петрологических объектов в настоящее время осуществляется с помощью компьютерного моделирования сложных естественных и экспериментальных гетерогенных систем. Наиболее продвинутым в этом отношении является программный комплекс «Селектор-С» [Карпов и др., 1994]. Теория, методология и функциональные возможности модернизированного варианта этого комплекса изложены в монографии [Чудненко, 2010], а примеры наиболее последовательного применения в моделировании эндогенных систем показаны в работе О.В. Авченко, К.В. Чудненко, И.А. Александрова [2009] и В.Н. Шарапова с соавторами [2009, 2010, 2012].

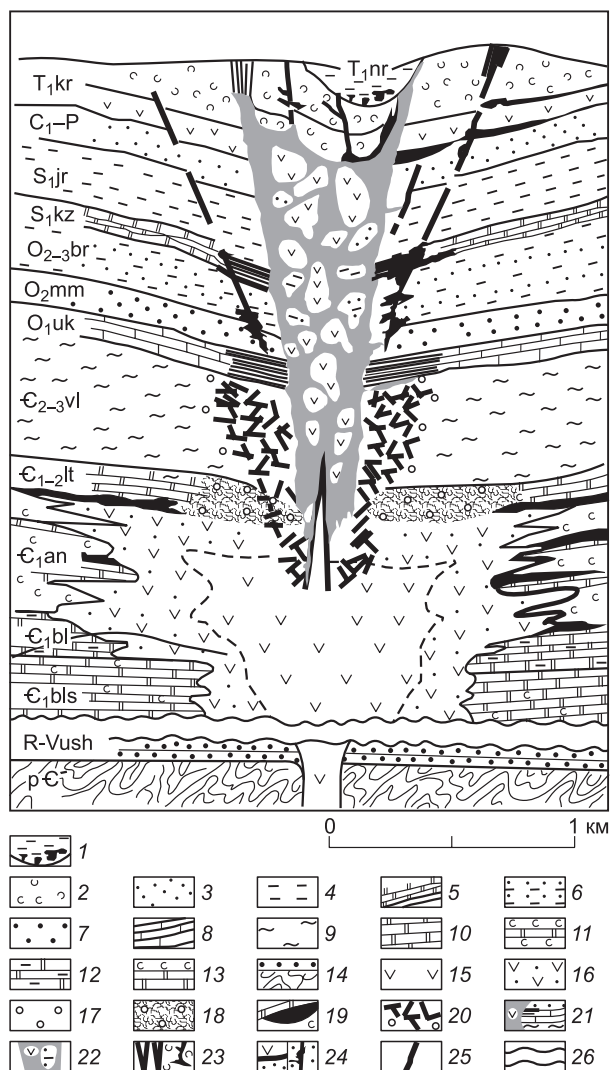
Общая постановка задачи динамики неизотермического инфильтрационного метасоматоза для стационарного потока флюидов из магматического источника в рамках модели многорезервуарного проточного реактора и ее первые результаты изложены в работе [Модельный..., 2009]. Данная статья является продолжением этого направления исследований. В ней рассматриваются особенности метасоматического процесса формирования зональности магнезиальных скарнов в контактах долеритов с карбонатно-соленосными породами.

ГЕОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ СВЕДЕНИЯ О МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССАХ, СОПРОВОЖДАЮЩИХ СТАНОВЛЕНИЯ СУБВУЛКАНИЧЕСКИХ ТРАППОВЫХ ИНТРУЗИВОВ

Параметры начальных и граничных условий развития метасоматических процессов оценены из анализа геологической позиции магнезиальных скарнов в структуре реальных месторождений, сведений о минералогии зон скарнирования, исследований состава и температур гомогенизации включений в форстеритах, галитах, карбонатах и сульфатах, а также положения интрузивных тел в разрезе платформенного чехла [Мазуров и др., 2007]. Геологическая ситуация развития таких явлений наиболее подробно выяснена на Коршуновском месторождении, где среди нижнекембрийских отложений глубже центральной рудоносной диатремы вскрыт крупный лакколит долеритов с отходящими от него полойными и секущими апофизами (рис. 1). Основные этапы и стадии скарново-рудных процессов синхронны становлению этого лакколита (промежуточной магматической камеры) среди карбонатно-эвапоритовых и карбонатно-соленосных отложений под экраном терригенно-осадочной толщи. В генетическом отношении выделены магнезиальные скарны магматической и послемагматической стадий [Мазуров, Титов, 1999, 2001], образованные на контактах магматических тел с доломитами, каменной солью и с неоднородными карбонатно-соленосными свитами [Мазуров и др., 2004, 2007]. Инфильтрационные залежи магнезиальных скарнов магматической стадии видимой мощностью до 200 м приурочены к апикальной контактовой области интрузива с массивными доломитами средненижнекембрийского возраста.

Рис. 1. Схематизированный разрез рудоносной вулканотектонической постройки ангаро-илимского типа, по М.П. Мазурову и П.М. Бондаренко [1997] с дополнениями.

Вертикальный и горизонтальный масштабы одинаковы. 1 — вулканомиктовые отложения кратерных озер, нерюндинская свита (T_1nr); 2 — эксплозивные брекчии, потоки, покровы и пирокластические толщи, корвунчанская свита (T_1kr); 3 — угленосные слаболитифицированные отложения (C_1-P); 4 — красноцветные аргиллиты, алевролиты и мергели, с редкими прослоями песчаников, ярская свита (S_1jr); 5 — песчаники с прослоями карбонатно-глинистых пород, кежемская свита (S_1kz); 6 — красноцветные аргиллиты и мергели с редкими прослоями песчаников, братская свита ($O_{2,3}br$); 7 — кварцевые песчаники, мамырская свита (O_2mm); 8 — известняки, усть-кутская свита (O_1uk); 9 — мергели с прослоями тонкозернистых известковистых песчаников, алевролитов, гипсов и известняков, верхоленская свита ($E_{2,3}vl$); 10 — доломиты, литвинцевская свита ($E_{1,2}lt$); 11 — доломиты, каменные соли с прослоями аргиллитов и алевролитов, ангарская свита (E_1an); 12 — массивные доломиты, булайская свита (E_1bl); 13 — доломиты, ангидриты, прослой солей, бельская свита (E_1bls); 14 — песчаники, алевролиты, аргиллиты основания платформенного чехла, ушаковская свита ($R-Vush$) и кристаллические сланцы фундамента (pC); 15 — интрузивные тела траппового комплекса (силлы, лакколиты, дайки, апофизы долеритов); 16 — скарнированные долериты зоны смещения долеритов с эвапоритами; 17 — магнезиальные и известковые скарны, скарноиды, кальцифиры; 18—24 — железорудные залежи: 18 — конформные тела в магнезиальных скарнах и кальцифирах, 19 — галит-магнетитовые руды в ангарской свите, 20 — рудный штокверк в верхоленской свите, 21 — послойные кальцит-магнетитовые руды в известняках усть-кутской и кежемской свит, 22 — полихронные рудные залежи в диатремах, 23 — субвертикальные полосчатые, оолитовые и брекчиевые руды в эффузивно-пирокластических отложениях, 24 — жильные руды подсилловых залежей и выполнения поздних трещинных зон; 25 — тектонические нарушения; 26 — неизученная в отношении железооруденения глубинная часть платформенного чехла.



Мощность интрузива в центральной части превышает 500 м, а протяженность отдельных апофиз превышает 1500 м (см. рис. 1). Интрузивные тела послойных апофиз не имеют резких контактов. Краевая часть их представлена дезинтегрированными породами с кальцифировым, галититовым цементом или включениями кальцифиров и галита в изверженной породе. Эти образования морфологически похожи на автомагматические интрузивные и эруптивные брекчии, сопровождающие «ветви» Норильских и Талнахских интрузивов [Поисковые критерии..., 1978; Зотов, 1979]. Число и мощность силлоподобных апофиз, ширина зон фрагментации, скарнирования и оруденения вмещающих пород и долеритов в разных местах месторождения значительно варьируют. Так, по керну скв. 17г на Коршуновском месторождении в интервале глубин 804.4—1250.0 м прослежены шесть послойных интрузивных тел. Сопоставление колонок этой скважины и скважин, пройденных за пределами рудного поля, дает основание считать, что магматические породы занимают в разрезе преимущественно место замещенных пачек каменных солей. Метасоматические процессы в контактах долеритов с карбонатно-соленосными отложениями являются начальным фрагментом процесса общего развития рудно-магматической системы, синхронным формированию промежуточной магматической камеры среди карбонатно-соленосных отложений нижнего кембрия под экраном терригенных свит кембро-ордовика [Мазуров, Бондаренко, 1997]. Суммарная мощность отложений платформенного чехла, перекрывающих соленосные пачки ангарской свиты нижнего кембрия, составляет в этих районах 1.5—3.0 км [Пухнарович, 1986]. Поэтому при расчетах литостатическое давление протекания метасоматических реакций на данном уровне системы можно оценить порядка 1 кбар. Порфириовидный облик долеритов и наличие фенокристаллов в тонкозернистой основной массе породы свидетельствуют о быстром затвердевании базитовой магмы. Показателем того, что преобразование долеритов происходило после частичного затвердевания, является одинаковое развитие метасоматических зон по вкрапленникам и основной массе. Реакционные процес-

сы на контакте долерита с солью начинаются при температуре плавления каменной соли (~800 °С). По данным термометрических исследований намечаются следующие температурные ступени минералообразования: 1) форстерит + фассаит + шпинель + магнетит первой генерации ≈ 820—740 °С; 2) флогопит + титанит + паргасит + апатит + магнетит второй генерации ≈ 600—500 °С; 3) клинохлор + серпентин + тремолит + пирротин + халькопирит ≈ 450 °С и ниже. Температуры гомогенизации газовой-жидких включений составляют 70—240 °С в кальците, 260—300 °С в ангидрите, 60—140 °С в гидротермальном галите [Мазуров и др., 2004].

Установленные особенности строения контактовых зон долеритов с соленосными отложениями позволяют существенно уточнить представления о гетерофазных явлениях, сопровождавших внедрение и затвердевание базитовой магмы в карбонатно-соленосных толщах платформенного чехла. Вмещающие карбонатно-соленосные толщи в поровом пространстве и внутри зерен минералов содержали растворы, рассолы и газонефтяные смеси [Шарапов и др., 1992; Модельный..., 2009]. В результате реакционного взаимодействия с вмещающими породами внедрявшийся базитовый расплав к моменту формирования магнезиальных скарнов представлял собой гетерофазную среду, состоящую из интрателлурических вкрапленников (оливин, плагиоклаз, пироксен), жидких алюмосиликатной и сульфидно-оксидной фракций, а также газовых пузырьков. В такой сложной гетерофазной среде существовали относительно простые по составу контактовые области, где формировались магнезиальные скарны. Так, на передовом фронте послынных апофиз главного интрузива скарны развиваются преимущественно по глобулям долеритов [Мазуров, Титов, 1999]. О том, что замещению подвергалась затвердевшая магматическая порода, свидетельствуют наличие резкого контакта и зоны диспергирования, отделяющие шпинель-фассаитовую зону метасоматической колонки от долерита. Строение метасоматической колонки и состав минералов отражают миграционные свойства разных петрогенных компонентов в контактах долеритов с доломитом и галититами. В непосредственном контакте с долеритами находятся шпинель-форстеритовые скарны с вкрапленностью магнетита. Дальше от контакта они сменяются шпинель-магнетит-форстеритовыми скарнами с «остаточным» (образованным при термической диссоциации доломита) кальцитом. Передовая экзоскарновая зона представлена магнезиоферрит-форстеритовым кальцифиром, сменяющимся апопериклазовым бруситовым мрамором и офикальцитовыми ассоциациями. Переход от долерита к каменной соли осуществляется через эндоскарновую титанит-пироксен-плагиоклазовую зону, сменяющуюся шпинель-фассаитовой, далее форстерит-шпинель-магнетитовой и галититом (преобразованной каменной солью). В обоих контактах под воздействием потока магмато-генных флюидов из изверженной породы происходит экстракция железа, кремния, фосфора, титана и алюминия с обогащением ее кальцием и магнием. В контакте долерита с доломитом преобладают высокомагнезиальные магнетиты, а в контакте с каменной солью содержание магнезиоферритового компонента ограничено. Поведение алюминия в обоих случаях аналогично — он является достаточно активно мигрирующим элементом. В контакте с доломитами в экзоскарнах вместе с магнезиоферритом встречается магнезиальный ильменит. В контакте с каменной солью примесь титана содержится в магнетитах эндоскарновых и экзоскарновых зон. При наложении более низкотемпературных процессов титан обособляется в титаните и рутиле [Мазуров и др., 2004].

Описанные соотношения позволяют сформулировать качественную динамическую схему процесса: 1) при охлаждении базитового расплава происходит ретроградное кипение магмы с отделением газовой фазы, температура которой ниже 1100 °С и фильтрация ее в эндо- и экзоконтактной области приводит к прогреву вмещающих пород [Шарапов и др., 2012]; 2) в породах развиваются процессы не-изотермического инфильтрационного метасоматоза с образованием зональной колонки, характеристики которой зависят от состава породного субстрата и газовой фазы в источнике [Модельный..., 2009]. Конкретные физико-химические особенности такого процесса можно установить в численном эксперименте по методике проточного реактора [Чудненко, 2010].

ВХОДНЫЕ ДАННЫЕ МОДЕЛИ

Динамика процессов конвективного теплопереноса в контактах охлаждающихся малоглубинных интрузивных тел с учетом ретроградного кипения магмы рассмотрена в работе [Шарапов и др., 2012]. Полученные оценки температур образования минералов в рассматриваемых магнезиальных скарнах дают основание считать, что в ходе инфильтрационного метасоматоза низкопроницаемых карбонатно-соленосных пород существовала возможность проявления квазилинейных температурных разрезов [Модельный..., 2009]. Образованные при этом магнезиальные скарны и магнетитовые руды конформно облекают тела долеритов, которые имеют согласные и секущие слоистость контакты осадочных пород (см. рис. 1). Поэтому в качестве первого приближения далее будет обсуждаться генетическая схема процесса, в которой в качестве источника магмато-генного флюида выступает частично закристаллизованный ретроградно кипящий толеит-базальтовый расплав с температурой на фронте отделения флюида ≈

Таблица 1. **Исходные параметры системы магматогенный флюид—проточный реактор**

T, °C	№ реактора	Порода	Ед. изм.	Химический состав
380	23	Каменная соль	мас. %	98.0 NaCl; 2.0 MgCl ₂
410—710	13—22	Известково-соленосные породы	»	45.65 CaO; 45.0 CO ₂ ; 8.05 NaCl; 1.3 MgCl ₂
740—980	2—12	Магнезиально-соленосные породы	»	20.0 MgO; 28.9 CaO; 7.3 NaCl; 43.8 CO ₂
1010—1040	1	Долерит	»	47.2 SiO ₂ ; 2.25 TiO ₂ ; 12.74 Al ₂ O ₃ ; 4.07 Fe ₂ O ₃ ; 11.74 FeO; 0.24 MnO; 5.47 MgO; 10.75CaO; 3.4 Na ₂ O; 0.71 K ₂ O; 0.55 P ₂ O ₅
Магматогенный флюид			Мольные количества	6.7·10 ⁻³ HCl; 0.24 H ₂ ; 1.52 H ₂ O; 2.3·10 ⁻² H ₂ S; 7.7·10 ⁻⁴ NH ₃ ; 9.6·10 ⁻³ N ₂ ; 1.3·10 ⁻¹⁴ O ₂ ; 6.7·10 ⁻⁷ SO ₃ ; 7.6·10 ⁻² CO; 2.3·10 ⁻⁴ COS; 0.18 CO ₂ ; 5.9·10 ⁻³ CH ₄ ; 8·10 ⁻¹¹ MgCl ₂ ; 1.8·10 ⁻⁸ K ₂ Cl ₂ ; 5.6 Na ₂ Cl ₂ ; 1.5·10 ⁻² NaCl; 1.6·10 ⁻⁸ FeCl ₂ ; 2·10 ⁻⁷ SiH ₂ Cl.

Примечание. Поток флюидов направлен по восстанию номеров.

1040 °C [Арискин, Бармина, 2000; Шарапов и др., 2012]. Принятый в расчетах линейный градиент температур позволил выбрать шаг изменения температур между последовательными реакторами, равным 30 °C, что несколько больше неопределенностей при измерении температур гомогенизации газовой-жидких включений в метасоматических минералах магнезиальных скарнов. Это позволяет достаточно подробно оценивать границы перехода минеральных зон (температурных фаций) в метасоматических колонках. Выбор принятого числа реакторов позволяет просмотреть практически весь температурный интервал формирования как магнезиальных, так и известковых скарнов. В качестве начального приближения нами был выбран вариант стационарного флюидного потока, что позволило [Чудненко, 2010] рассматривать равновесную динамику гетерофазных взаимодействий флюид—порода в рамках последовательности условных временных шагов $n = 50$. Как показали тестовые прогоны, это достаточно длинные последовательности, позволяющие получать квазистационарные зональные колонки. В численных экспериментах реализована каноническая схема инфильтрационного метасоматоза [Метасоматизм..., 1998].

Моделирование процессов образования магнезиальных скарнов выполнено с помощью многорезервуарной модели, в которой фактор относительного времени учитывался с помощью последовательного поступления 50 порций магматогенного флюида в 23-реакторную систему [Карпов и др., 1994; Чудненко, 2010]. Магматогенный флюид, образующийся при остывании толеит-базальтовой магмы, поступает в реактор, отвечающий по составу долериту. После установления равновесия он переходит в равные по химическому составу реакторы 2-12, представляющие собой магнезиально-соленосные отложения, а затем в карбонатно-соленосные отложения – реакторы 13-23 (табл. 1). Каждому из реакторов соответствует своя температура с давлением 1 кбар. Физико-химиче-

Таблица 2. **Перечень минералов, потенциально возможных в равновесии в мультисистеме Si–Na–S–Ti–K–Fe–Cl–Al–Mg–Mn–Ca–F–N–C–O–H**

Минерал	Обозначение	Химический состав
Клинохлор	Clc	Mg ₅ Al(AlSi ₃)O ₁₀ (OH) ₈
Альбит	Ab	NaAlSi ₃ O ₈
Андрадит	Adr	Ca ₃ Fe ₂ Si ₃ O ₁₂
Анортит	An	CaAl ₂ Si ₂ O ₈
Кальцит	Cal	CaCO ₃
Хлормагнезит	Chm	MgCl ₂
Диопсид	Di	CaMg(SiO ₃) ₂
Доломит	Dol	CaMg(CO ₃) ₂
Энстатит	En	MgSiO ₃
Эпидот	Ep	Ca ₂ FeAl ₂ Si ₃ O ₁₂ (OH)
Форстерит	Fo	Mg ₂ SiO ₄
Гейкилит	Gk	MgTiO ₃
Графит	Gr	C
Гроссуляр	Grs	Ca ₃ Al ₂ Si ₃ O ₁₂
Герцинит	Hc	FeAl ₂ O ₄
Галит	Hal	NaCl
Ильменит	Ilm	FeTiO ₃
Магнетит	Mag	Fe ₃ O ₄
Магнезиоферрит	Mfr	MgFe ₂ O ₄
Монтichelлит	Mtc	CaMgSiO ₄
Периклаз	Per	MgO
Флогопит	Phl	KMg ₃ AlSi ₃ O ₁₀ (OH) ₂
Пирротин	Po	FeS
Паргасит	Prg	NaCa ₂ Mg ₄ Al(Al ₂ Si ₆)O ₂₂ (OH) ₂
Пирит	Pyr	FeS ₂
Кварц	Qz	SiO ₂
Титанит	Ttn	CaTiSiO ₅
Шпинель	Spl	MgAl ₂ O ₄
Рутил	Rt	TiO ₂
Тремолит	Tr	Ca ₂ Mg ₅ Si ₈ O ₂₂ (OH) ₂
Волластонит	Wo	CaSiO ₃
Серпентин	Srp	Mg ₆ Si ₄ O ₁₀ (OH) ₈

ская модель включает 16 независимых компонентов Si–Na–S–Ti–K–Fe–Cl–Al–Mg–Mn–Ca–F–N–C–O–H, газы (18 компонентов) и 32 минерала.

Химический состав магматогенного флюида в источнике (см. табл. 1) в масштабах относительно времени постоянен. Его основными компонентами, согласно статье [Шарапов и др., 2010], являются CO_2 , CO, CH_4 , N_2 , H_2O , H_2S , HCl, HF. В качестве породы, через которую проходил магматогенный флюид, насыщаясь петрогенными компонентами, был взят контактированный долерит. Вмещающие отложения имели состав, приведенный в табл. 1 [Антипов и др., 1960; Мазуров и др., 2007]. Значения содержания компонентов магматогенного флюида были взяты из работы, где оценены равновесный состав газовой фазы и стекловатого толеитового базальта [Шарапов и др., 2000]. С помощью физико-химической модели оценивалось влияние отношения C/H (0.01—2.00) и содержания Cl (0.01—2.00 моль) во флюиде на образование равновесных минеральных ассоциаций в реакторах 2-23. Эти показатели при инфильтрационном метасоматозе существенно влияют на значения потенциала кислорода [Шарапов и др., 2010].

Перечень соединений в твердой фазе включал 32 минерала (табл. 2), значения согласованных термодинамические свойств которых имеются в базах данных [Reid et al., 1977; Jonson et al., 1992], адаптированных к использованной нами модификации ПК «Селектор-С».

Учитывая весьма значительный объем полученной численной информации, в статье приведены только таблицы и рисунки, наиболее информативные для рассматриваемых минеральных ассоциаций.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИМИТАЦИОННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ ОБРАЗОВАНИЯ МАГНЕЗИАЛЬНЫХ СКАРНОВ В РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИХ ФЛЮИДНЫХ СИСТЕМАХ

Физико-химическое моделирование процессов метасоматоза показало, что главными факторами, контролирующими минеральные равновесия, являются составы долерита и флюида, поступающего из остывающей толеит-базальтовой магмы. В результате определены минеральные ассоциации, отвечающие парагенезисам безводных магнезиальных и гидратированных магнезиальных скарнов (табл. 3; рис. 2, 3). В метасоматической колонке определены температурные интервалы, которые соответствуют существенно различающимся минеральным ассоциациям (см. рис. 2, 3): 1) 1040—980 °С – диопсид, энстатит, анортит, кварц, титанит, ильменит, герцинит, пирротин; 2) 980—710 °С – монтичеллит, форстерит, магнетит, гейкилит, периклаз, шпинель, кальцит, графит; 3) 710—380 °С – кальцит, доломит, флогопит, галит, графит.

Первая по минеральному составу соответствует магнезиальным скарнам магматической стадии. Вторая минеральная ассоциация относится к разнообразным по составу рудам, включающим парагенезисы безводных магнезиальных скарнов. Для этих областей агентом контактово-метасоматических процессов служит флюид, представленный газовой смесью (табл. 4). Последняя зона скарнообразования маркируется образованием доломита и галита. Следовательно, процесс рудоотложения завершается установлением равновесия солевой раствор—расплав. Этот парагенезис относится к преобразованным магнезиальным скарнам. Таким образом, по мере падения температуры в минеральных ассоциациях фиксируются газовое и жидкое фазовые состояния в магматогенном флюиде.

Силикаты в высокотемпературной фации представлены диопсидом и энстатитом, далее при понижении температуры флюида они сменяются монтичеллитом и форстеритом. Это позволило установить температурный интервал равновесного существования монтичеллита (950—830 °С) в рудно-магматических флюидных системах. Флогопит, типоморфный минерал гидратированных магнезиальных скарнов, обнаружен в интервале 680—560 °С при содержании во флюиде Cl=1 моль и отношении C/H=0.5; 1; 1.33 (см. рис. 2, а—д) в количестве до 5 мас. %, а также 0.1 мас. % при содержании во флюиде Cl = 2 моль и отношении C/H = 0.1 (см. рис. 3, а).

В интервале 1010-980 °С при содержании во флюиде Cl = 1 моль и C/H = 1.33 обнаружен волластонит в ассоциации с анортитом, титанитом, графитом, пирротином, кварцем и хлормagneзитом (см. рис. 2, д). Присутствие его в эндоскарновой тыловой зоне магнезиальных скарнов принципиально отличает его от известковых скарнов, где волластонит приурочен к передовой экзоскарновой зоне [Шабынин и др., 1984; Метасоматизм ..., 1998].

Результаты расчетов позволяют существенно дополнить классическую схему формирования магнезиальных скарнов в отношении положения в них минералов титана и шпинелидов. В рамках рассмотренной системы наблюдается последовательная смена титансодержащих минералов — от титанита в высокотемпературной фации к ильмениту и гейкилиту, которые устойчивы в среднетемпературной фации метасоматических колонок. Исключением является отсутствие титанита при содержании во флюиде Cl = 0.05—0.1 моль, при отношении C/H = 0.1 (см. рис. 3, б, в). В группе шпинелидов при значениях C/H = 0.1 и Cl = 1 моль герцинит устойчив в интервале 980—920 °С, магнетит в интервале 920—710 °С,

Таблица 3. Содержание минералов (мас. %) в реакторах при концентрации во флюиде Cl = 1 моль, C/H = 0.1, Cl/S = 10

Минерал	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
Анортит	3.35	12.10	18.8	13.7	2.80	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Кварц	1.19	2.86	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Энстатит	0.91	4.38	0.65	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Диопсид	0.74	8.27	25.65	19.17	1.60	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Форстерит	—	—	5.52	9.31	9.94	—	—	—	—	5.64	2.84	1.39	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Монтичеллит	—	—	—	18.61	49.21	50.24	34.24	21.52	12.76	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Периклаз	—	—	—	—	—	4.41	10.77	14.54	16.52	13.29	13.19	12.79	3.91	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Пирротин	—	0.39	4.02	4.11	2.85	1.73	1.09	0.75	0.53	0.36	0.27	0.21	0.18	0.11	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Титанит	0.50	1.82	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ильменит	—	—	2.27	2.49	2.78	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Гейкилит	—	—	—	—	—	1.38	0.94	0.59	0.35	0.17	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Герцинит	—	—	—	4.41	10.07	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Шпинель	—	—	—	—	—	7.40	5.04	3.17	1.58	0.92	0.46	0.23	0.10	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Магнетит	—	—	—	—	—	5.33	3.81	2.36	1.35	0.62	0.28	0.10	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Хлормагнетит	—	—	—	—	—	3.41	1.98	1.49	1.29	1.65	1.86	2.19	2.84	3.06	2.91	2.81	2.76	2.69	2.57	2.41	2.23	2.01	1.62
Кальцит	—	—	—	—	—	9.28	27.07	40.09	47.63	48.02	43.27	39.44	16.17	6.23	7.70	11.35	17.16	24.44	32.02	38.76	44.29	48.19	50.67
Доломит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	35.29	50.94	46.19	45.00	38.24	29.57	20.49	12.38	6.16	2.06	—
Галит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	18.06	25.64	30.13	30.39	29.87	28.95	27.86	27.12	26.90	27.15	27.70	28.37	29.06	29.71
Графит	—	—	—	—	—	—	—	—	0.96	0.99	1.37	1.66	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Примечание. Прочерк — означает отсутствие минерала. 1—23 — номера реакторов.

* Температура в градусах Цельсия.

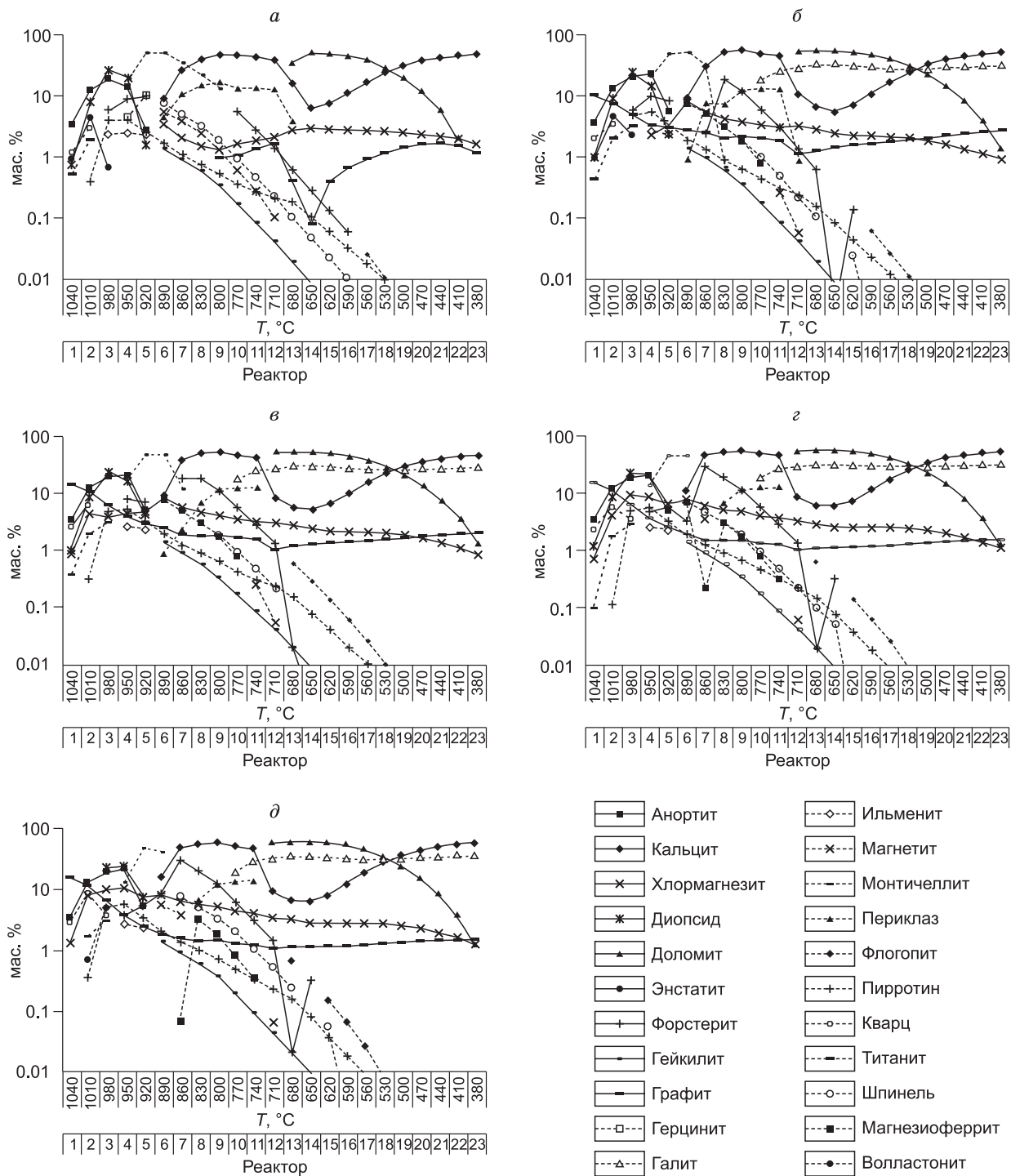


Рис. 2. Распределение минералов по реакторам для содержания $Cl = 1$ моль, $C/N = 0.1$ (а); $Cl = 1$ моль, $C/N = 0.33$ (б); $Cl = 1$ моль, $C/N = 0.5$ (в); $Cl = 1$ моль, $C/N = 1$ (г); $Cl = 1$ моль, $C/N = 1.33$ (д).

шпинель — 890—710 °C, а магнезиоферрит — 890—770 °C. Магнетит + герцинит характерны для парагенезисов скарнов высоких температур, магнезиоферрит + шпинель — для средних температур.

Удалось определить физико-химические условия образования галита (770 °C) в магнезиальных скарнах рудно-магматической системы траптов, а также кальцита (890 °C), доломита (710 °C). Наиболее показательное распределение минералов отражено на рис. 2, г при содержании во флюиде $Cl=1$ моль и соотношении $C/N=1$.

Полученные данные позволяют доказать, что установленные температурные условия метасоматического преобразования рудно-магматической системы соответствуют известным оценкам, экспери-

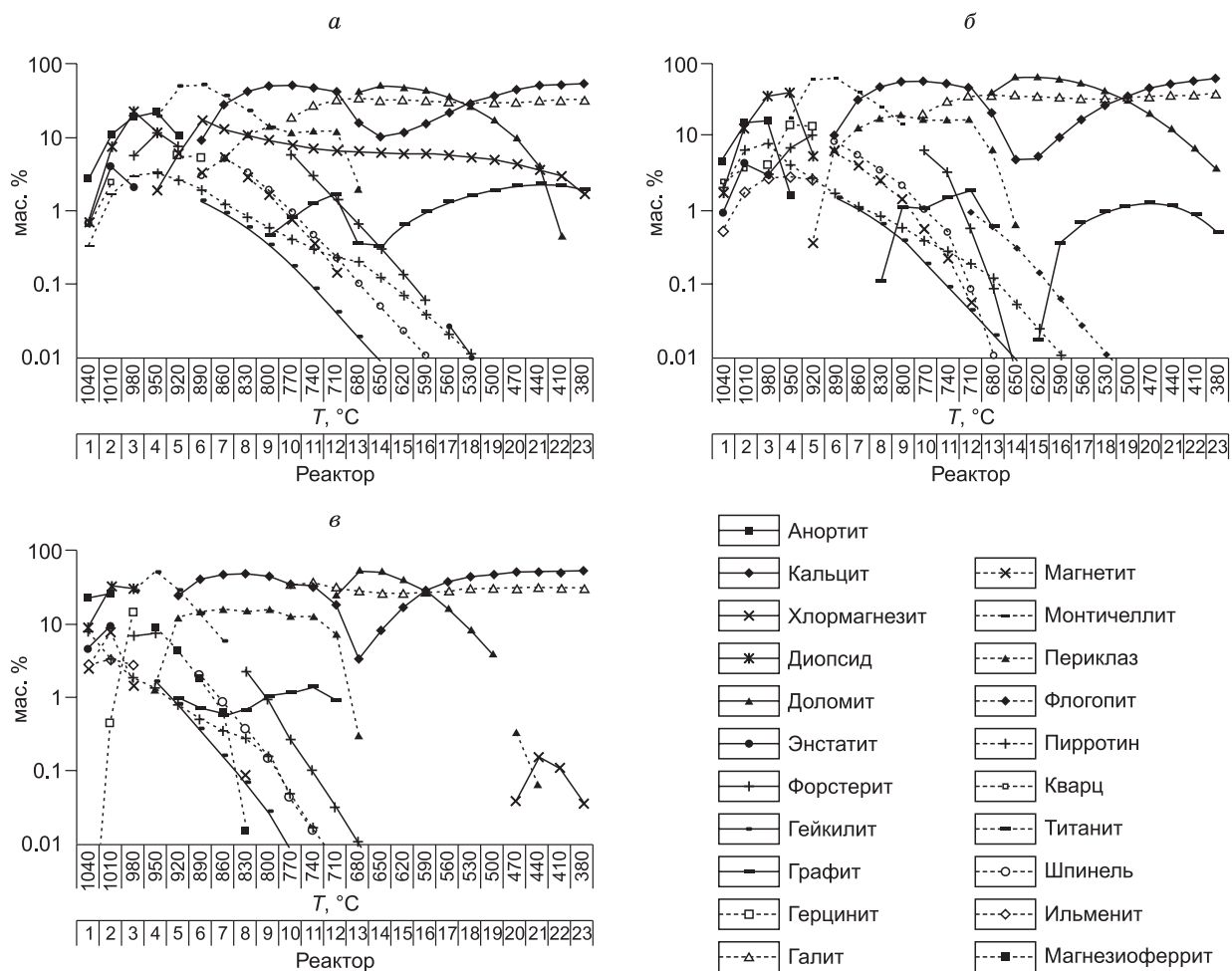


Рис. 3. Распределение минералов по реакторам для содержания $Cl = 2$ моль, отношения $C/N = 0.1$ (а); $Cl = 0.1$ моль, $C/N = 0.1$ (б); $Cl = 0.05$ моль, $C/N = 0.1$ (в).

ментальным данным и природным наблюдениям [Перцев, 1977; Метасоматизм..., 1998; Мазуров и др., 2007]. Это позволяет сделать вывод о корректности построенной модели. Ассимиляция солей базитовым расплавом неизбежно приводит к вариациям содержания хлора во флюиде [Павлов, 1975]. Поскольку величина p_{O_2} в системе при неизотермическом инфильтрационном метасоматозе является сложной функцией состава газовой фазы [Шарапов и др., 2009, 2010], мы рассмотрели влияние состава газов высокотемпературного флюида на распределение минеральных фаз по разрезу метасоматических колонок. В дополнение к данным цитированной работы в отношении развития рудной минерализации показано (см. рис. 2), что с увеличением отношения C/N уменьшается содержание магнетита, периклаза, монтчеллита, энстатита и увеличивается содержание флогопита, магнезиоферрита, волластонита. Волластонит устойчив при высоком содержании Cl и соотношениях C/N от 0.33 до 1.00. Такая ситуация необычна для ординарных колонок магнезиальных скарнов [Перцев, 1977].

Поскольку появление оксидов железа в минеральных ассоциациях является функцией не только содержания железа во флюиде, но также и потенциала кислорода, содержание Cl во флюиде также влияет на минеральный состав системы (см. рис. 2, 3). Магнетит находится в высокотемпературной фации при низком содержании Cl (< 0.1 моль), тогда как более высокое содержание Cl (> 0.1 моль) смещает его положение в среднетемпературную часть.

Показательно также влияние величины p_{O_2} на поведение титана. Так, увеличение содержания во флюиде Cl вызывает уменьшение содержания ильменита. Ассоциация форстерит—шпинель—магнетит приурочена к среднетемпературной фации метасоматической колонки при содержании Cl меньше 2 моль (см. рис. 2), и изменение C/N в рассматриваемых пределах оказывает незначительное влияние. Состав газовой фазы в отношении воды и углекислоты и принятых вариаций содержаний хлора в источнике флюида аналогичен линейке составов, показанных в работе [Шарапов и др., 2010]: более высо-

Таблица 4.

**Мольные количества газовых компонентов в реакторах (1-23)
при концентрации во флюиде Cl = 1 моль, соотношений C/H=0.1 и Cl/S=10**

№	CH ₄	CO	CO ₂	FeCl ₂	FeCl ₃	H ₂	H ₂ O	H ₂ S	HCl	HF	K ₂ Cl ₂	KCl	N ₂	Na ₂ Cl ₂	NaCl
1	26.17	2.15	0.89	0.20	—	6.51	29.26	2.97	31.20	0.17	—	—	0.12	—	—
2	26.09	1.43	0.66	3.64	0.04	6.20	29.39	3.43	28.60	0.17	—	—	0.12	0.02	0.01
3	26.50	0.95	0.50	3.94	0.04	6.05	30.45	2.53	28.40	0.17	0.01	0.01	0.12	0.18	0.03
4	26.26	0.65	0.41	7.73	0.08	5.66	31.88	0.81	25.30	0.16	0.04	0.01	0.12	0.85	0.05
5	25.63	0.71	0.65	6.39	0.09	4.21	32.37	0.82	26.00	0.15	0.12	0.02	0.10	2.68	0.06
6	27.34	2.19	4.52	2.72	0.03	2.40	38.83	0.44	14.20	0.14	0.25	0.02	0.10	6.77	0.07
7	25.52	2.88	8.94	1.59	0.02	1.51	33.96	0.39	11.60	0.12	0.40	0.02	0.08	12.94	0.07
8	23.42	3.90	16.90	0.90	0.01	0.85	24.80	0.27	8.44	0.10	0.49	0.01	0.07	19.74	0.06
9	18.35	3.04	18.90	0.53	0.01	0.61	23.56	0.25	7.17	0.08	0.54	0.01	0.06	26.81	0.05
10	25.03	3.08	26.50	0.44	0.01	0.69	33.94	0.34	8.94	0.11	0.88	0.01	0.08	—	—
11	20.73	2.45	31.30	0.26	—	0.53	35.24	0.33	8.12	0.10	0.85	0.01	0.07	—	—
12	16.75	1.90	36.40	0.15	—	0.39	36.02	0.32	7.18	0.09	0.75	0.01	0.07	—	—
13	21.25	1.28	30.20	0.08	—	0.38	39.20	0.31	6.39	0.10	0.81	—	0.06	—	—
14	25.96	0.82	23.90	0.03	—	0.36	41.38	0.55	5.99	0.12	0.82	—	0.08	—	—
15	23.00	0.57	25.00	0.01	—	0.28	43.14	0.74	6.43	0.11	0.66	—	0.08	—	—
16	20.81	0.38	25.10	0.01	—	0.21	45.10	0.92	6.77	0.11	0.51	—	0.07	—	—
17	19.22	0.25	24.30	—	—	0.16	47.45	1.10	7.01	0.10	0.37	—	0.07	—	—
18	18.05	0.15	22.60	—	—	0.12	50.24	1.26	7.15	0.10	0.28	—	0.07	—	—
19	17.28	0.09	20.00	—	—	0.10	53.55	1.42	7.20	0.11	0.21	—	0.07	—	—
20	16.90	0.05	16.70	—	—	0.07	57.35	1.58	7.03	0.11	0.15	—	0.08	—	—
21	17.00	0.02	12.80	—	—	0.05	61.46	1.74	6.58	0.11	0.11	—	0.08	—	—
22	17.69	0.01	8.87	—	—	0.04	65.41	1.90	5.79	0.12	0.08	—	0.08	—	—
23	19.13	—	5.30	—	—	0.03	68.29	2.06	4.92	0.13	0.05	—	0.09	—	—

кое содержание H₂O наблюдается при низком C/H (см. рис. 4, а, б), а увеличение C/H приводит к преобладанию в газовой фазе CO₂. Увеличение содержания Cl вызывает отложение хлормагнезита (Cl > 1 моль), волластонита (Cl = 2 моль), приводит к уменьшению содержания ильменита. Ассоциация форстерит—шпинель—магнетит приурочена к среднетемпературной фации при практической независимости от содержания хлора во флюидной фазе.

Сопоставление результатов численного моделирования с данными термометрических исследований магнетитовых руд, приведенных выше, показывает их удовлетворительное согласование.

Очевидно, что рассмотренный процесс является генетически интересным фрагментом образования уникального типа железорудных месторождений, который необходимо учитывать при рассмотрении всего спектра процессов теплообмена базитовых расплавов, внедрявшихся в чехол Сибирской платформы, с вмещающими породами [Павлов, 1975; Мазуров, 1985; Пухнарович, 1986; Шарапов и др., 1992; Модельный..., 2009]. Он свидетельствует, что обычные толеит-базальтовые расплавы при кристаллизации выделяют флюидную фазу, состав которой отвечает диапазону варьирования отношения 0.1 < C/H < 2.0, а весовая доля флюида не превышает 1.5—2.0 % [Sharapov, Mazurov, 2006].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты термодинамического моделирования процессов, протекающих на контакте долеритов с карбонатно-соленосными породами, позволили дать количественную оценку главных факторов, контролирующих минеральные равновесия: химический состав долеритов и компонентный состав газов, присутствующих в магматогенном флюиде. Температурные области, в которых образуются основные минеральные парагенезисы метасоматической колонки магнезиальных скарнов, в целом соответствуют экспериментальным и термобарогеохимическим данным. Физико-химическая модель позволила уточнить температуры образования монтичеллита (950—830 °С) и флогопита (710 °С), определить последовательность кристаллизации силикатов, шпинелидов и титансодержащих минералов.

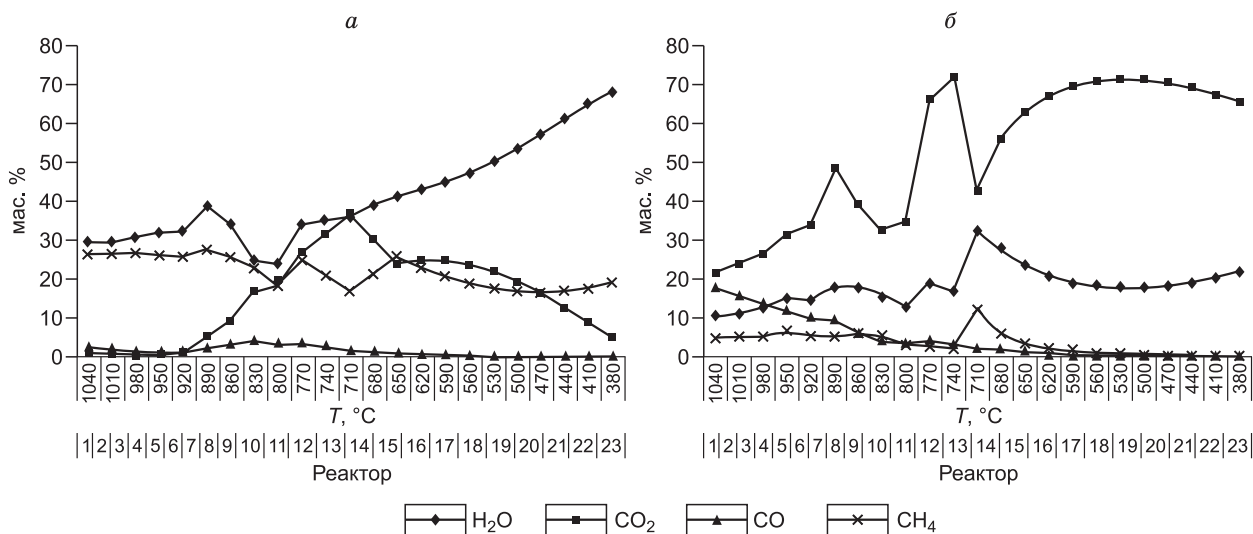


Рис. 4. Распределение компонентов газовой фазы по реакторам для содержания Cl = 1 моль, отношения C/N = 0.1 (а); Cl = 1 моль, C/N = 0.5 (б).

Установлено, что волластонит образуется в тыловой зоне метасоматической колонки магнезиальных скарнов в условиях, когда $T = 980\text{—}1010\text{ }^{\circ}\text{C}$, а магматический флюид с отношением C/N = 1.33 содержит 1 моль хлора. Это одно из существенных отличий магнезиальных скарнов от известковых, где волластонит приурочен к передовой зоне метасоматической колонки [Шабынин и др., 1984].

Физико-химическая модель позволяет выделить три температурные стадии скарнообразования: $1040\text{—}980\text{ }^{\circ}\text{C}$ — диопсид, энстатит, анортит, кварц, титанит, герцинит, пирротин; $980\text{—}710\text{ }^{\circ}\text{C}$ — монтичеллит, форстерит, магнетит, гейкилит, периклаз, шпинель, кальцит, графит; $710\text{—}380\text{ }^{\circ}\text{C}$ — кальцит, доломит, флогопит, галит, графит. Первая по минеральному составу соответствует магнезиальным скарнам магматической стадии. Вторая минеральная ассоциация относится к разнообразным по составу рудам, включающим парагенезисы безводных магнезиальных скарнов. Для этих областей агентом контакто-метасоматических процессов служит флюид, представленный газовой смесью. Последняя стадия скарнообразования маркируется образованием доломита и галита. Следовательно, процесс рудоотложения завершается установлением равновесия солевой раствор—расплав. Этот парагенезис относится к преобразованным магнезиальным скарнам.

Силикаты при высокой температуре представлены диопсидом и энстатитом, далее при ее понижении они сменяются монтичеллитом и форстеритом. Это позволило установить температурный интервал равновесного существования монтичеллита в рудно-магматических флюидных системах. Приведенные данные представляют собой результаты анализа наиболее простого случая неизотермического инфильтрационного метасоматоза в зонах контакта кристаллизующегося базитового расплава с карбонатно-солевыми отложениями.

Место магнетитового оруденения в инфильтрационных колонках определяется вариациями потенциала кислорода, величина которого является сложной функцией состава газовой фазы в кипящем базитовом расплаве. Наличие явлений ассимиляции пока не позволяет количественно описывать фазовые зависимости в магме, поскольку не предложено количественных моделей, описывающих физико-химическую динамику таких процессов.

Авторы признательны В.А. Бычинскому, О.Л. Гаськовой, К.В. Чудненко, В.Н. Шарипову за критические замечания и конструктивные предложения, которые позволили существенно улучшить содержание работы.

Работа выполнена по плану научно-исследовательских работ ИГМ СО РАН (программа VIII.67.1.3), при поддержке РФФИ (грант 15-05-04805).

ЛИТЕРАТУРА

Авченко О.В., Чудненко К.В., Александров И.А. Основы физико-химического моделирования минеральных систем. М., Наука, 2009, 229 с.

Антипов Г.И., Иващенко М.А., Корабельникова В.В., Косыгин М.К., Кузнецов Г.А., Пекарин П.М., Росляков Г.В., Страхов Л.Г. Ангаро-Илимские железорудные месторождения трапповой формации южной части Сибирской платформы / Ред. Г.Б. Чернышев. М., Госгеолтехиздат, 1960, 371 с.

Арискин А.А., Бармина Г.С. Моделирование фазовых равновесий при кристаллизации базальтовых магм. М., Наука, МАИК «Наука/Интерпериодика», 2000, 363 с.

Вахрушев В.А. Скарново-железородные месторождения Сибирской платформы // Скарновые месторождения. М., Наука, 1985, с. 186-234.

Зотов И.А. Генезис трапповых интрузивов и метаморфических образований Талнаха. М., Наука, 1979, 155 с.

Карпов И.К., Чудненко К.В., Бычинский В.А. Селектор (программное средство расчета химических равновесий минимизацией термодинамических потенциалов). Иркутск; ИГХ СО РАН, 1994, 123 с.

Мазуров М.П. Генетические модели скарновых железорудных формаций. Новосибирск; Наука, 1985, 184 с.

Мазуров М.П. Минералогические критерии локального прогноза скарново-магнетитовых руд. Новосибирск, ОИГГМ СО АН СССР, 1991, 108 с.

Мазуров М.П., Бондаренко П.М. Структурно-генетическая модель рудообразующей системы ангаро-илимского типа // Геология и геофизика, 1997, т. 38 (10), с. 1584—1593.

Мазуров М.П., Титов А.Т. Магнезиальные скарны из участков послонных инъекций базитовой магмы в эвапориты платформенного чехла // Геология и геофизика, 1999, т. 40 (1), с. 82—89.

Мазуров М.П., Титов А.Т. Состав, особенности кристаллизации и преобразования шпинелей в контактах долеритов с доломитами и каменной солью // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (7), с. 1100—1109.

Мазуров М.П., Гришина С.Н., Титов А.Т. Магнетиты из магнезиальных скарнов на контактах долеритов с каменной солью // Геология и геофизика, 2004, т. 45 (10), с. 1198—1207.

Мазуров М.П., Гришина С.Н., Истомин В.Е., Титов А.Т. Метасоматизм и рудообразование в контактах долеритов с соленосными отложениями чехла юга Сибирской платформы // Геология рудных месторождений, 2007, т. 49, № 4, с. 306—320.

Метасоматизм и метасоматические породы / Под ред. В.А. Жарикова, В.Л. Русинова. М., Научный мир, 1998, 492 с.

Модельный анализ развития континентальных мантийно-коровых рудообразующих систем / В.Н. Шарапов, А.С. Борисенко, М.П. Мазуров, Ю.В. Перепечко, А.Н. Черепанов, Е.П. Бессонова, Г.Г. Павлова, А.А. Боровиков, Л.М. Житова, В.А. Пономарчук, В.Н. Попов, В.К. Черепанова, К.В. Чудненко / Ред. Г.В. Поляков. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2009, 409 с.

Павлов Д.И. Магнетитовое рудообразование при участии экзогенных хлоридных вод. М., Наука, 1975, 246 с.

Перцев Н.Н. Высокотемпературный метаморфизм и метасоматизм карбонатных пород. М., Наука, 1977, 256 с.

Поисковые критерии сульфидных руд норильского типа / Ред. В.С. Соболев. Новосибирск, Наука, 1978, 178 с.

Пухнаревич М.М. Условия и особенности формирования эндогенных месторождений железа на юге Сибирской платформы. Иркутск, Изд-во Иркут. ун-та, 1986, 336 с.

Чудненко К.В. Термодинамическое моделирование в геохимии: теория, алгоритмы, программное обеспечение, приложения. Новосибирск, Академ. изд-во «Гео», 2010, 287 с.

Шабынин Л.И., Перцев Н.Н., Зотов И.А. Вопросы образования рудоносных скарнов доломитовых контактов. М., Наука, 1984, 105 с.

Шарапов В.Н., Фон-дер-Флаасс Г.С., Хоменко А.В. Реакционно-термическое взаимодействие с вмещающей средой базитового расплава при его интрузии в слоистые толщи чехла Сибирской платформы // Геология и геофизика, 1992, т. 33 (3), с. 43—57.

Шарапов В.Н., Акимцев В.А., Доровский В.Н., Перепечко Ю.В., Черепанов А.Н. Динамика развития рудно-магматических систем зон спрединга. Новосибирск, Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ СО РАН, 2000, 414 с.

Шарапов В.Н., Чудненко К.В., Мазуров М.П., Перепечко Ю.В. Физико-химическое моделирование метасоматической зональности литосферы под кратоном Сибирской платформы // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (12), с. 1428—1442.

Шарапов В.Н., Томиленко А.А., Перепечко Ю.В., Чудненко К.В., Мазуров М.П. Физико-химическая динамика развития флюидных надастеносферных систем под Сибирской платформой // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (9), с. 1052—1058.

Шарапов В.Н., Черепанов А.Н., Попов В.Н., Быкова В.Г. Математическая модель 2D динамики теплообмена во флюидных системах при сосредоточенном стоке магматического флюида в локальные трещинные зоны над кровлей кристаллизующихся интрузивов // Физика Земли, 2012, № 11—12, с. 79—90.

Johnson J., Oelkers E., Helgeson H. SUPCRT92: software package for calculating the standard molar thermodynamic properties of mineral, gases, aqueous species, and reactions from 1 to 5000 bars and 0°C to 1000 °C // Computer Geosci., 1992, v. 18, p. 899—947.

Reid R.C., Prausnitz J.M., Sherwod T.K. The properties of gases and liquids. 3rd edition. New York, McGray-Hill Book Company, 1977, 592 p.

Sharapov V.N., Mazurov M.P. Physicochemical peculiarities of magma fluids responsible for intra-chamber and exocontact depositions of the Siberian traps. Understanding of genesis of ore deposits to meet the demands of the 21st century. 12th quadrennial IAGOD symposium, Moscow, August 21—24, 2006, 259 p.

*Рекомендована к печати 20 октября 2016 г.
В.Н. Шараповым*

*Поступила в редакцию 1 декабря 2015 г.,
после доработки — 14 сентября 2016 г.*