

УДК 553.2

ЭВОЛЮЦИЯ РУДНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В КРУПНЫХ СКАРНОВЫХ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ТРАППОВОЙ ФОРМАЦИИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

© 2018 г. М. П. Мазуров^{1,2,*}, С. Н. Гришина¹, А. Т. Титов^{1,2}, А. В. Шихова¹

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

² Новосибирский государственный университет
просп. Пирогова, 1, Новосибирск, 630090, Россия

*e-mail: mik@igm.nsc.ru

Поступила в редакцию 26.05.2016 г.

Получена после доработки 17.10.2017 г.

Систематизированы и обобщены сведения об условиях и последовательности развития метасоматических процессов, сопровождавших взаимодействие пермо-триасового траппового комплекса с отложениями чехла Сибирской платформы в крупных скарновых железорудных месторождениях. На примере Коршуновского и Рудногорского месторождений показана взаимосвязь структурно-вещественного, морфологического и генетического разнообразия скарнов и руд с этапами и стадиями формирования рудоносных вулканотектонических построек. Основой генетических построений послужили результаты картирования и изучения минерального состава пород и руд методами световой и сканирующей электронной микроскопии, электронно-зондового микроанализа, электронного парамагнитного резонанса, КР- и ИК-спектроскопии, включая исследование микровключений в минералах.

Установлено, что главной особенностью рудоносных вулканотектонических построек крупных месторождений является их многоэтапное формирование и пространственное совмещение флюидопроводящих зон, связанных с: 1) вулканическими аппаратами, 2) мало глубинными магматическими камерами (лакколитами) среди карбонатно-соленосных отложений, 3) многостадийными трещинными структурами обрушения выщелоченного пространства. Основные рудоносные структуры синхронны становлению промежуточной магматической камеры среди карбонатно-соленосных отложений кембрия под экраном терригенно-осадочной толщи. В прогрессивный этап в апикальной части лакколитов, на контактах долеритов с доломитами были образованы магнезиальные скарны магматической стадии с вкрапленными рудами в них и в кальцифирах. В начале регрессивного этапа возникали скарново-рудные залежи вокруг инъекционных тел глобулированных долеритов, лакколитов и силлов, штокверки и крутопадающие тела фрагментарных магнезиальных и известковых скарнов и руд внутри диатрем, жильные и послойные тела в оперяющих трещинных зонах. В дальнейшем подновление разрывных нарушений и вовлечение в состав флюидных потоков захороненных рассолов и растворов эвапоритового комплекса приводило к перегруппировке рудных масс, появлению минеральных ассоциаций гидратированных скарнов, крупных участков серпентин-хлорит-эпидот-амфиболовых пород, известковых скарнов и руд. По данным изучения многофазных флюидных включений в форстеритах, апатитах и галитах определено, что минералообразующий флюид на раннем этапе представлял собой высококонцентрированный рассол–расплав общей соленостью более 60%, содержащий высокоплотные восстановленные газы. Намечены следующие ступени кристаллизации магнезиальных скарнов: 1) форстерит + фассаит + шпинель + магнетит первой генерации – 820–740°C; 2) флогопит + титанит + паргасит + магнетит второй генерации – 600–500°C; 3) клинохлор + серпентин + тремолит + пирротин + халькопирит – 450°C и ниже.

Ключевые слова: Сибирская платформа, метасоматизм, скарн, долериты, железные руды, доломит, каменная соль

DOI: 10.7868/S0869590318030044

ВВЕДЕНИЕ

Траппы Сибирской платформы (СП) являются уникальными геологическими объектами по объему и фациальному разнообразию изверженных пород и рудно-магматических систем. Интенсивность траппового магматизма, формы проявления и металлогения неодинаковы в разных частях платформы (Модельный анализ ..., 2009; Барышев и др., 1986). Ультрабазит-базитовые комплексы с медно-никелево-платинометалльными месторождениями норильского типа развиты на северо-западе, в районах сосредоточенного рифтогенеза. Крупные скарновые железорудные месторождения ангаро-илимского типа (Ангаро-Илимский ..., 1960; Железорудные ..., 1981; Мазуров, 1985; Модельный анализ ..., 2009) распространены на юго-западе, в зонах рассеянного спрединга, в связи с базитовыми интрузивными комплексами. На остальной территории известны многочисленные проявления руд сложного состава, перспективы запасов которых определены пока недостаточно. Месторождения скарново-магнетитовых руд отличаются своеобразием ряда характеристик от месторождений фанерозойских подвижных зон и докембрийских щитов (Einaudi et al., 1981; Мазуров, 1985). Прежде всего, они образованы в связи с внедрением траппов в метаморфизованные отложения чехла (СП). Главной ареной протекания рудно-метасоматических процессов были сложные вулканотектонические постройки, которые прорывают все отложения чехла и уходят вглубь кристаллического фундамента. Рудообразующий потенциал траппов связан не только с процессами дифференциации и ликвации базитовых магм, но и с процессами их взаимодействия с палеозойскими отложениями чехла платформы, особенно с кембрийскими карбонатно-соленосными и карбонатно-сульфатными свитами — природными химическими реакторами (Павлов, 1975). Главное значение в металлогеническом отношении имело реакционное взаимодействие магм и пород траппового комплекса с химически активными карбонатно-соленосными и карбонатно-эвапоритовыми отложениями фундамента и чехла СП и с погребенными в их поровом пространстве рассолами, растворами и газонефтяными смесями. Оно включало широкий круг физических и химических процессов, являющихся причиной извлечения и обособления рудных масс, распределения и строения рудных залежей. Наиболее полно эти процессы проявлены при формировании крупных скарновых железорудных месторождений в южных районах Иркутской области и Красноярского края (Железорудные ..., 1981). Разведанные на глубину более 1.5 км и вскрытые карьерами Коршуновское, Рудногорское и другие месторождения являются природной лабораторией для изучения процессов мобилизации рудных элементов, их миграции и их концентрированного отложения. До недавних пор все разнообразие

метасоматических пород объединялось в группу автореакционных скарнов (Вахрушев, 1985). Новая информация, полученная нами при изучении материалов разведки глубоких горизонтов и флангов Коршуновского и Рудногорского и других месторождений, вместе с материалами региональных исследований, позволила уточнить фациальное и формационное разнообразие скарнов, руд и сопряженных с ними метасоматических пород. Вместо автореакционных скарнов предложено выделять магнезиальные скарны магматической и послемагматической стадий, магнезиально-известковые скарноиды, известковые скарны, апоскарновые и гидротермально-метасоматические ассоциации площадного и локального развития.

Цель настоящей статьи — показать специфику развития рудно-метасоматических процессов в трапповой скарновой железорудной формации южной части СП. Она включает информацию о структурно-вещественном, морфологическом и генетическом разнообразии скарнов и руд; о их связи с этапами и стадиями формирования протяженной по вертикали рудоносной структуры; о последовательности и особенностях метасоматических процессов в контактах долеритов с вмещающими породами на разных стратиграфических уровнях. В основу положены результаты детального минералогического картирования, исследования минералов, пород и руд методами световой и сканирующей электронной микроскопии, электронно-зондового микроанализа, ЭПР-, КР-, ИК-спектроскопии, включая изучение микровключений в минералах.

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕОЛОГИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Региональная позиция. Скарновые железорудные месторождения юга СП образованы на рубеже позднего палеозоя—раннего мезозоя, когда унаследованное от предыдущих эпох замедленное развитие СП было катастрофически прервано вторжением огромных (более 1 млн км³) масс базальтовой магмы. Группы месторождений приурочены к периферии трапповых впадин-синеклиз, к узлам пересечения разломов, унаследованных от докембрийских структур фундамента и проявившихся как участки внутриконтинентального рифтогенеза (Никулин, Фон-дер-Флаасс, 1990). На профилях глубинного сейсмического зондирования железорудные районы выделяются как аномалии повышенной скорости продольных волн (Суворов и др., 2000). Трапповые комплексы представлены протяженными силами и сложными вулканотектоническими постройками, которые прорывают все отложения чехла от венда до нижнего триаса, уходя корнями в кристаллический фундамент. Вероятно, что вулканотектонические постройки на

глубине переходят в эшелонированную по вертикали группу промежуточных магматических камер базитовой магмы.

Стратиграфия и состав вмещающих пород. По данным региональных исследований, геологический разрез этой части платформенного чехла СП начинается с терригенных отложений ушаковской свиты венда (Vush), залегающей на дислоцированной и эродированной поверхности фундамента. Это слои песчаников, алевролитов и аргиллитов суммарной мощностью 55–170 м. Они перекрываются отложениями нижнекембрийской мотской свиты (E_1mt), в основании которой преобладают полимиктовые песчаники, сменяющиеся вверх по разрезу доломитами с прослоями галита. Мощность свиты 400–600 м. Выше по разрезу следуют отложения карбонатно-соленосной усольской свиты (E_{1us}), соленасыщенность которой достигает 70%, а мощность изменяется от 200 до 650 м. Усольская свита перекрывается кремнистыми доломитами бельской свиты (E_{1bls}) и массивными глинистыми доломитами булайской свиты (E_{1bl}), отделенной прослоем кварц-доломитовых песчаников. Выше залегающая ангарская свита (E_{1an}) мощностью 450–500 м состоит из пяти соленосных пачек, переслаивающихся с кремнистыми доломитами, гипсами и ангидритами. Завершается разрез сероцветной соленосной формации кембрия литвинцевской свитой (E_{1-2lt}), сложенной окремненными битуминозными водорослевыми доломитами, доломитовыми брекчиями, пятнами ангидритов и известняков. Выше залегают терригенные толщи верхоленской (E_{2-3vl}), мамырской (O_{2mm}), братской (O_{2-3br}) свит, с линзами карбонатной усть-кутской (O_{1uk}) и глинисто-карбонатной кежемской (S_{1kz}) свит. Красноцветные аргиллиты, алевролиты и мергели с прослоями песчаников ярской свиты нижнего силура (S_{1jr}) с угловым несогласием перекрываются угленосными слабо литифицированными отложениями пермокарбона (C_1-P).

Таким образом, литолого-стратиграфической предпосылкой появления большого разнообразия метасоматических пород явилось наличие в платформенном чехле химически активных эвапоритовых и карбонатно-соленосных отложений, содержащих большой объем растворов, рассолов. По данным М.М. Пухнаревича (1986), нижнекембрийские карбонатно-соленосные отложения содержали хлоридно-магниевого, хлоридно-кальциевого, хлоридно-кальциево-натриевого, сульфатно-магниево-кальциевого рассолы, минерализация которых составляла от 320 до 600 г/л. На Коршунском месторождении в настоящее время соленость хлоридно-натриевых рассолов в ангарской свите составляет 180–309 г/л.

Структурно-магматические особенности рудоносных построек. По современным представлениям рудоносная вулканотектоническая постройка представляет собой неоднородный каркас субвертикальных и послойных магматических и метасоматических тел в слоистом платформенном чехле, отличающихся формой, размером, обликом и степенью механических и химических преобразований. В пределах разведанного пространства установлено зональное строение этих построек (рис. 1). В приповерхностных частях – это эксплозивные брекчии, потоки, покровы базальтов, мелкие силлы и штоки долеритов среди пирокластических отложений корвунчанской свиты раннего триаса, которые вместе с вулканомиктовыми отложениями кратерных озер нерюндинской свиты перекрывают палеозойские отложения. Центральная часть вулканотектонической постройки представляет собой субвертикальную диатрему (трубку взрыва, жерло, некк), в которой встречаются эруптивные и эксплозивные брекчии траппов, раздробленные вмещающие карбонатно-терригенные породы, пронизанные сетью даек долеритов. Чаще всего, в рудных полях встречаются не одна, а несколько диатрем, разделенных крупными блоками слабо проницаемых вмещающих свит. Все породы в них претерпели многостадийный метасоматизм, в разной степени насыщены рудной минерализацией. Характерное для вулканогенных построек центрально-симметричное строение наблюдается только в тех местах, где преобладают однородные терригенные свиты. В чередующихся пачках разной компетентности и контрастных физических свойств внедряющиеся магматические массы образуют тела сложной формы. При многократных импульсах магматической активности, просадках над промежуточными магматическими камерами, создавались предпосылки для развития процессов смешения отдельных порций магм с разными вмещающими породами, что приводило к формированию магматогенных брекчий и брекчий смешанного состава с магматическим или гидротермально-метасоматическим цементом. Многоэтапное и многостадийное развитие метасоматических реакций, особенно с вовлечением рассолов, значительно дополняло видовое разнообразие пород и минералов в этих наиболее проницаемых для флюидов частях постройки.

Среди расположенных глубже карбонатно-эвапоритовых и соленосных отложений кембрия преобладают серии маломощных силлов и даек, лакколиты и более сложной формы тела долеритов, занимающие место уничтоженной при внедрении магмы части платформенного чехла. Такие магматические массы среди химически активных отложений чехла являлись промежуточными рудогенерирующими камерами, ареной крупномасштабных

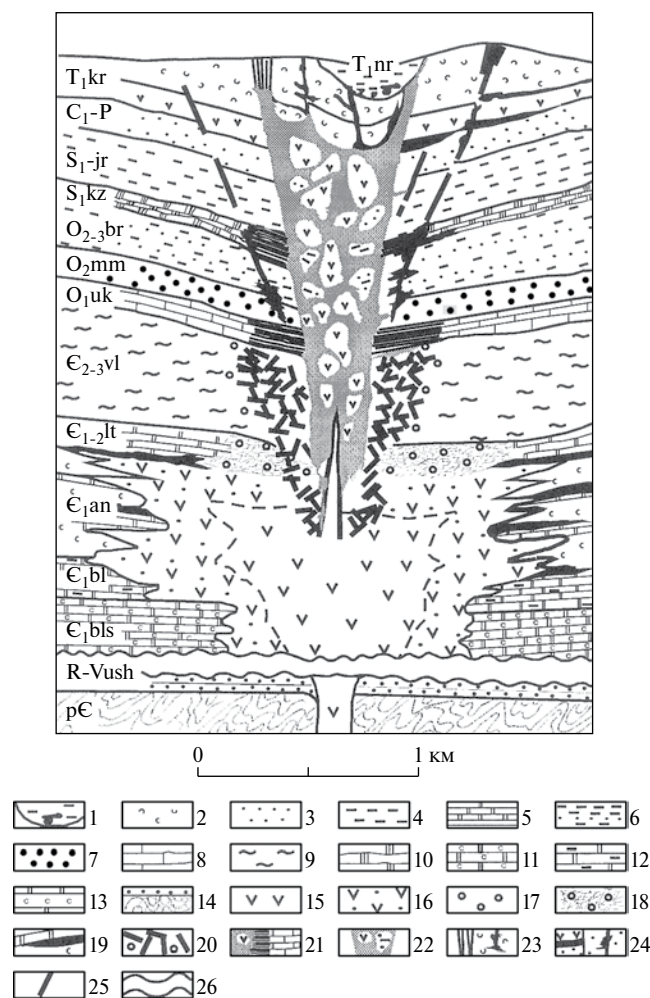


Рис. 1. Схематизированный разрез рудоносной вулканотектонической постройки ангаро-илимского типа, по М.П. Мазурову и П.М. Бондаренко (1997) с дополнениями.

1 – вулканомиктовые отложения кратерных озер, нерюндинская свита (T_{1nr}); 2 – взрывные брекчии, потоки, покровы и пирокластические толщи, корвунчанская свита (T_{1kr}); 3 – угленосные слабо литифицированные 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_{2-3br}); 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_{2-3vl}); 10 – доломиты, литвинцевская свита (E_{1-2lt}); 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 (pE); 15 – интрузивные тела траппового

комплекса (силлы, лакколиты, дайки); 16 – скарнированные долериты зоны смешения долеритов с эвапоритами; 17 – нерасчлененные магнезиальные и известковые скарны, скарноиды, кальцифилы; 18–24 – железорудные залежи: 18 – конформные залежи вкрапленных руд в магнезиальных скарнах и кальцифилах преобразованной литвинцевской свиты, 19 – линзы галит-магнетитовой руды в скарнированных контактах долеритов с доломитами и каменными солями ангарской свиты, 20 – рудный штокверк в скарноидах верхоленской свиты и в контактах лакколита, 21 – послойные и вкрапленные кальцит-магнетитовые руды в оперяющих диагнору скарнированных прослоях пород усть-кутской и кежемской свит, 22 – многостадийные рудные брекчии в главной рудоносной диагнору, 23 – субвертикальные тела полосчатых, оолитовых и брекчиевых руд в эффузивно-пирокластических отложениях нижнего триаса, 24 – жильные послойные и секущие тела в поздних трещинных зонах; 25 – тектонические нарушения; 26 – неизученная в отношении рудоносности глубинная часть платформенного чехла.

метасоматических процессов. В качестве флюидо-проводящих и рудоконтролирующих элементов служили диагнору, соединяющие и оперяющие их линейные, кольцевые трещинные системы, зоны отслоения и межпластовых срывов в окрестностях диагнору, серии контракционных трещин вокруг и внутри лакколитов и силлов, субвертикальные и послойные системы разрывов и сколов в верхних горизонтах бортовых флексур. Формирование месторождений и рудных залежей было обусловлено сочетанием разрывной тектоники и эксплозивно-эруптивной деятельности, сопровождаемой взаимодействием толеит-базальтовой магмы с эвапоритами и погребенными рассолами.

Становление траппового комплекса, главного источника энергии и рудного вещества, в химически активных отложениях чехла сопровождалось преобразованием химического состава и агрегатного состояния магмы и кристаллизующихся пород. По видовому набору в рудоносных вулканотектонических постройках породы траппового комплекса изменяются от долеритовых порфиритов до полнокристаллических габбро-долеритов, что связано с особенностями термической истории затвердевания разных по размеру и форме тел базитовой магмы в неоднородных средах. В петрохимическом отношении все неизменные разности магматических пород относятся к толеит-базальтовой серии. По индикаторным характеристикам редкоземельных и несовместимых элементов они аналогичны высоко титанистым базальтам покровных траппов, первичная магма которых зарождалась в пределах неистощенной мантии (Альмухамедов и др., 2004; Мазуров, Нечаев, 2001). Они характеризуются типичным плоским профилем нормированных содержаний

редкоземельных элементов. Контаминированные долериты реакционных зон имеют высокие отношения Th/U, La/Yb, пониженные концентрации Si, Fe, Р и повышенные – К, Ва, Sr, а также резкий подъем кривой нормированных содержаний в области легких редкоземельных элементов. На схеме петрохимических типов позднепалеозойских–раннемезозойских долеритов Сибирской платформы (Петрохимия ..., 1999) породы исследуемых объектов попадают в группу нормальных долеритов по Al_2O_3 , сумме оксидов железа, MgO, H_2O . Единичные анализы относятся к ферродолеритам ($\Sigma(FeO + Fe_2O_3) > 16$), оливиновым ($9 < MgO < 14$) и гидратированным разновидностям ($H_2O > 3$).

Структурно-морфологические типы и последовательность формирования рудных залежей железа. В рудоносных вулканотектонических постройках представлен широкий спектр минеральных и формационных типов пород и руд, слагающих залежи разной формы. На схеме (рис. 1) показано, что железорудные массы образуют: 1) конформные магнезиально-скарновые залежи вкрапленных руд на контакте долеритов и доломитов литвинцевской свиты; 2) линзы галит-магнетитовых руд в скарнированных контактах долеритов с доломитами и каменными солями ангарской свиты; 3) рудный штокверк в скарноидах верхоленской свиты и в апикальных частях лакколита; 4) послойные и вкрапленные кальцит-магнетитовые руды в оперяющих диатрему скарнированных прослоях терригенно-карбонатных пород усть-кутской и кежемской свит; 5) сложной формы тела гетерогенных рудно-метасоматических брекчий в диатреме; 6) субвертикальные тела жильных, полосчатых, брекчиевых руд в отложениях нижнего триаса; 7) гидротермальные жилы выполнения.

Локализация, состав и форма рудных залежей были обусловлены сочетанием структурно-тектонических, магматических и литолого-стратиграфических факторов. Характерной особенностью строения рудоносной вулканотектонической постройки является совмещение в ней элементов, связанных с: 1) изливанием базальтов, формированием взрывных и фреатических трубчатых структур, 2) образованием мало глубинных магматических камер среди карбонатно-соленосных свит под экраном терригенно-осадочной толщи кембро-ордовика; смещением магмы с эвапоритами, дезинтеграцией апофиз и массовым трещинообразованием и 3) охлаждением магматических камер, гравитационным обрушением над ними, сопровождаемым флюидизацией апикальных зон, подновлением трещинных систем, химическим брекчированием и карстовым обрушением в диатремах и в их окружении.

Основной каркас рудоносной постройки составляют разнофациальные тела траппового комплекса в слоистых толщах чехла и разномасштабные дизъюнктивные нарушения, которые служили

проницаемыми зонами для флюидных потоков. Такие вулканотектонические постройки относятся к центрально-симметричному классу, геологические и тектонофизические модели которых разработаны П.М. Бондаренко (1984) и адаптированы нами для объяснения этапов и стадий формирования рудоконтролирующих структур рассматриваемых железорудных месторождений ангаро-илимского типа (Мазуров, Бондаренко, 1997).

В первый этап изливание расплавов на поверхность и проникновение их в виде силлов в обводненные озерно-болотные верхнепалеозойские отложения приводило к фреатическим явлениям, взрывам в центре и на периферии магмовода, в побочных или вторичных (паразитических) центрах взрыва. В это время закладываются радиальные и кольцевые трещинные зоны в верхних горизонтах построек, частично выполняемые дайками и служащие позднее вмещающими для субвертикальных рудных залежей в окрестностях диатрем. Рудоносность этого этапа незначительна: внутри крупных потоков, покровов местами встречаются сегрегации титаномагнетитовых руд фузивного типа, а также единичные жилы апатит-магнетитового состава.

Второй этап – это период действия основных рудораспределяющих структур в надынтрузивных зонах и на периферии лакколлитов, штоков, силлов, даек, внедряющихся в карбонатно-эвапоритовую и в карбонатно-соленосную толщу кембрия под экраном терригенно-осадочных отложений верхнего кембрия и ордовика. В прогрессивные стадии формирования промежуточной магматической камеры, при многократных инъекциях магмы в слоистые термически и химически неустойчивые породы, происходило смешение силикатных расплавов с эвапоритами, метаморфизм, реоморфизм и плавление (растворение) последних. Возникающее при диссоциации и растворении эвапоритов избыточное давление вносит определяющий вклад в поле напряжений, обусловленное активным пульсирующим поднятием расширяющегося резервуара промежуточной магматической камеры. В результате в надынтрузивном пространстве, согласно установленному экспериментально (Бондаренко, 1984) полю напряжений для пульсирующего расширения очага, появляются многочисленные мелкие инъекции долеритов в слоистых толщах вплоть до образования штокверков в апикальной зоне интрузивов. В этот этап происходило образование магнезиально-скарновых магнетитовых руд в апикальных частях лакколлитов и на контактах с инъекционными телами дезинтегрированных долеритов, появлении апатит-форстерит-магнетитовых жил в подновленных разрывных нарушениях внутри диатрем.

Третий этап – это многостадийное формирование рудоносных трещинных систем и отложение главной массы руд. Он начинается с гравитационного

обрушения надкупольных участков интрузивов, образования полостей отслоения и сложных трещинных систем в связи с просадкой диатремы и прилегающего к ней пространства. С окончательным падением давления в магматической камере, которое уменьшилось частично еще на предыдущем этапе, связываются дислокации обрушения сбросо-грабенового типа. Подновление разрывных нарушений в пределах диатрем и вовлечение в состав флюидных потоков не только постмагматических растворов, продуктов диссоциации и растворения вмещающих пород, но и захороненных рассолов эвапоритового комплекса (Павлов, Пэк, 1979; Пухнаревич, 1986) приводит к существенному повышению проницаемости как новообразованных, так и ранее возникших разрывных нарушений. Кроме газовой эрозии (флюидизации) обломков пород, повышение проницаемости внутри и в окрестностях диатрем обуславливалось механизмами химического брекчирования и высокотемпературного карстования. Именно этот третий этап явился главным временем накопления и преобразования рудных масс в пределах вулканотектонических построек. Рудные залежи частично наследуют структурно-литологический контроль предыдущего этапа, особенно внутри диатрем и в надкупольных участках интрузивов. Набор сопутствующих метасоматитов более разнообразен и включает минеральные ассоциации преобразованных магнезиальных скарнов, известковых скарнов, скарноидов, апоскарновых гидротермально-метасоматических пород, серпентин-хлоритовых и более низкотемпературных парагенезисов с сульфатами, сложными кристаллогидратами.

В верхних горизонтах некоторых рудоносных построек распространены чашеобразные структуры, мульды проседания над диатремами (Никулин, Фон-дер-Флаасс, 1990). В них встречаются обломочно-осадочные переотложенные руды. Образование этих мульд оседания значительно оторвано во времени от главной рудоносной структуры и здесь не рассматривается.

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА, ГЕНЕЗИСА И ЛОКАЛИЗАЦИИ СКАРНОВ И РУД

Скарново-рудные месторождения, связанные с траппами Сибирской платформы, весьма своеобразны по геологической обстановке, вещественному составу, облику и генезису. В.А. Жариковым (Скарновые..., 1985) они были отнесены к генетическому типу магнетитового оруденения автореакционных скарнов в скарново-железорудной промышленной группе. Обоснованием явилось существовавшее представление, что в рудных полях этих месторождений скарны образуются

без контактно-реакционного взаимодействия с карбонатными породами в результате известково-магнезиального метасоматоза траппов, т.е. являются автореакционными. Новая информация, полученная нами при изучении материалов разведки глубоких горизонтов и флангов месторождений, позволила существенно уточнить фациальное и формационное разнообразие скарнов и других метасоматических пород. Предлагается выделять магнезиальные скарны магматической и послемагматической стадий, известковые скарны, известковые и магнезиальные скарноиды, кальцифиры, апомагнезиальные известковые скарны, а также апоскарновые и околоскарновые гидротермально-метасоматические ассоциации площадного и локального развития.

Размещение метасоматических пород подчиняется структурному и литологическому контролю, имеет вертикальную и латеральную зональность. В верхней, эффузивно-пирокластической части построек в ранний этап осуществлялось лишь кислотное выщелачивание (пропилитизация) траппов, появление вкрапленности, гнезд и прожилков цеолитов, хлоритов, кальцита, пренита, халцедона, гидроксидов железа и сульфидов. На более глубоких горизонтах, в диатреме и в оперяющих сетчато-трещинных зонах были образованы секущие и послойные тела известковых и магнезиальных скарноидов по перемещенным брекчиям траппов и пород красноцветной терригенно-эвапоритовой формации, инфильтрационные магнезиальные и известковые скарны по доломитам, известнякам, долеритам и другим брекчированным породам. Характерно, что минеральные ассоциации скарнов в диатремах слагают цементирующую массу гетерогенных брекчий и редко образуют контактовые или протяженные инфильтрационные залежи, как в плутоногенных месторождениях складчатых областей (Перцев, 1977). Облик скарнов своеобразен. В них преобладают брекчиевые и брекчиевидные текстуры, отражающие многостадийное проявление механизмов замещения и выполнения пространства. Именно поэтому они были отнесены в группу “фрагментарных” метасоматических пород (Метасоматизм..., 1998; Царев, 2002). Наибольшее минеральное разнообразие скарнов, апоскарновых и автономных гидротермально-метасоматических пород сосредоточено на контакте интрузивных тел долеритов с доломитами литвинцевской свиты и карбонатно-солеными слоями ангарской свиты под экраном верхоленской терригенно-эвапоритовой свиты. На Коршуновском месторождении – это лакколлит толщиной более 500 м, разветвляющийся на серию силлов, отходящих на сотни метров от главного тела. Нижний контакт лакколита поисково-разведочным бурением не достигнут. По геофизическим данным, это

интрузивное тело прослеживается и глубже среди нижнекембрийских ангарской, бельской и булайской свит. По минеральному составу выделены магнезиальные скарны магматической и послемагматической стадий (Мазуров, Титов, 1999, 2001). Среди последних отличаются разновидности, размещающиеся на контакте с массивными доломитами и крупными пластами каменной соли, на передовом фронте и в местах выклинивания полойных апофиз и мелких силлов долеритов среди переслаивающихся пачек доломитов, мергелей, ангидритов, каменных солей (Мазуров и др., 2004, 2007).

Магнезиальные скарны магматической стадии встречаются в контактах долеритов с доломитами литвинцевской свиты. Они изучены по керну скважин № 267 и № 328 Рудногорского месторождения. С неизменным долеритом контактирует шпинель-форстеритовая зона шириной в первые десятки сантиметров. Дальше от контакта она сменяется брекчиевидными и вкрапленными шпинель-магнетит-форстеритовыми скарнами с “остаточным” кальцитом и людвицитом видимой мощностью до нескольких десятков метров. Передовая экзокскарновая зона представлена магнезиоферрит-форстеритовым кальцифиром, переходящим в апопериклазовый бруситовый мрамор, а затем в доломитовый мрамор, сохранившийся от замещения в виде мелких (3–5 м) линз. В мраморе реликты периклаза немногочисленны, но повсеместно развиты характерные псевдоморфозы по нему брусита. Геологическая позиция, состав и строение метасоматической колонки позволяют считать контактово-реакционные тела этих скарнов образованными в магматическую стадию, в результате взаимодействия доломитов с флюидами, выделяющимися из жидкой магмы. Общепринятым обоснованием такого генезиса является наличие их ксенолитов в эндоконтакте долеритов, пересечение дайками-апофизами и характерная смена шпинель-форстеритовых скарнов в направлении доломитов кальцифирами, апопериклазовыми бруситовыми мраморами и офикальцитовыми ассоциациями (Скарновые месторождения, 1985; Шабынин и др., 1984). В качестве дополнительного признака может служить пересечение долеритов и всех реакционных зон метасоматической колонки послемагматическими фассаит-шпинель-форстерит-магнетитовыми жилами. Состав минералов имеет свои особенности. Все минералы здесь высокомагнезиальные. Железистость форстерита в магнетит-форстеритовой зоне колеблется от 5.9 до 8.2%, в магнетит-шпинель-форстеритовых кальцифирах составляет 4.4%, в людвицит-форстерит-магнетитовых кальцифирах – 3.5%. Шпинель в кальцифирах отличается высоким содержанием железа, примесью титана, марганца и цинка. По

данным микрозондовых анализов ее компонентный состав колеблется в пределах 89.6–80.45% $MgAl_2O_4$; 2.1–3.9% $FeFe_2O_4$; 13.6–8.1% $MgFe_2O_4$; 0.1% $ZnFe_2O_4$; 0.1% $MnFe_2O_4$; 2.3–0.9% $TiFe_2O_4$. Состав сосуществующего магнетита (магнезиоферрита): 45.2% $MgFe_2O_4$; 18.6% $MgAl_2O_4$; 2.0% $FeFe_2O_4$; 32.8% $FeTiO_3$; 1.2% $MnTiO_3$. Неоднородная микроструктура шпинелидов показывает, что оба они являются смешанными кристаллами – продуктами распада сосуществующих алюмо- и феррошпинелей. В первичной шпинели содержалось необычно повышенное количество железа, а в магнетите – алюминия, которые при стадийном распаде твердых растворов обособились в виде самостоятельных частиц. Особенности состава и кинетики распада твердых растворов скарновых шпинелей и сосуществующих с ними магнетитов близки к теоретически и экспериментально исследованным шпинелям состава $(Fe^{2+}, Mg)(Al, Fe^{3+})_2O_4$ (Lehmann, Rouex, 1986; Neil et al., 1989) и подробно рассмотрены нами (Мазуров, Титов, 2001; Мазуров и др., 2004). Примесь титана в магнетитах и шпинелях из этих ассоциаций локализуется в частицах распада твердых растворов внутри и в промежутках зерен. В единичных случаях встречаются зерна магнезиального ильменита (18–19 мас.% MgO) размером до 20 мкм.

Послемагматические магнезиальные скарны в контактах долеритов с массивными доломитами литвинцевской свиты составляют единый штокверк, захватывающий ранее неизменные долериты и магнезиальные скарны магматической стадии. Он прослеживается в вышележащих в разной степени измененных породах верхоленской свиты внутри и в окрестностях диатремы. Остроугольные обломки долеритов и округлые обломки шпинель-магнетит-форстеритовых скарнов магматической стадии цементируются симметрично-зональными жилами и гнездами фассаит-форстерит-шпинель-магнетит-кальцитового состава послемагматической стадии. Фассаит вместе с реликтами плагиоклаза составляет эндоконтактовую зону, которая сменяется фассаит-шпинель-форстеритовой, шпинель-форстеритовой и экзоконтактовой шпинель-магнетит-кальцитовой зоной с магнетит-кальцитовыми гнездами. При увеличении количества магнетита и кальцита скарн переходит в гнездово-вкрапленную и брекчиевидную магнетитовую руду. В повторно брекчированных участках в карбонатных линзах встречаются ритмичные апатит-шпинель-магнетитовые мелкозернистые агрегаты, а также тальк, серпентин, хлорит, ангидрит, кальцит, галит, пирит, пирротин, халькопирит. В участках объемной серпентинизации первичные контуры “обломков” скарнов и руд затушевываются. Характерным примером может служить вскрытая на Рудногорском месторождении скважиной № 267 в интервале 1442–1160 м

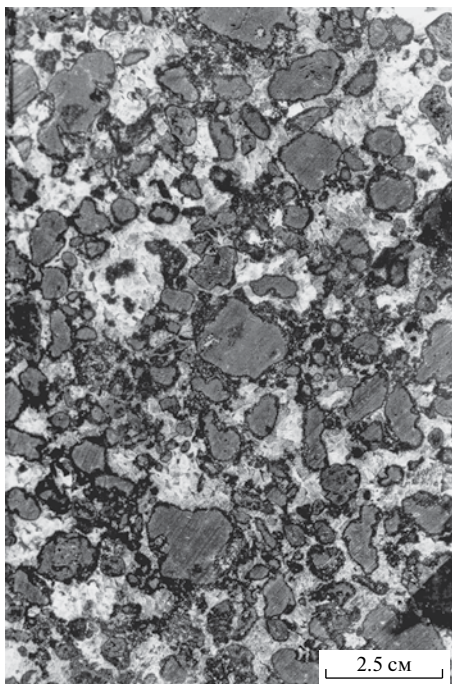


Рис. 2. Текстура глобулированных долеритов. Коршунское месторождение, скв. 17г, глубина 923 м.

скарново-рудная залежь, в которой представлен весь спектр безрудных и оруденелых магнезиальных скарнов с широким разнообразием текстур и структур. Вверх по разрезу скважины в интервале от 1140 до 740.5 м залежь переходит в штотверк жил выполнения в магнезиально-известковых скарноидах с вкрапленными рудами в карбонатно-сульфатных гнездах среди слабо измененных песчаников и алевролитов верхоленской свиты. В целом высокотемпературные минеральные ассоциации контактовых магнезиально-скарновых залежей аналогичны плутоногенным фронтальным скарнам палеоостроводужных и окраинно-континентальных областей (Мазуров, 1985; Einaudi et al., 1981).

Магнезиальные скарны в послойных залежах. Совершенно иной облик имеют магнезиальные скарны в ореолах субпластовых апофиз лакколитов, в краевых частях и на передовом фронте силлов среди переслаивающихся пачек доломитов, мергелей, аргиллитов, известняков, ангидритов и каменных солей ангарской свиты (Мазуров, Титов, 1999; Шарапов и др., 1992). Мощность залежей колеблется от первых до десятков метров, причем, чаще всего, наблюдается обратная зависимость между мощностью скарнов и неизмененных долеритов. Визуально порода напоминает конгломерат с карбонатным или ангидрит-галит-кальцитовым цементом (рис. 2). Текстура полосчатая, линзовидно-полосчатая, пятнистая. Количество обломков колеблется от 50 до 95%; их размер от долей миллиметра до первых сантиметров, цвет от черного до светло-серого с бледно-зелеными,

коричневыми и желтыми оттенками. Переход от массивных нескарнированных долеритов к дезинтегрированным участкам местами резкий, а местами плавный, через постепенное увеличение размерности обломков и соотношения их плоских и округлых ограничений. Преобладают обломки сфероидальной или слабо уплощенной формы, нередко объединенные в гантели и более сложные по форме частицы. Чем меньше частица, тем больше ее форма приближается к шару и тем сильнее она преобразована.

При исследовании на оптическом и сканирующем электронном микроскопе выяснено, что лишь частицы меньше 3 мм в поперечнике полностью состоят из минералов магнезиальных скарнов. Все остальные в той или иной мере содержат реликты долеритов и долеритовых порфиритов, т.е. и первые, и вторые являются глобулами базитовой магмы, дезинтегрированной в процессе внедрения в карбонатно-соленосные отложения и не смешивающиеся с образующимися при этом солевыми расплавами-растворами.

Особый интерес для генетических интерпретаций имеют гнезда микрочастиц между слипшимися глобулами долеритов (рис. 3). На фотографии можно различить темно-серые обломки силикатного стекла, светло-серые пятна карбонатов, скопления микролинз и отдельных кристаллов галита, рассеянную вкрапленность титаномангнетита (белое). Тонкозернистое строение и неровные границы таких микрозерен и сегрегатов можно интерпретировать как продукты смешения магмы с эвапоритами, реликты силикатных, карбонатных, солевых растворов-расплавов и оксидных твердых растворов.

Типичное строение глобул долерита показано на микрофотографии (рис. 4). Глобулы повсеместно

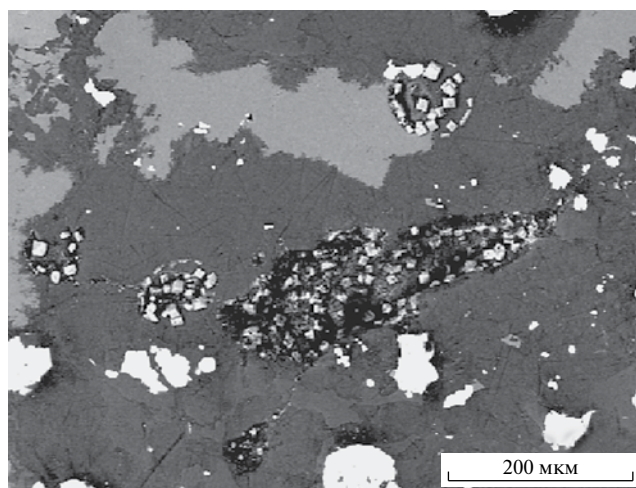


Рис. 3. Фрагмент контакта глобул (пояснения см. в тексте). Сканирующий электронный микроскоп JSM-35. Изображение в обратно-рассеянных электронах.

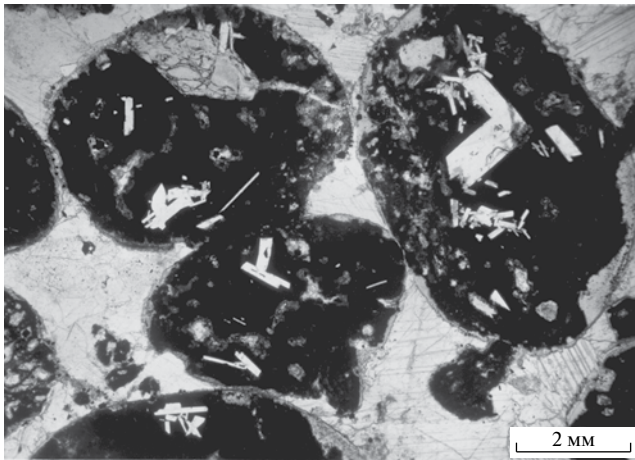


Рис. 4. Микроструктура глобул долерита (пояснения см. в тексте). Коршуновское месторождение, скв. 17г, глубина 908 м. Проходящий свет, без анализатора.

оказаны каймами реакционных минералов шириной в доли миллиметров. Глобулирование магмы было настолько интенсивным, что протокристаллы оливина и плагиоклаза часто разделены и встречаются в разных частицах, отдельно друг от друга. В левой верхней частице наблюдается вкрапленник оливина (26% фаялитового минала). В правой глобуле – колеччатый сросток зональных фенокристов плагиоклаза первой генерации (от № 80 в центре до № 65 на периферии). Во всех глобулах в стекловатой основной массе выделяются скопления удлиненно-призматических зерен плагиоклаза второй генерации (№ 65–60). Микродолеритовая основная масса породы представлена тонкими срастаниями лейст плагиоклаза (№ 50–55, вплоть до № 43), пироксена, сложных оксидов железа и титана, вторичными минералами. Имеются реликтовые участки микрофитового строения. Структура породы свидетельствует о том, что фрагментация магмы началась в момент, когда выделились только интрателлурические оливин и плагиоклаз. В сумме их количество составляло не более 15%. По расчетным данным (Мазуров, Нечаев, 2001), оливин состава $Fe_{21}Fa_{79}$ появляется в породах при 1218°C, плагиоклаз № 78 – при 1193°C и авгит – при 1170°C. Быстрое охлаждение приводило к стеклованию расплава, выделению скелетно-каркасных плагиоклазов второй генерации. Все остальные минералы явились уже продуктами девитрификации.

Сложная динамическая обстановка затвердевания магмы нашла отражение в микроструктуре минералов. Оливин разбит трещинами, некоторые его зерна псевдоморфно замещены лизардитом. В единичных зернах авгита сохранилась микроструктура песочных часов, а остальные гранулированы, разбиты на более мелкие изометричные зерна. Плагиоклаз местами сохраняет первичное зональное строение;

большинство его кристаллов представлено механическими полисинтетическими двойниками, причем часть их деформирована с изгибом. Реликтовые части глобул отделены от четко очерченных скарных полос тонкой зоной разрушения, аморфизации, которая проходит независимо от строения породы, захватывая основную массу и вкрапленники. Непосредственно с нею контактирует полевошпат-фассаитовая зона, сменяющаяся шпинель-фассаитовой и форстерит-магнетитовой, которая отделяет контур скарнированной глобулы от кальцифира. Фассаит из реакционных зон по составу и соотношению компонентов отличается от реликтового авгита долеритовыми меньшими содержаниями SiO_2 , MgO , повышенными TiO_2 , Al_2O_3 и характерным положением алюминия в октаэдрической позиции (Мазуров, Титов, 1999). Магнетит и шпинель насыщены продуктами распада твердых растворов. Из числа более поздних минералов в рассматриваемых послемагматических магнезиальных скарнах присутствуют паргасит, клинохлор, серпентин, а в кальцифире, наряду с рассеянными единичными зернами и сегрегатами форстерита, магнетита и шпинели, встречаются апатит, пирротин, халькопирит, пирит, людвигит, ангидрит, галит, минералы бора, тальк, минералы группы манассеита, айоваит, сепиолит, хлоргидроксиды железа, магнезия и кальция.

Скарны и руды в контактах долеритов с каменной солью. Вопрос о роли взаимодействия долеритов с каменными солями и заключенными в них рассолами является одним из наиболее дискуссионных при обсуждении генезиса железных руд в связи с трапповым магматизмом. В работах Д.И. Павлова с соавторами (Павлов, 1975; Павлов, Пэк, 1979; Павлов, Рябчиков, 1968, 1970) и М.М. Пухнаревича (1986) главным агентом формирования железорудных месторождений ангаро-илимского типа считались флюиды, образованные в результате тепловой мобилизации пластовых рассолов региональным трапповым силлом. Д.И. Павлов (1975) на природном материале и в экспериментах рассмотрел условия несмесимости долеритов и каменных солей, появления солевых расплавов и высокоминерализованных флюидов, которые осуществляли выщелачивание железа и других компонентов из магмы и закристаллизованных пород. К сожалению, Д.И. Павлов не имел информации о контактах долеритов с неоднородными карбонатно-соленосными толщами в пределах рудных полей. Лишь в последние десятилетия при разведке глубоких горизонтов и флангов Коршуновского, Рудногорского и Непского месторождений появилась возможность исследовать непосредственные контакты долеритов с пластами однородной каменной соли и с мелкими линзами солей, переслаивающихся с известняками, доломитами, ангидритами. Используя комплекс методов, нам удалось существенно дополнить информацию

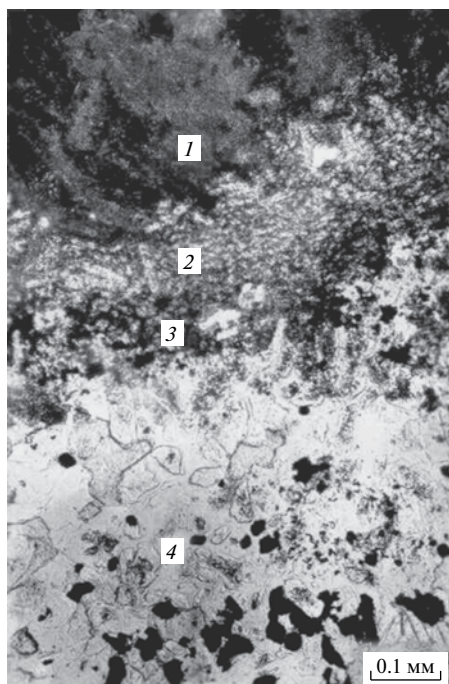


Рис. 5. Зональность метасоматической колонки магнезиальных скарнов на контакте долерита с каменной солью.

1 – диспергированный долерит; 2 – плагиоклаз – фассаитовая зона; 3 – шпинель – фассаитовая зона; 4 – форстерит – магнетитовая зона. Проходящий свет, без анализатора.

о характерных особенностях осадочной, седиментационно-диагенетической, контактово-метасоматической и послескарновой гидротермальной генераций галита (Истомин и др., 2000), выявить основные отличия обменных процессов на контакте долеритов с доломитом и каменной солью, специфику метаморфизма каменных солей непосредственно в пределах рудоносных вулканотектонических построек (Мазуров и др., 2007).

Из-за сложного литологического состава соленосных пачек непосредственные контакты долеритов с однородной каменной солью немногочисленны. Лучше всего они представлены у субвертикальных даек, имеющих зоны закалки и разбитых многочисленными трещинами. На Коршуновском месторождении такие дайки вскрыты на глубоких горизонтах участка Вторая Гора и в скважинах, пройденных вдали от месторождения при поиске структур захоронения промышленных стоков. На Непском месторождении калийных солей известна серия даек долеритовых порфириров на глубине более 800 м от поверхности. В их верхнем контакте находится преобразованная каменная соль (галитит), сменяющаяся кальцифиром с пятнами галитита, а затем неметаморфизованной солью с галопелитовыми прослоями. На

всем протяжении в дайке наблюдаются прожилки и гнезда с галитом, а в непосредственном контакте на почти черном фоне слабо трещиноватой магматической породы выделяются более светлые скарнированные каймы. Ширина этих кайм колеблется от первых миллиметров до нескольких сантиметров. В местах пересечения трещин ширина метасоматических новообразований больше, а обломки приобретают округлые очертания. В удалении от контакта в долерите встречаются притертые трещины, на сколах которых есть только мелкие зерна галита.

Переход от долерита к каменной соли осуществляется, как и в случае контакта долерита с доломитом, через полоску дезинтеграции (диспергирования) породы, одинаково затрагивающей и основную массу, и вкрапленники. Она представлена тонкой смесью минеральных фаз, неразличимых в оптическом микроскопе. По энергодисперсионным спектрам на сканирующем электронном микроскопе распознаются частицы, отвечающие по составу пироксену, плагиоклазу, титаниту. Именно поэтому мы отождествляем ее с пироксен-полевошпатовой эндоскарновой зоной метасоматической колонки, типичной для магнезиальных скарнов послемагматической стадии (Метасоматизм ..., 1998). Следующая зона – шпинель-фассаитовая. Далее наблюдается форстерит-шпинель-магнетитовая зона, сменяющаяся галититом (рис. 5). Эта зональность наследуется гидратированными минералами: паргасит кристаллизуется в шпинель-фассаитовой зоне, флогопит и клинохлор – на границе фассаитовой и форстеритовой зон, а серпентин широкими каймами обрамляет метасоматизированный долерит. Зональность паргасит–флогопит–клинохлор часто проявлена также в тонких прожилках с галитом на удалении от контакта.

В рассматриваемом случае галит в контакте с долеритом представлен двумя генерациями. Первая генерация галита – высокотемпературная, контактово-метасоматическая. Она слагает галитит – тонкозернистый полигональный агрегат галита с многочисленными зернами форстерита, магнетита, апатита, хлорита, сульфидов и других минералов, в сумме не превышающих 5%. Это аналог кальцифира из контактов долерита с доломитом. В литературе такая разновидность соли иногда отмечается под общим названием “черной” или “серой” соли. Зерна этой генерации галита отличаются наличием во включениях высокоплотных газов, среди которых детектируются углекислый газ, сероводород, азот, метан и безводные солевые фазы ($\text{CaCl}_2 \cdot \text{KCl}$, $n\text{MgCl}_2 \cdot m\text{CaCl}_2$) (Grishina et al., 1999). Такие твердые включения сложных кальцийсодержащих хлоридов, могут образовываться только при содержании CaCl_2 в рассоле более 50% и общей солёности более 60%. По данным ЭПР в твердых включениях в галите

реакционных зон железо концентрируется в ферромагнитных фазах — в магнетите и пирротине, парамагнитная примесь Mn^{2+} находится в микровключениях карбонатных фаз, а рассеянное органическое вещество — в графитоподобных частицах.

Вторая генерация галита — низкотемпературная гидротермальная. Зерна ее более крупные, бесцветные или прозрачные, с редкими водными или минеральными включениями. Встречаются водные трехфазные включения с анизотропными дочерними кристаллами состава $CaCl_2 \cdot 6H_2O$. Температура растворения этих фаз около 30–40°C, а температура полной гомогенизации 30–50°C. Характерная черта гидротермального галита — это низкая соленость водного флюида, а также отсутствие включений сильвина, гидроксидов железа и органического вещества. Поздний галит в виде гнезд и прожилков встречается как в скарнированных, так и в неизмененных участках контактирующих пород.

Галиты из зон термального воздействия траппов существенно отличаются от галитов неметаморфизованных отложений. По данным ЭПР, характерными чертами осадочного галита служат: 1) низкая концентрация ионов Mn^{2+} , стабилизированного в виде изоморфной примеси в регулярной решетке минерала; 2) разнообразие ионов Fe^{3+} , образующих начальные группировки, кластеры, скопления зародышей и пленки гидрогетита; 3) присутствие рассеянного органического вещества. В кристаллах седиментационно-диагенетического галита содержатся газовые, газовой-жидкие, твердые и многофазные включения (Grishina et al., 1992). Твердые фазы представлены сильвином, карналлитом, ангидритом, полигалитом, кварцем, астраханитом, антарктицитом. В газовой фазе обнаруживаются азот, метан, и сложные углеводороды. Жидкая фаза преимущественно водная, местами с пленками углеводородов. В первичных каменных солях вместе с галитом встречаются сильвин, карналлит, ангидрит, доломит, магнезит, кварц, борсодержащие минералы — борацил, пандермит, сахарит, сульфоборит, метаборит, пинноит (Семейкина, Козлова, 1985).

В качестве индикаторов гидротермально-метасоматических преобразований солей и заключенных в них погребенных рассолов могут служить также новообразованные ассоциации минералов бора и сложных кристаллогидратов. Как нами было установлено, на Коршуновском месторождении в кальцифирах, скарнированных доломитах, магнезиальных скарноидах и галопелитовых прослоях солей кристаллизуется людвигит, химический состав и свойства которого подтверждены С.М. Александровым и М.А. Троневой (2004). В известковых скарноидах среди эвапоритов верхоленской свиты появляются датолит и данбурит (Пухнарович, 1986). В удаленных от контакта слабо метаморфизованных карбонатно-соленосных

отложениях ангарской свиты и в прожилках среди вышележащих доломитов литвинцевской свиты образуются ссайбелиит (ашарит), екатеринит, шабынит, стронциохильгардит, флюоборит (Лисицын и др., 1982). Группу низкотемпературных кристаллогидратов составляют коршуновскит, айоваит (Мазуров и др., 2000), хлормагальминит, несвегонит, сепиолит, гидроталькит, мейкснерит, таумасит, пирроаурит, шегренит, гиббингит, кемпит.

Вкрапленность магнетита во внешних зонах метасоматической колонки служит индикатором извлечения железа из долеритов как на контакте с доломитами, так и с солями. Железо, экстрагированное высокотемпературными флюидами, является источником рудных масс в сопряженных участках области рудоотложения. Прямое подтверждение этому — наличие на глубоких горизонтах Коршуновского месторождения так называемых галит-магнетитовых руд, сначала определенных как мелкие гнезда среди скарнов (Вахрушев, 1985). Позднее, по данным геологоразведочных работ и нашему изучению минерального состава, были выделены две группы обогащенных галитом рудных тел, запасы которых составляют десятки миллионов тонн. Первая группа — это залежи, примыкающие к рудоносной диатреме на уровне скарнированных и оруденелых пород ангарской соленосной и литвинцевской доломитовой свит. Руды брекчиевидные, вкрапленные, пятнистые. Обломками в брекчиевидных рудах служат фрагменты долеритов, магнезиальных скарнов и руд ранней стадии. Рудную массу слагают неоднородные магнетиты ранней генерации с форстеритом и апатитом, обрастающие каймами беспримесного магнетита и стеклянно-прозрачными кристаллами форстерита. Галит, количество которого достигает 50%, вместе с магнетитом, форстеритом, кальцитом, ангидритом, клинохлором и пирротинном составляют цементирующую массу.

Вторая группа галитсодержащих рудных тел вскрыта на глубоких горизонтах участка Третья Гора Коршуновского месторождения. Это послонные залежи магнетитовых руд среди чередующихся пачек доломитов и каменных солей. Текстуры руд полосчатые, брекчиевидные, массивные. Комплекс сопутствующих нерудных минералов представлен клинохлором с реликтами зерен флогопита, серпентином, заместившим форстерит и диопсид, в тонкозернистой ангидрит-кальцит-галитовой массе. Магнетит также представлен двумя генерациями. В отличие от контактов скарнов с долеритами здесь в ранней генерации магнетита нет примеси титана. В руде много сульфидов — пирита, халькопирита, пирротина и марказита. Эти скарново-рудные залежи представляют собой удаленные зоны контактового ореола лакколита — промежуточной магматической камеры.

Известково-магнезиальные скарноиды образованы при метасоматизме карбонатно-терригенных отложений верхоленской и вышележащих свит в окрестностях диатрем. Среди замещаемых пород преобладают аргиллиты, алевролиты, песчаники, мергели, переслаивающиеся с мелкими прослоями известняков, доломитов, ангидритов и гипса. Малопроницаемая терригенная толща являлась своеобразным экраном для флюидных потоков, образованных при долерит-эвапоритовом взаимодействии. Размещение скарноидов контролируется системами разно ориентированных трещин и послойных зон дробления, интенсивность которых затухает с удалением от диатрем. Текстуры и состав скарноидов наследуются от первичных пород. Состав жильного выполнения контролируется составом катаклазированных пород. В алюмосиликатных или в известково-алюмосиликатных прослоях известковые скарноиды имеют эпидот-хлорит-пироксеновый или хлорит-гранат-пироксеновый состав. По мергелистым прослоям образуются хлорит-пироксен-серпентиновые магнезиальные скарноиды. В скарноидах многочисленны жилы выполнения с кальцитовой центральной частью, вкрапленностью или зональными агрегатами в ней магнетита и сульфидов. В скарноидах локализованы вкрапленные или штокверковые руды.

Известковые скарны и руды в диатремах составляют главную массу промышленных запасов руд месторождений. Минеральный состав и текстурно-структурные особенности известковых скарнов в значительной мере определяются количественным соотношением брекчий траппов и вмещающих пород, степени их преобразования глубинными флюидами. Сведения о минералогии, геохимии и последовательности кристаллизации скарнов, железных руд и сопутствующей минерализации содержатся в многочисленных статьях и монографиях (Ангаро-Илимские ..., 1960; Вахрушев, Воронцов, 1976; Дунаев, 1992; Пухнаревич, 1986 и др.). Подчеркивается многостадийность рудообразующих процессов и широкое развитие метасоматических и жильных текстур замещения и выполнения пространства. В.А. Вахрушев и А.Е. Воронцов (1976) обратили внимание на необычное появление жильных форстерит-монтичеллит-шпинель-диопсидовых магнезиальных скарнов среди известковых пироксен-гранатовых скарнов. Новые данные позволяют объяснить такую последовательность многократным поступлением отдельных порций магмы и сопровождающих их флюидов, многократным проявлением процессов скарнирования, и пространственным совмещением продуктов разных этапов. В целом же порядок кристаллизации известковых скарнов после магнезиальных, обусловленный температурным режимом, здесь соблюдается.

Процесс известкового скарнирования проявлен столь же широко, как и магнезиального, особенно внутри диатрем, выполненных брекчиями терригенных алюмосиликатных свит с известковыми прослоями, магматогенными брекчиями и дайками долеритов. Характерные ассоциации пироксенов диопсид-геденбергитового ряда с гранатами андрадит-гроссулярового ряда с магнетитом, сульфидами, эпидотом, актинолитом, гастингситом, железистым хлоритом, прениитом, цеолитами, кварцем, кальцитом выполняют цемент и зональные каймы обломков вмещающих пород. Состав и цвет гранатов изменчивы. Встречаются почти черные непрозрачные зерна однородного андрадита и полихромные коричнево-красные, оранжево-желтые, зеленоватые метакристаллы с колебанием в них от 13 до 77% андрадитового минала. Железистость пироксена $Fe/(Fe + Mg)$ в ассоциации с гранатом и эпидотом составляет от 17.0 до 30.6%, а в перекристаллизованных участках с кальцитом и цеолитами равна 5.1–5.3%. Распределение железистости в сосуществующих парах гранат–пироксен закономерно, изменяется в широких пределах и поэтому не использовано как показатель кислотности флюидов. Эпидоты менее железистые ($Fe/(Fe + Al) = 19.8\%$) в адуляр-актинолит-эпидот-кальцитовых гнездах; во всех остальных ассоциациях железистость эпидотов колеблется в интервале 21.5–28.8%.

При тщательном изучении в скарнированных долеритах были обнаружены эндоскарновые скаполит-диопсидовые зоны с аксессуарным титанитом. Последние представляют собой аналог “осветленных” пород, широко распространенных на месторождениях складчатых областей. Их образование сопровождается выносом железа, которое могло быть источником рудного вещества в сопряженных участках. В рассматриваемых месторождениях скаполиты повсеместно замещаются цеолитами, поэтому проследить их ореолы не удастся. Л.И. Шабынин с коллегами (1984) предлагают выделять среди известковых скарнов две разновидности: 1) собственно известковые, образованные на контакте известняков с алюмосиликатными породами, и 2) образованные по магнезиальным скарнам и определяемые как известковые скарны магнезиально-скарновой формации. К второй разновидности на данных месторождениях могут быть отнесены гранат-кальцитовые гнезда и жилы, рассекающие серпентинизированные участки форстерит-фассаитовых скарнов.

Магнетит в центральной рудоносной структуре (диатреме) и оперяющих залежах ассоциируется с преобразованными магнезиальными и известковыми скарнами. Большой масштаб здесь имеют процессы неоднократного брекчирования пород и руд, телескопирования минеральных ассоциаций.

В диатремах преобладают брекчиевые, брекчиевидные, сетчато-прожилковые, вкрапленные, массивные, кокардовые, крустификационные, сферолитовые, оолитовые текстуры руд. В скарновых залежах широко распространена перекристаллизация минералов, формирование друз, радиально-лучистых крупнозернистых агрегатов клинохлора, диопсида, граната, пренита, цеолитов, амфиболов, эпидотов, кварца, кальцита. Несомненно, что при этом осуществлялась локальная перегруппировка рудных масс с привнесением вещества из реакционных зон долеритов с карбонатно-соленосными отложениями. Магнетитам свойственно неоднородное строение, смена форм роста. Ранние генерации имеют форму ромбодекаэдров, кристаллизовались по нормальному закону роста, а внешние части кристаллов формировались по механизму послыонного роста граней. В массивных рудах преобладает полигональнозернистый агрегат. Внутренняя часть многих зерен представлена реликтами высокотемпературного магнетита магнезиальных скарнов, сложным узором микротекстур распада твердого раствора. Большим разнообразием отличаются также кристаллы магнетита, выполняющие стенки полостей в скарнах и рудах. В известковых скарнах и апоскарновых минеральных ассоциациях магнетиты приобретают скелетно-блоковую октаэдрическую и комбинационную огранку, двойникование по шпинелевому закону (Дымкин, Пермьяков, 1984). Перекристаллизация сопровождается выносом примесей, улучшением технологических свойств руды.

Индивидуальной чертой генезиса Коршуновского месторождения является сочетание процессов замещения и выполнения пространства, перекристаллизации минеральных индивидов и агрегатов. Многочисленные друзы, крустификационные, кокардовые, сферолитовые, оолитовые и колломорфные агрегаты, расщепленные формы минералов широко распространены на верхних уровнях диатрем. В полостях среди скарнов и руд встречаются сноповидные расщепленные кристаллы эпидота и диопсида, сферолиты пренита, натролита, томсонита, аметиста, сталактитоподобные сосульки халцедона и сахаровидного кварца. Наибольшее разнообразие расщепленных форм, сферолитовых и почковидных агрегатов выявлено у клинохлоров Коршуновского месторождения. На глубоких горизонтах месторождения, в магнезиально-скарновых магнетитовых рудных залежах клинохлор образует отдельные зерна и мелкочешуйчатые агрегаты в виде гнезд и тонких прожилков. На верхних горизонтах месторождения в пустотах среди оруденелых пироксеновых скарнов наблюдается большое разнообразие расщепленных форм клинохлора от розочек и сноповидных

кристаллов до сферолитов и почковидных корок. Среди натечных агрегатов сферолитов встречаются псевдосталактиты, свисающие с кровли полостей. Хлоритовые псевдосталактиты имеют полый осевой питающий канал, относительно которого проявлено зональное строение. Обстоятельное исследование этих необычных проявлений агрегатов и индивидов клинохлора, обладающих ювелирными свойствами, выполнено Л.М. Житовой с соавторами (Zhitova et al., 1994; Столповская и др., 1997), что расширило спектр комплексного использования руд этого месторождения.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Приведенные сведения позволяют обобщить и систематизировать особенности протекания рудно-метасоматических процессов в протяженных вулканотектонических постройках, уточнить некоторые физико-химические параметры. Суммарная мощность платформенного чехла, перекрывающего карбонатно-соленосную толщу, в которой происходило формирование промежуточной магматической камеры, составляла 1–3 км (Пухнарович, 1986). Общее давление протекания метасоматических процессов – порядка 1 кбар. Внедрявшаяся магма состояла из интрателлурических вкрапленников оливина, пироксена и плагиоклаза, несмешивающихся силикатных и оксидно-сульфидных жидкостей и смеси газов. Вмещающие карбонатно-соленосные толщи в поровом пространстве и внутри зерен минералов содержали растворы, рассолы и газовой-нефтяные смеси. Смешение и совместная дезинтеграция магмы и вмещающих пород, реакционно-термическое взаимодействие приводило к взаимным преобразованиям. Главным агентом метасоматических процессов был флюид. Он включал газ, отделяющийся от расплава, и компоненты солевого раствора-расплава, появившегося при плавлении и растворении соленосных толщ. Обменные процессы протекали неодинаково в контактах разных по проницаемости и составу замещаемых пород. Первыми возникли шпинель-форстеритовые скарны вблизи центрального магмовода, в апикальных частях лакколлитов. Они образованы в магматическую стадию, в результате замещения доломитов магматогенными флюидами. Послемагматические магнезиальные скарны возникали при посредстве более сложных флюидов – солевых рассолов/расплавов, концентрация которых понижалась с уменьшением температуры.

Для оценки условий кристаллизации магнезиальных скарнов предпринято численное моделирование и термометрия минеральных ассоциаций. Интервал кристаллизации долеритов Коршуновского месторождения, оцененный с помощью

пакета программ Комагмат.3 (Мазуров, Нечаев, 2001), составлял 1218–1150°C, а полное затвердевание происходило вблизи 900°C. Исследование многофазных флюидных включений в форстеритах и галите (Мазуров и др., 2007), дает основание полагать, что минералообразующий флюид представлял собой высококонцентрированный рассол-расплав общей соленостью более 60%, содержащий высокоплотные восстановленные газы. По данным термометрических исследований, намечаются следующие ступени минералообразования: 1) форстерит + фассаит + шпинель + магнетит первой генерации – 820–740°C; 2) флогопит + титанит + паргасит + апатит + магнетит второй генерации – 600–500°C; 3) клинохлор + серпентин + тремолит + пирротин + халькопирит – 450°C и ниже. Температуры гомогенизации газовой-жидких включений составляют 420–70°C в кальците, 300–260°C в ангидрите, 140–60°C в гидротермальном галите.

В качестве оценки температуры кристаллизации первой генерации магнетита использованы данные о сольвусе твердых растворов шпинелидов (Мазуров, Титов, 2001; Мазуров и др., 2004). Точки составов магнетитов и шпинелей попадают в окрестности линий, ограничивающих купол несмесимости в системе $\text{FeFe}_2\text{O}_4\text{--MgFe}_2\text{O}_4\text{--MgAl}_2\text{O}_4\text{--FeAl}_2\text{O}_4$ при 800°C (Lehmann, Roux, 1986; Neil et al., 1989). Оценки температуры, по данным гомогенизации флюидных включений и по кривым распада твердых растворов сложных оксидов, совпадают, поэтому интервал 750–800°C можно считать температурой кристаллизации первой генерации магнетита.

В известковых скарнах температура кристаллизации нерудных минералов и магнетита была ниже. М.М. Пухнаревич (1986), выполнивший большой объем исследования минералов известковых скарнов, пришел к заключению, что температура кристаллизации гранатов составляла 420–50°C, давление – 1400–70 бар. Рудообразующие флюиды имели хлоридно-натриевый состав с примесью кальция, калия и железа.

В контактах долеритов с доломитом и каменной солью во флюид извлекаются железо, кремний, фосфор, титан, ванадий, марганец, цинк и алюминий из силикатной породы, а магний и кальций из доломита. Состав главных минералов и строение метасоматических колонок определяется миграционной способностью кремния, алюминия, железа и магния. Минералом-носителем магния и кремния является форстерит, который распространен во всех экскарновых зонах, за исключением передовой периклаз-кальцитовой. Алюминий концентрируется в скарновой и эксоллюционной шпинелях, закономерно распределяясь при высоких температурах между алюмо- и феррошпинелевыми твердыми

растворами. Распределение железа по минеральным фазам более сложное, так как он может существовать в двух и трех валентной формах. Как известно, магнетит в магнезиально-скарновых ассоциациях устойчив в широком диапазоне величин парциального давления кислорода, что зависит от его состава и температуры. В участках разложения карбонатов обычно образуется локальная повышенная концентрация кислорода и возникает встречный его поток вместе с магнием и кальцием в сторону магмы (Перцев, 1977). Именно это отражено в составах шпинели и магнетита в магнезиально-скарновых ассоциациях магматической стадии (Мазуров, Титов, 2001). В долерит-доломитовых контактах Коршуновского месторождения установлено, что не только магнетит, но и шпинель содержит повышенное количество магнезиоферритового минала. С приближением к магматической породе шпинель приближается к шпинель-герцинитовому составу. На этом основании ряд миграционной подвижности элементов можно представить в виде $\text{Si} > \text{Fe} > \text{Al}$. Титан, выступающий как инертный компонент в плутоногенных рудообразующих системах (Перцев, 1977), не встречающийся за пределами эндоскарновых зон, в рассматриваемых случаях имеет высокую мобильность, о чем свидетельствуют наличие в контакте с доломитами вместе с магнезиоферритом самостоятельных зерен магнезиального ильменита. Кроме того, примесь титана содержится в эксоллюционных выделениях в первых генерациях магнетитов. При наложении более низкотемпературных процессов титан обособляется в титаните и рутиле.

Узор структур распада в шпинелях и в магнетитах из магнезиально-скарновых руд закономерно изменяется в ходе многоступенчатого распада твердых растворов (Мазуров, Титов, 2001; Мазуров и др., 2004). В более титанистых магнетитах из магнезиальных скарнов послемагматической стадии первым на межзерновых границах выделяется ильменит, зерна которого достигают десятых долей миллиметра. Он содержит примесь магния и ванадия. Следующая генерация ильменита – ориентированные по ромбодэкаэдру и кубу ламелли ильменита длиной 0.04 мм и шириной около 0.015 мм. В них обнаруживается примесь марганца. Самые поздние беспримесные ламелли ильменита еще мельче. Они локализируются в пространстве между первыми вместе с точечными частицами шпинели.

Выделившиеся первыми по механизму гетерогенного зарождения интерстициальные (межзерновые) и эндотаксиальные (внутризерновые) шпинели концентрируют в себе примеси марганца и цинка. Эти шпинели, в свою очередь, также претерпевают распад: в плеонастовой

матрице возникали ламелли и точечные скопления франклинита, якобита и магнезиоферрита. Затем из дефектной кристаллической решетки магнетита выделялись, по механизму гомогенного зарождения, ламелли плеонаста и в последнюю очередь — микрочастицы герцинита. Это наводит на мысль, что и в твердых растворах наименьшей скоростью диффузии обладал алюминий, предопределявший компонентный состав выделявшихся при распаде фаз. Поскольку при одинаковом компонентном составе размер выделявшихся при распаде частиц определялся термическим режимом, то этот признак можно использовать при реконструкции условий минералообразования.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Внедрение траппового комплекса в неметаморфизованные отложения чехла Сибирской платформы сопровождалось развитием рудно-метасоматических процессов. Особенно активно они были проявлены в вулканотектонических постройках, пронизывающих все отложения слоистого чехла. Вещественное, морфологическое и генетическое разнообразие скарнов и руд наиболее полно представлено в крупных Коршуновском и Рудногорском месторождениях. Главной особенностью структуры этих объектов является совмещение вулканических аппаратов центрально-симметричного класса и малоуглубленных магматических камер среди химически активных карбонатно-соленосных толщ. Размещение метасоматических пород подчиняется структурному и литологическому контролю. В процессе многоэтапного внедрения магматических расплавов на разные уровни чехла, представленных широким спектром терригенных, эвапоритовых и карбонатно-соленосных отложений, в поровом пространстве которых содержались захороненные растворы, рассолы и газо-нефтеносные воды, были образованы все типы метасоматических пород, связанных с базитовыми магмами. На раннем этапе, среди эффузивно-пирокластических отложений верхних горизонтов возникали пропилиты и аргиллизиты, подобные метасоматам современных вулканических областей. Внутри крупных потоков, покровов первыми появляются сегрегации титаномагнетитовых руд фузивного типа и единичные апатит-магнетитовые жилы.

Скарны появились на этапе формирования основных пронизываемых зон в диатремах, в над-интрузивных частях и на периферии лакколитов, штоков, силлов и даек. В прогрессивный этап в апикальной части лакколита промежуточной магматической камеры, при взаимодействии доломитов с флюидами, выделяющимися из жидкой магмы, образуются шпинель-форстеритовые

магнезиальные скарны магматической стадии. При многократных инъекциях магмы в слоистые термически и химически неустойчивые породы происходило смешение силикатных расплавов с эвапоритами, метаморфизм, реоморфизм и плавление (растворение) карбонатно-соленосных пород. В начале регрессивного этапа возникали скарново-рудные залежи вокруг глобулированных долеритов, лакколитов и силлов, штокверки и крутопадающие тела фрагментарных магнезиальных и известковых скарнов и руд внутри диатрем, а также жильные и послонные тела в оперяющих диатремах трещинных зонах. В дальнейшем гравитационное обрушение надкупольных участков интрузивов, образование полостей отслоения и подновление трещинных систем вызвало вовлечение в состав флюидных потоков новых порций захороненных растворов и рассолов, что приводило к перекристаллизации и перегруппировке рудных масс, появлению минеральных ассоциаций гидратированных скарнов, крупных объемов серпентин-хлорит-эпидот-амфиболовых пород, известковых скарнов и руд.

Выявленные особенности размещения, тектурно-структурного облика и минерального состава скарнов и магнетитовых руд, закономерно эволюционировавших в ходе многоэтапного и многостадийного взаимодействия долеритов с вмещающими толщами, являются основой генетической и прогнозной модели скарново-рудной системы месторождений, связанных с трапповой формацией Сибирской платформы.

Благодарности. Авторы благодарны В.М. Спешилкову, Б.П. Фицеву (Железногорская поисково-разведочная партия), Г.С. Фон-дер-Флаасу (Иркутский институт минерального сырья), Л.М. Житовой (Коршуновский горно-обогатительный комбинат) за помощь в проведении полевых работ, А.Г. Полозову (Институт геохимии СО РАН, г. Иркутск) за предоставленные образцы каменных солей, В.Н. Шарапову (ИГМ СО РАН) за всемерную поддержку и обсуждение полученных результатов. С глубоким уважением авторы вспоминают ценные советы и консультации ныне покойных В.А. Вахрушева, А.М. Дымкина, М.М. Пухнаревича, способствовавших выбору актуальных направлений исследования скарново-рудных месторождений ангаро-илимского типа. Мы искренне признательны рецензентам Е.Н. Граменицкому (МГУ) и С.С. Абрамову (ИГЕМ РАН), сделавшим конструктивные замечания по содержанию и способу изложения полученных результатов, оказавшихся весьма полезными при доработке статьи.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (гранты № 15-05-04805 и № 15-05-09345).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Александров С.М., Тронева М.А.* Генезис и состав боратов серии людвигита–вонсенита в магнезиальных скарнах Урала, Сибири и Дальнего Востока // *Геохимия*. 2004. № 5. С. 525–543.
- Альмухамедов А.И., Медведев А.Я., Золотухин В.В.* Вещественная эволюция пермотриасовых базальтов Сибирской платформы во времени и пространстве // *Петрология*. 2004. Т. 12. № 4. С. 339–353.
- Ангаро-Илимские железорудные месторождения трапповой формации южной части Сибирской платформы / Под ред. Антипова Г.И. и др. М.: Госгеолтехиздат, 1960. 374 с.
- Барышев А.С., Вахромеев Г.С., Житков А.Н., Ковалевич В.Б.* Геофизические методы поисков железорудных месторождений на юге Сибирской платформы. М.: Недра, 1980. 186 с.
- Бондаренко П.М.* К методике физического моделирования кольцевых и других центрально-симметричных структур, различных по морфологии и генезису // *Эксперимент и моделирование в геологических исследованиях*. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1984. С. 54–88.
- Вахрушев В.А.* Галит-магнетитовые руды Сибирской платформы // *Геология рудн. месторождений*. 1981. № 6. С. 100–104.
- Вахрушев В.А.* Скарново-железорудные месторождения Сибирской платформы // *Скарновые месторождения*. М.: Наука, 1985. С. 186–234.
- Вахрушев В.А., Воронцов А.Е.* Минералогия и геохимия железорудных месторождений юга Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1976. 200 с.
- Дунаев В.А.* Вертикальная зональность Коршуновского железорудного месторождения // *Геология рудн. месторождений*. 1992. № 3. С. 92–98.
- Дымкин А.М., Пермяков А.А.* Онтогенез магнетита. Свердловск: Изд-во УНЦ АН СССР, 1984. 188 с.
- Железорудные месторождения Сибири / Под ред. Калугина А.С. и др. Новосибирск: Наука, 1985. 238 с.
- Истомин В.Е., Мазуров М.П., Гришина С.Н.* Типоморфизм парамагнитных примесей в галитах из зон бацит-эвапоритового взаимодействия (Сибирская платформа) // *Геология и геофизика*. 2000. Т. 41. № 1. С. 126–143.
- Лисицын А.Е., Малинко С.В., Руднев В.В., Фицев Б.П.* О полигенности борной минерализации Коршуновского железорудного месторождения // *Геология рудн. месторождений*. 1982. № 2. С. 14–19.
- Мазуров М.П.* Генетические модели скарновых железорудных формаций. Новосибирск: Наука, 1985. 184 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., Нечаев Д.В.* Петрогенезис траппового комплекса в рудообразующих системах ангаро-илимского типа (Сибирская платформа) // *Петрология магматических и метаморфических комплексов*. Материалы научной конференции. Томск: ЦНТИ, 2001. Вып. 2. С. 244–246.
- 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., Корнева Т.А., Житова Л.М. и др.* Айоваит Коршуновского месторождения (Сибирская платформа) // *ЗВМО*. 2000. № 3. С. 80–85.
- 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 рудн. месторождений*. 2007. Т. 49. № 4. С. 306–320.
- Метасоматизм и метасоматические породы // Под ред. Жарикова В.А., Русинова В.Л. М.: Научный мир, 1998. 490 с.
- Модельный анализ развития континентальных мантийно-коровых рудообразующих систем // *Шарапов В.Н., Борисенко А.С., Мазуров М.П. и др.* Отв. ред. Поляков Г.В. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2009. 409 с.
- Никулин В.И., Фон-дер-Флаасс Г.С.* Новое в прогнозировании железорудных месторождений Сибирской платформы // *Проблемы типизации и прогнозирования железорудных месторождений*. Новосибирск: Наука, 1990. С. 87–104.
- Павлов Д.И.* Магнетитовое рудообразование при участии экзогенных хлоридных вод. М.: Наука, 1975. 248 с.
- Павлов Д.И., Пэк А.А.* Формирование железорудных месторождений ангаро-илимского типа как результат тепловой мобилизации пластовых рассолов региональным трапповым силлом // *Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования*. Новосибирск: Наука, 1979. Т. 1. С. 178–186.
- Павлов Д.И., Рябчиков И.Д.* Долериты, застывшие в соляной толще // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1968. № 2. С. 52–63.
- Павлов Д.И., Рябчиков И.Д.* Извлечение железа при взаимодействии долерита с концентрированными хлоридными растворами в условиях высоких температур и давлений // *Докл. АН СССР*. 1970. Т. 195. № 3. С. 704–706.
- Перцев Н.Н.* Высокотемпературный метаморфизм и метасоматизм карбонатных пород. М.: Наука, 1977. 256 с.
- Петрохимия базит-ультрабазитовых формаций палеозоя–мезозоя Сибирской платформы // Под ред. Феоктистова Г.Д. и др. Новосибирск: Наука, 1999. 149 с.

- Пухнарович М.М.* Условия и особенности формирования эндогенных месторождений железа на юге Сибирской платформы. Иркутск: Изд-во Иркутского ун-та, 1986. 336 с.
- Семейкина Л.К., Козлова В.Н.* Минералого-петрографическая характеристика калийных пород Непского бассейна // Общие проблемы галогенеза. М.: Наука, 1985. С. 143–148.
- Скарновые месторождения. М.: Наука, 1985. 248 с.
- Столповская В.Н., Мазуров М.П., Пальчик Н.А., Житова Л.М.* ИК-спектроскопия и рентгенография клинохлоров Коршунковского месторождения // Геология и геофизика. 1997. № 7. С. 1240–1244.
- Суворов В.Д., Мишенькина З.Р., Петрик Г.В., Шелудько И.Ф.* Структура земной коры Ангаро-Илимской железорудной провинции по данным ГСЗ // Региональная геология и металлогения. 2000. № 10. С. 229–235.
- Царев Д.И.* Метасоматизм. Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2002. 202 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. № 3. С. 43–57.
- Grishina S., Dubessy J., Kontorovich A., Pironon J.* Inclusions in salt beds resulting from thermal metamorphism by dolerite sills (Eastern Siberia, USSR) // European Journal of Mineralogy. 1992. № 4. P. 1187–1202.
- Grishina S.N., Mazurov M.P., Polozov A.G., Ariskina O.S.* Fluids associated to iron deposits on the South of Siberian Platform // Terra Nostra 99/6. Abstracts of ECROFI XV. 1999. P. 132–134.
- Einaudi M.T., Meinert L.D., Newberry R.J.* Skarn deposits // Econom. Geol. 1981. 75-th Ann. Vol. P. 317–391.
- Lehmann J., Rouex J.* Experimental and theoretical study of $(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg})(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})_2\text{O}_4$ spinels: activity – composition relationships, miscibility gaps, vacancy contents // Geochim. Cosmochim. Acta. 1986. V. 50. P. 1765–1783.
- Neil J., Wood B.J., Mason T.O.* High-temperature distribution in Fe_3O_4 – MgAl_2O_4 – MnFe_2O_4 – FeAl_2O_4 spinels from thermopower and conductivity measurements // Amer. Mineral. 1989. V. 74. P. 339–351.
- Zhitova L.M., Mazurov M.P., Saharov V.K.* Unique gem variety of clinocllore from Korshunovsk iron ore deposit (Eastern Siberia) // Abstracts of 16th of IMA, Pisa, Italy, 1994. P. 186.