

ГЕОЛОГИЯ, ПОИСКИ И РАЗВЕДКА ТВЕРДЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ, МИНЕРАГЕНИЯ

УДК 553.2

Геолого-промышленные типы месторождений.

Титаномагнетит-ильменитовый тип

Р.Г. Ибламинов

Пермский государственный национальный исследовательский университет
614990, Пермь, ул. Букирева, 15. E-mail: riaminov@psu.ru

(Статья поступила в редакцию 17 января 2022 г.)

Выделение геолого-промышленных типов месторождений полезных ископаемых имеет важное теоретико-генетическое и прикладное значение для их прогноза, оценки и разработки. Эта проблема выросла в самостоятельный раздел науки о полезных ископаемых. Его содержание показано на примере титаномагнетит-ильменитового типа месторождений в расслоенных интрузиях, в котором главными полезными элементами является триада Fe, Ti и V. Рассмотрены геохимический, минералогический, минерагенический, структурный и вещественный аспекты данного типа. Экономика минерального сырья. В качестве базового взят детально изученное в процессе 30-летней отработки Кусинское месторождение. На основе анализа строения и зонального изменения вещественного состава доказывается его формирование в единой магматической камере в процессе кристаллизационной дифференциации. Отмечены перспективы разработки аналогичных месторождений в мире.

Ключевые слова: *месторождения железа, титана, ванадия, строение, состав, условия образования.*

DOI: 10.17072/psu.geol.21.1.51

1. Понятие о геолого-промышленных типах месторождений

Существуют два аспекта исследования месторождений: теоретический и практический. Они тесно взаимосвязаны. Теоретический аспект связан с разработкой ретроспективных моделей месторождений, объясняющих причины концентрации полезных ископаемых в данном месте геологического пространства и времени. Для этого рассматриваются палеотектонические обстановки, существовавшие в течение геологической истории развития территории, выявляются наиболее благоприятные из них для образования полезных ископаемых. Проводится формационный анализ региона, и выявляются продуктивные формации горных пород. Устанавливается, существовали ли геологические и физико-химические условия, благоприятные для минералообразования. В конечном счете создаётся модель объекта полезного ископаемого, определяется её место

в генетической классификации месторождений и устанавливается принадлежность природной концентрации к определенному генетическому типу. При этом под типом понимается совокупность месторождений, имеющих общие особенности состава, строения, и на этой основе предполагается их одинаковое происхождение – генезис.

Практический аспект исследования концентраций полезных ископаемых заключается в решении задачи создания минерально-сырьевой базы региона путём стадийного исследования недр в процессе региональных, поисковых, разведочных работ, работ по освоению и эксплуатации месторождений полезных ископаемых. В процессе её решения возникает сложная ситуация с неоднозначным выбором среди многообразия объектов полезных ископаемых наиболее перспективного для освоения. Для упрощения решения подобных вопросов геологической практики ввели понятие «*геолого-промышленный тип месторождений*». Одним из первых в России это сделал в 1940 г.

Владимир Михайлович Крейтер (1897–1966) в своей монографии «Поиски и разведки полезных ископаемых» (рис. 1, 2).

Для понятия «геолого-промышленный тип» важнейшими являются три показателя, позволяющие объединять отдельные месторождения в тип.

1. Состав полезного ископаемого, который бы обеспечивал одинаковую технологию его переработки.

2. Горно-геологические условия объекта, главным образом форма залегания тел полезных ископаемых (пластовая, жильная, линзовидная и т.п.), которая бы позволяла использовать сходные способ и систему разработки месторождений.

3. Значение месторождений типа в мировой добыче.

Месторождения, входящие в геолого-промышленный тип, должны быть надёжными источниками минерального сырья в мире. Другими словами, они должны быть достаточно широко распространены на земном шаре и обладать крупными запасами. Этому критерию отвечает требование того,

чтобы на совокупность месторождений, объединяемых в промышленный тип, приходилось не менее 1% ежегодного мирового объёма добычи вида полезного ископаемого.



Рис. 1. Владимир Михайлович Крейтер (1897–1966)

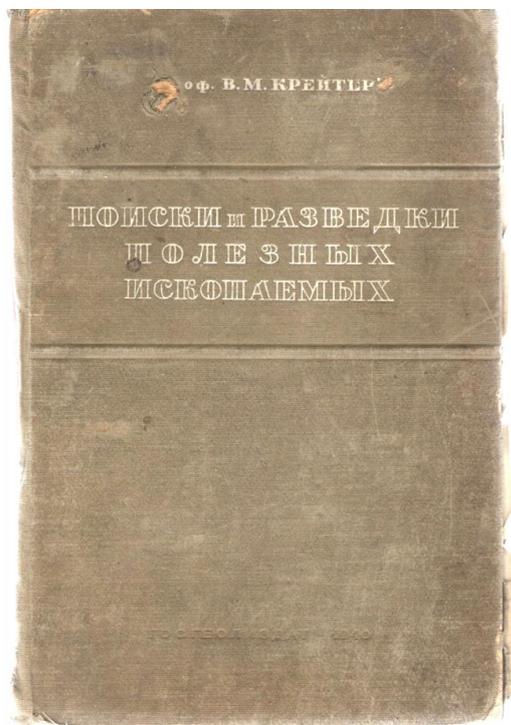


Рис. 2. Обложка и титульный лист книги В.М. Крейтера «Поиски и разведки полезных ископаемых», 1940

Проф. В. М. КРЕЙТЕР

ПОИСКИ И РАЗВЕДКИ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

РЕКОМЕНДОВАНО
КОМИТЕТОМ ПО ДЕЛАМ НАУКИ И ШКОЛЫ
ВРН СОВСЕТСКОГО СОЮЗА ССР
А КАЧЕСТВЕ УЧЕБНИКА ДЛЯ ВУЗОВ



ГОСУДАРСТВЕННОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ЛИТЕРАТУРЫ
МОСКВА 1962-ЛЕВЕНТАУ

Таблица 1. Классификация генетических типов месторождений по промышленной значимости (Авдонин, 1999, с добавлениями)

Промышленная значимость генетического типа	Характеристика генетического типа
Промышленный	Соответствует геолого-промышленному типу
Потенциально промышленный	По количеству ресурсов полезных ископаемых после их освоения может перейти в разряд промышленных
Перспективный	Может стать промышленным с появлением новых технологий переработки минерального сырья или потребностей в новом сырье
Непромышленный	Не имеет перспектив освоения из-за низкого качества и количества сырья

В отличие от геолого-промышленного генетический тип включает любое скопление полезного ископаемого: промышленное, непромышленное, крупное, мелкое, т.е. генетический тип – это наиболее широкое понятие, характеризующее скопление вида полезного ископаемого (табл. 1). Характеристики генетических типов, приведённые в таблице, целесообразно использовать при оценке минерагенического потенциала территорий.

Понятие «геолого-промышленный тип» носит относительный характер. Это связано, во-первых, с совершенствованием технологии добычи и переработки полезных ископаемых (был непромышленным, стал промышленным), во-вторых, с региональной спецификой размещения месторождений, т.е. наряду с мировыми могут быть региональные геолого-промышленные типы, например магномагнетитовый тип месторождений для Восточной Сибири.

Показателем относительности понятия «геолого-промышленный тип» в истории развития горного дела может служить тип титаномагнетитовых руд в пироксенитах. Качканарское месторождение этого типа на Урале было известно с XVIII в. (П.С. Паллас, 1786). В начале XX в. на месторождении велись разведочные работы с применением самых совершенных методов геологической разведки: алмазного бурения и магнитометрии. Однако месторождение оказалось непромышленным из-за преобладания руд вкрапленной текстуры. Только после разработки технологии обогащения руд и получения ванадиевого концентрата при его металлургическом переделе месторождение в се-

редине XX в. перешло в разряд промышленных.

Примером перспективного генетического типа могут служить месторождения высокотитанистых титаномагнетитовых руд западного склона Южного Урала. В этих рудах ильменит и магнетит образуют тончайшие сростания, называемые структурами распада твёрдых растворов. Минералы с такими структурами не поддаются механическому разделению и руды не обогащаются. После создания новых технологий обогащения эти месторождения могут перейти в разряд промышленных.

2. Цель и задачи науки о типах месторождений

Наука о геологии месторождений полезных ископаемых в своём развитии дифференцируется, один из её разделов посвящён *типам месторождений полезных ископаемых*. Его целью является разработка теории образования и размещения групп месторождений, соответствующих типам. Создание подобной теории – сложная проблема, связанная с восстановлением по конечным продуктам, которыми являются концентрации полезных ископаемых, геологических и физико-химических процессов минералообразования, протекавших в течение длительного геологического времени в недрах Земли. Наука о месторождениях постепенно приближается к созданию теории, формулируя и отвергая гипотезы о их формировании. Результатом теоретических исследований является создание обобщённых моделей геолого-промышленных типов месторождений. Выводы теории служат основой поисков и

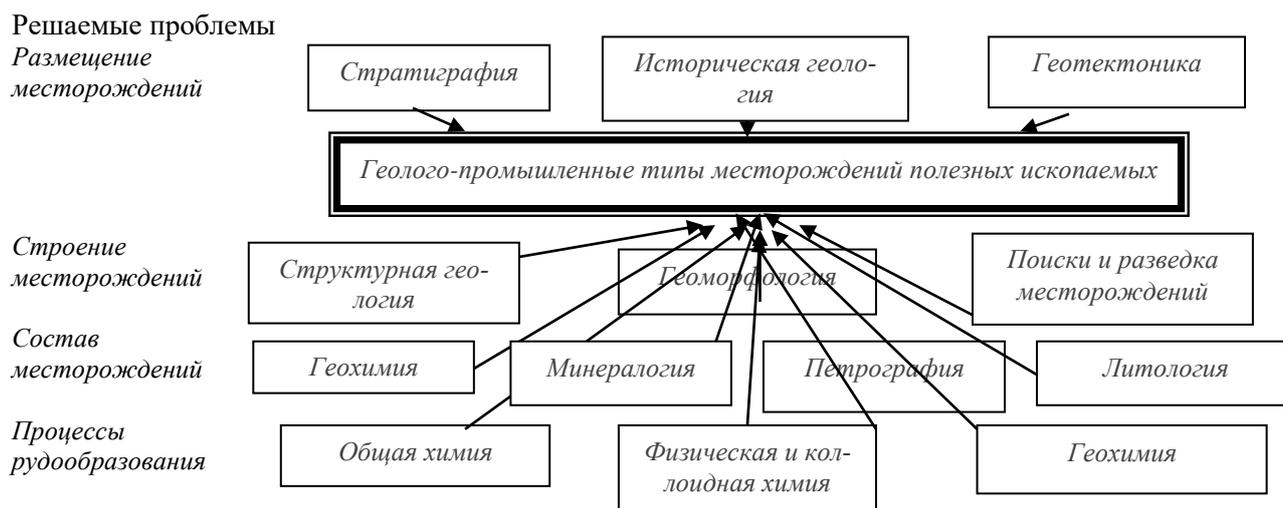


Рис. 3. Связи науки о месторождениях с другими и решаемые с их помощью проблемы

разведки месторождений, имеют большое значение в горном деле. Геология типов месторождений полезных ископаемых — наука синтетическая (рис. 3). В своей прикладной части она тесно связана с наукой о поисках и разведке полезных ископаемых, являясь её теоретической основой, с экономикой минерального сырья.

3. Значение дисциплины о типах месторождений в образовательном процессе

1. Дисциплина относится к числу фундаментальных, поскольку в ней рассматриваются теоретические проблемы возникновения и размещения типовых месторождений во всех известных на Земле геологических обстановках.

2. Усвоение дисциплины позволит узнать «анатомию» природных геологических объектов. Закладывается теоретический базис прикладной геологии, связанной с прогнозированием, поисками, разведкой и освоением минеральных ресурсов.

3. Всесторонний анализ проблем, связанных с полезными ископаемыми, помогает формированию цельного естественно-научного мировоззрения, творческого мышления.

4. Осведомленность в вопросах размещения месторождений на земном шаре, а следовательно, в конъюнктуре мирового рынка минерального сырья, способов его использования является основой знаний об экономи-

ке, маркетинге и менеджменте, вырабатывает геолого-экономическое мышление (добытое полезное ископаемое становится товаром горного производства).

5. Важен политический аспект размещения источников минерального сырья на территориях различных государств мира. В процессе его изучения развивается геополитическое мышление.

6. Гуманитарный аспект изучения дисциплины связан с использованием полезных ископаемых в прошлом и настоящем, с влиянием минерального сырья на историю человеческой цивилизации. Накапливаются естественно-исторические знания.

Показательным в перечисленных аспектах является тип титаномагнетит-ильменитовых месторождений в расслоенных интрузиях. Он отличается комплексным составом руд, из которых в промышленных масштабах извлекают Fe, Ti и V.

4. Титаномагнетит-ильменитовый тип месторождений

4.1. Геохимический аспект проблемы

Триада извлекаемых из рассматриваемого типа руд металлов относится к геохимическому семейству железа 4-го периода Периодической системы Д.И. Менделеева. Они располагаются в её побочных подгруппах: IV (Ti), V (V), VIII (Fe). Распространенность железа в верхней части континентальной

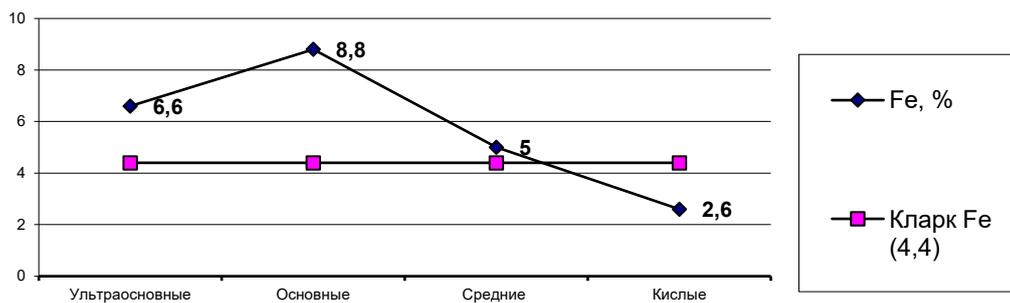


Рис. 4. Распределение средних содержаний железа по петрохимическим отрядам магматических горных пород

коры оценивается в 4,37; 3,089% (здесь и далее цифры по А.А. Ярошевскому, 1990, 2010). Это четвёртый по распространённости элемент. Высокий кларк железа обеспечивает присутствие в земной коре достаточно большого количества месторождений с крупными запасами.

В распределении содержаний железа по магматическим породам выявляется характерная особенность – обогащать породы основного петрохимического отряда. Содержание железа увеличивается от ультраосновных пород к основным в 1,3 раза, далее в средних оно уменьшается в 1,7 раза, а в кислых достигает минимума (рис. 4).

Химические элементы, содержания которых распределяются по магматическим породам подобно железу, названы *базальтофильными* (Ибламинов, 2021), т.е. элементами, накапливающимися в магмах основного состава. Базальтофильные элементы по уменьшению кларковых содержаний в базальтах континентов образуют следующий ряд (мас.%): ^{26}Fe (8,77), ^{20}Ca (7,1), ^{22}Ti (1,09), ^{25}Mn ($1,44 \cdot 10^{-1}$), ^{15}P ($1,27 \cdot 10^{-1}$), ^{23}V ($2,75 \cdot 10^{-2}$), ^{30}Zn ($1,1 \cdot 10^{-2}$), ^{29}Cu ($1 \cdot 10^{-2}$), ^{21}Sc ($3,5 \cdot 10^{-3}$), ^{47}Ag ($1 \cdot 10^{-5}$). В состав ряда входят *d*-элементы 4-го периода, в их числе 5 элементов семейства железа, в числе которых находятся Fe, Ti и V. Начинает ряд базальтофильных элементов сидерофильное железо, далее следуют литофильные элементы, в том числе Ti и V, а в конце находятся халькофилы: Zn, Cu, Ag. Перечисленными свойствами объясняется парагенезис в месторождениях элементов семейства железа и фосфора, с одной стороны, и халькофильных элементов – с другой, а также их тесная связь с базита-

ми и умеренно кислыми породами, производными базальтовой магмы.

По строению внешних электронных уровней атом железа относится к *d*-элементам с конфигурацией $3d^64s^2$. Имея на внешней электронной оболочке 2 спаренных *s*-электрона, в восстановительных условиях он приобретает соответствующую валентность. В окислительных условиях железо способно отдавать электрон с внутреннего 3-го слоя, становясь 3-валентным. Переменная валентность позволяет железу концентрироваться в различных обстановках на окислительном и восстановительном геохимических барьерах, создавая соответствующие минералы (табл. 2).

Радиус иона (нм) двухвалентного железа Fe^{2+} 0,080, а трёхвалентного Fe^{3+} 0,067 (здесь и далее значения радиусов приведены по Н.В. Белову и Г.В. Бокию, 1954). Они близки радиусам ионов других элементов семейства железа. Это позволяет им замещать железо как более распространённый элемент в минералах.

Кларк второго по распространённости элемента рассматриваемой триады титана в верхней части континентальной коры по А.А. Ярошевскому (1990, 2010), составляет соответственно 0,320 и 0,322 мас.%. Это достаточно большой кларк, который обеспечивает ему 9 место по распространённости в земной коре. Содержание литофильного титана в мантии оценивается в 0,128 мас.% (Г. Пальме и Х. О'Нил, 2003; Ярошевский, 2010), что почти в 3 раза меньше кларка земной коры.

Кривая распределения титана по магматическим породам конкордантна кривой рас-

пределения железа, его содержание в породах основного отряда максимально (1,09 мас.%) и превышает кларковые в 3,4 раза. Оно понижено в ультраосновных (0,05 мас.%), средних (0,47 мас.%) и кислых (0,25 мас.%) породах. Таким образом, по петрохимическим свойствам титан, как и железо, относится к *базальтофильным элементам*. Важной геохимической особенностью титана является его *сиенитофильность*, т.е. высокое содержание в щелочных ультраосновных породах (ийолит-уртитах), в которых оно составляет 1,3%, что в 4 раза выше кларка и в 1,2 раза больше, чем в нормальнощелочных основных породах. Из распределения содержаний титана по магматическим породам следует вывод о том, что его магматические месторождения должны быть связаны с породами основного и щелочного составов.

Конфигурация внешних электронных уровней атома титана характеризуется присутствием на третьем слое двух *d*-электронов, а на четвертом – двух *s*-электронов ($3d^24s^2$), благодаря этому титан в природе имеет валентность 4, а по строению электронной оболочки относится к *d*-элементам и входит в геохимическое семейство железа.

Радиус иона четырёхвалентного титана равен 0,064 нм. Ti^{4+} может изовалентно изоморфно замещать Si^{4+} (0,039) в кристаллической решетке породообразующих минералов групп амфиболов, слюд, гранатов, а также Zr^{4+} (0,082). Существует гетеровалентный изоморфизм между Ti^{4+} и Fe^{3+} в пироксенах по схеме $Fe^{3+} + Si^{4+} \leftarrow Ti^{4+} + Al^{3+}$, в перовските – $Ca^{2+} + Ti^{4+} \leftarrow REE^{3+} + Fe^{3+}$ (REE – редкие земли), а также между Ti^{4+} и Ca^{2+} в пироклоре – $Ca^{2+} + Nb^{5+} + Nb^{5+} \leftarrow U^{4+} + Ti^{4+} + Ti^{4+}$ и, что особенно важно для рассматриваемого типа месторождений в магнетите – $2Fe^{3+} + Fe^{2+} \leftarrow 2Fe^{2+} + Ti^{4+}$ (Булах и др., 2014). Возможность изоморфного вхождения в состав породообразующих минералов позволяет титану рассеиваться в магматических породах.

Кларк ванадия в верхней части континентальной коры, по А.А. Ярошевскому (1990, 2010), составляет соответственно 0,0110 и 0,0053 мас.%. Это значительно ниже содержаний Fe и Ti, поэтому концентрации его в

месторождениях существенно меньше. Ванадий, как и элементы начала семейства железа (Ti, Cr, Mn), относится к *литофилам*, его содержание в мантии оценивается в 0,0086 мас.%.

Распределение ванадия по отрядам магматических пород конкордантно распределению железа и титана, с которыми он образует совместную ассоциацию в месторождениях (мас.%): ультраосновные – 0,005; основные – 0,03; средние – 0,015, кислые – 0,0035. Таким образом, по петрохимическим свойствам ванадий – базальтофильный элемент. Его магматические месторождения связаны с породами основного отряда.

Конфигурация внешних электронных уровней атома ванадия характеризуется присутствием на третьем слое трёх *d*-электронов, а на четвертом – двух *s*-электронов ($3d^34s^2$), благодаря этому ванадий в природе может иметь валентность 3, 4 и 5. Трёхвалентный ванадий (V^{3+}) характерен для магматических образований, а пятивалентный существует в окислительной обстановке экзогенных условий.

Радиус иона (нм) V^{3+} составляет 0,067, V^{4+} – 0,061, V^{5+} – 0,040. V^{3+} может изоморфно замещать Fe^{3+} (0,067) в магнетите, Al^{3+} (0,067) в слюдах. Способность изоморфно замещать широко распространённые элементы в породообразующих минералах позволяет ванадию рассеиваться в горных породах и не способствует образованию его концентраций.

Железо как сидерофильный элемент имеет глубинный мантийный источник, на что указывает его модельное повышенное содержание в мантии: 6,3 против 4,4 мас.% в коре.

В магматическом процессе на его начальном этапе при деплетировании мантии большая часть железа накапливается в легкоплавкой базальтоидной магме, меньшая – в тугоплавком гипербазитовом рестите (см. рис. 4). Базальтоидная магма является главным источником магматических железорудных месторождений. При её дифференциации и последующей кристаллизации формируются залежи титаномагнетитовых руд с ванадием. В ряде случаев в рудах накапливаются базальтофильные фосфор и медь. Тогда возникают комплексные халькопирит-

апатит-ильменит-титаномагнетитовые месторождения, представителем которых является Волковское месторождение на Среднем Урале.

Продолжение магматического процесса дифференциации базальтовой магмы приводит к выплавлению из неё умеренно кислых, так называемых *i*-гранитов, что характерно для обстановок субдукции. Образуется формация плагиигранитов и сиенитов, для которой характерны скарново-магнетитовые месторождения с медью и кобальтом.

Разнообразные геохимические условия накопления железа обуславливают возможность его концентрации практически во всех генетических группах месторождений. Однако благодаря своим геохимическим особенностям наиболее крупные месторождения связаны с магматическим процессом дифференциации базальтоидных магм, осадочным накоплением в водной среде на окислительном барьере и накоплением на щелочном карбонатном барьере в процессе метасоматоза.

Титан также, как и железо, в магматическом процессе плавления мантийного материала накапливается в легкоплавкой базальтовой магме вместе с базальтофильными Fe и Ca, преимущественно входя в состав темноцветных минералов (пироксенов, амфиболов) и магнетита. В оставшихся после выплавки ультраосновных расплавах его содержание весьма низкое, в 22 раза меньше чем в базитах. Дальнейшая дифференциация базальтовой магмы приводит к уменьшению содержания титана в средних и кислых породах. В глубинных мантийных выплавках щелочного состава, в которых важную роль играют флюиды, титан накапливается, образуя собственные минералы с кальцием и железом в виде сфена, перовскита и ильменита (табл. 3).

Ванадий, являясь базальтофильным элементом, уходит из мантийного материала в составе базальтоидных магм. При их кристаллизации V^{3+} преимущественно помещается в кристаллическую решетку магнетита, изовалентно замещая Fe^{3+} ($Fe^{3+} \leftarrow V^{3+}$), тогда как находящийся вместе с ним в ассоциации титан, как уже отмечалось, замещает железо гетеровалентно ($2Fe^{3+} + Fe^{2+} \leftarrow 2Fe^{2+} + Ti^{4+}$). В результате образуется *ванадистый титаномагнетит*, который является главным ми-

нералом-концентратором ванадия. Пироксен (диаллаг $CaMg [Si_2O_6]$), который находится в парагенезисе с титаномагнетитом и кристаллизуется раньше, содержит железо двухвалентное. Это не способствует замещению его ванадием. Дальнейшая дифференциация базальтовой магмы приводит к уменьшению содержания ванадия в средних и кислых породах.

4.2. Минералогический аспект проблемы

Минералы железа разнообразны. Они присутствуют среди минералогических типов простых веществ, сернистых и кислородных соединений. Практическое значение имеют только минералы кислородных соединений (табл. 2). Для рассматриваемого типа месторождений важны магнетит, меньше – гематит. В коре выветривания возможно присутствие гидроксидов железа.

Важнейшим распространённым минералом железа в рассматриваемых рудах является разновидность магнетита, именуемая титаномагнетитом. Экспериментальными исследованиями П. Рамдора (1962) «Рудные минералы и их сростания» было показано, что при температуре выше $600^\circ C$ титаномагнетит представляет собой единый минерал железа, содержащий в виде изоморфной примеси титан и ванадий. При понижении температуры он распадается на несколько минералов, среди которых минерал-хозяин магнетит содержит выделения ильменита, ульвошпинели, ориентировка которых соответствует кристаллической структуре хозяина. В результате образуются пластинчатые или решетчатые структуры распада твёрдого раствора.

Среди минералов титана (табл. 3.) для рассматриваемых руд характерен ильменит, который присутствует в составе титаномагнетита, а в наиболее ценных рудах образует самостоятельные выделения.

Ванадий в рассматриваемых рудах преимущественно изоморфно входит в состав магнетита. В отдельных случаях ванадий образует самостоятельный минерал кульсонит $Fe^{2+}V^{3+}_2O_4$ в виде структур распада в магнетите, относящийся к группе шпинели.

Таблица 2. Промышленные минералы железа (химические формулы приведены по Булаху и др., 2014)

Минеральные класс		Минерал	Формула	Структура	Сингония	Габитус	Разновидность	
класс	группа							
Простые оксиды	Корунда	Гематит	$Fe^{3+}_2O_3$	Координационная	Гексагональная	Пластинчатый	<i>Мартит</i> – псевдоморфоза гематита по магнетиту; <i>гидрогематит</i> (турьит) – гематит с адсорбированной водой	
Сложные оксиды	Шпинели	Магнетит	$Fe^{2+}Fe^{3+}_2O_4$	Координационная	Кубическая	Октаэдрический	Титан- и ванадийсодержащая – <i>титаномагнетит</i> ; магний содержащая – <i>магномагнетит</i> ; псевдоморфоза магнетита по гематиту – <i>мушкетовит</i>	
Гидроксиды	Гидроксидов железа	Гетит	$HFe^{3+}O_2$	Цепочечная	Ромбическая	Игольчатый		<i>Лимонит</i> ($Fe_2O_3 \cdot nH_2O$) – физическая смесь скрытокристаллического гетита и (или) лепидокрокита с адсорбированной водой (бурый железняк)
		Лепидокрокит	$Fe^{3+}O(OH)$	Слоистая	Ромбическая	Пластинчатый	<i>Гидрогетит</i> – лепидокрокит с адсорбированной водой	
Силикаты	Хлорита	Шамозит	$(Fe^{2+}_5Al)[AlSi_3O_{10}][OH]_8$	Слоистая	Моноклинная	Пластинчатый	Синоним – <i>лептохлорит</i>	
Карбонаты	Кальцита	Сидерит	$Fe^{2+}(CO_3)$	Островная	Тригональная	Ромбоэдрический		

Таблица 3. Промышленные минералы титана (химические формулы по Булаху и др., 2014)

Класс	Группа	Минерал	Формула	Структура	Сингония	Габитус
Простые оксиды	Рутила	Рутил	TiO_2	Цепочечная	Тетрагональная	Призматический
		Анализ	TiO_2	Каркасная		Дипирамидальный
		Брукит	TiO_2	Слоистая	Ромбическая	Таблитчатый, пластинчатый
Сложные оксиды	Ильменита	Ильменит	$FeTiO_3$	Координационная	Гексагональная	Толстотаблитчатый
	Перовскита	Перовскит	$CaTiO_3$	Каркасная	Кубическая	Кубический
		Лопарит	$(Na_{0,5}Ce_{0,5})(Ti,Nb)O_3$			
Силикаты	Титанита	Титанит	$CaTi[SiO_4]O$	Островная	Триклинная	Призматический

4.3. Место титаномагнетит-ильменитового типа в генетической классификации месторождений

В разработанной универсальной генетической классификации месторождений полезных ископаемых (Ибламин, 2020) рассматриваемый тип по главному генетическому процессу, приводящему к концентрации полезных ископаемых, традиционно относится

к магматической группе. Формирование месторождений магматической группы начинается в мантии Земли. Попадание мантийного материала в условия пониженных давлений земной коры вместе с воздействием флюидов приводят к его деплетированию с образованием относительно легкоплавкой магмы и накоплением в остатке тугоплавкого рестила (Грин, Рингвуд, 1968).

Таблица 4. Генетическая классификация месторождений магматической группы (Ибламинов, 1999; 2020б)

Класс	Подкласс	Ряд	Генетический тип	Пример
1. Ре-стито-вый	Раннемагма-тический	Плутонический	Габбровый	Месторождения строи-тельных камней
		Вулканический	Базальтовый	
	Позднемагма-тический	Плутонический	Хромшпинелевый в альпинотип-ных гипербазитах (подформный)	Кемпирсайское, Казахстан
2. Лик-ваци-онный	Позднемагма-тический	Плутонический	Сульфидный медно-никелевый	Мончегорское, Россия
		Вулканический		Камбалда, Австралия
	Печенга, Мурманская об-ласть			
Ассимиля-ционный	Плутонический	Талнах, Россия		
3. Кри-стал-лиза-цион-ный	Раннемагма-тический	Плутонический	Естественных строительных кам-ней	Ломовское, Пермский край
			Нефелиновый в йолит-уртитах	Кия-Шалтырское, Кеме-ровская область
			Оловоносных гранитов	Плато Джос, Нигерия
		Вулканический	Базальтов, туфов и др.	Армения
		Оловоносных латитов и риолитов	Мексика, Перу	
3. Кри-стал-лиза-цион-ный	Позднемагма-тический	Плутонический	Хромшпинелевый в расслоенных гипербазитах	Сарановское, Пермский край, Бушвельд, ЮАР
			Платинометалльный малосуль-фидный пластообразный в рассло-енных базитах	Бушвельд, ЮАР
			Титаномагнетит-ильменитовый в расслоенных габброидах (Fe, Ti, V)	Кусинское, Челябинская область; Гремяха-Вырмес, Мурманская область; Бу-швельд, ЮАР
			Ванадиево-титаномагнетитовый в пироксенитах (Fe, V)	Гусевгорское, Собствен-но-Качканарское, Сверд-ловская область
			Нефелин-апатитовый с титанитом в нефелиновых сиенитах	Хибинские, Мурманская область
			Лопаритовый редкометалльный в расслоенных нефелиновых сиени-тах (Ti, Nb, Ta, TR)	Ловозерское, Мурманская область
			Пегматито-вый*	Редкометалльных касситеритовых пегматитов
		Хрусталеносных лейкогранитовых пегматитов	Мурзинское на Урале	
		Вулканический	Магнетитовых лав	Лако-Сур, Чили
4. Флю-идно-магма-тиче-ский	Раннемагма-тический	Кимберлито-вый	Алмазоносных кимберлитов	Трубка «Мир», Якутия
			Алмазоносных лампроитов	Аргайл (АК-1), Австралия
	Позднемагма-тический	Карбонатито-вый*	Апатит-магнетитовый с бадделеи-том в карбонатитах	Ковдорское
			Титаномагнетит-перовскит-редкометалльный в карбонатитах	Африканда
			Редкометалльный	Вишневогорское
			Редкоземельный	Маунтин-Пасс, США
			Флогопитовый	Палабора, ЮАР
Ассимиля-ционно-магма-тический	Вулкано-плутонический	Трубообразные залежи магномаг-нетитовых руд	Коршуновское, Иркутская область	

* Жирным шрифтом выделены подклассы, ранее не выделявшиеся, и ряды, ранее рассматривавшиеся как самостоятельные группы.

Модель процесса реститообразования приложима к образованию тел альпинотипных гипербазитов и позволяет выделить в магматической группе реститовый класс (табл. 4).

Часть вещества в виде горных пород локализуется на ранней стадии формирования массивов, а другая часть в виде залежей хромшпинелидов – на поздней, т.е. формируются месторождения ранне- и позднемагматического подклассов. Внутри подклассов по условиям застывания формируются плутонический и вулканический ряды.

Выплавившиеся первично достаточно однородные магмы в условиях постепенного понижения температуры и существования градиента силы тяжести начинают образовывать несмешивающиеся расплавы и разделяться, происходит ликвация магмы вплоть до образования позднемагматических сульфидных медно-никелевых с платиноидами магм. Формируется класс ликвационных месторождений, который может осуществляться в плутонических, а в архее и протерозое происходил в вулканических условиях. Среди ликвационных существует ещё один подкласс месторождений, в котором интенсификация ликвации обусловлена ассимиляцией сульфатных пород (Тугаринов, 1973; Li et al., 2009).

Дальнейшее охлаждение расплава приводит к началу его кристаллизации и выделению твердой минеральной фазы. Выделение части вещества из расплава вызывает изменение его состава, происходит кристаллизационная дифференциация магмы (Bowen, 1928). Формируются месторождения кристаллизационного класса. Часть из них, главным образом месторождения естественных строительных камней, формируются в раннемагматических плутонических или вулканических условиях. Другая часть – большинство рудных месторождений – в позднемагматических плутонических.

В конце магматического процесса, когда магма насыщена флюидами, имеет место особый процесс, образуется ряд пегматитовых залежей, характерный для магм различного состава, среди которых наибольший промышленный интерес представляют гранитные пегматиты (Ферсман, 1940).

В ряде случаев в магматических очагах накапливается большое количество газожид-

ких флюидов, которые способствуют проникновению богатой флюидами магмы по ослабленным участкам земной коры до поверхности Земли. На поверхность выносятся мантийный материал сложного состава, содержащий полезные компоненты, например алмазоносные кимберлиты и редкометалльно-редкоземельные карбонатиты. Образуются месторождения флюидно-магматического класса, включающие ассимиляционно-магматические образования, связанные с ассимиляцией базальтовой магмой толщ соляных пород (Фон-дер-Флаасс, Никулин, 1997).

Таким образом, рассматриваемый тип месторождений относится к магматической группе, кристаллизационному классу, позднемагматическому подклассу, плутоническому ряду. Как геолого-промышленный тип, при выделении которого требуется учитывать необходимый для технологии обогащения минеральный состав и для технологии отработки форму залегания, мы его называем **тип титаномагнетит-ильменитовый в расслоенных габброидах**. В Государственном докладе ..., 2019 он как железорудный именуется титаномагнетитовым, а как титановорудный – магматическим в габброидах, в методических указаниях ..., 2007 – как титаномагнетитовые и ильменит-титаномагнетитовые руды в ультраосновных и основных породах.

4.4. Кусинское месторождение

Месторождение является типичным и хорошо изученным в процессе отработки. Такие объекты обычно являются главным источником информации о промышленных месторождениях (Некрасов, 1991). Оно расположено в России на западном склоне Южного Урала в пределах Кусинско-Копанского комплекса расслоенных габбро-амфиболитов. Комплекс протягивается в длину на 70 км и состоит из четырёх магматических тел: Кусинско-Чернореченского, Медведевского, Копанского, Маткальского (рис. 5). Они содержат месторождения пласто- и линзообразных субпараллельных тел массивных и вкрапленных титаномагнетит-ильменитовых руд.

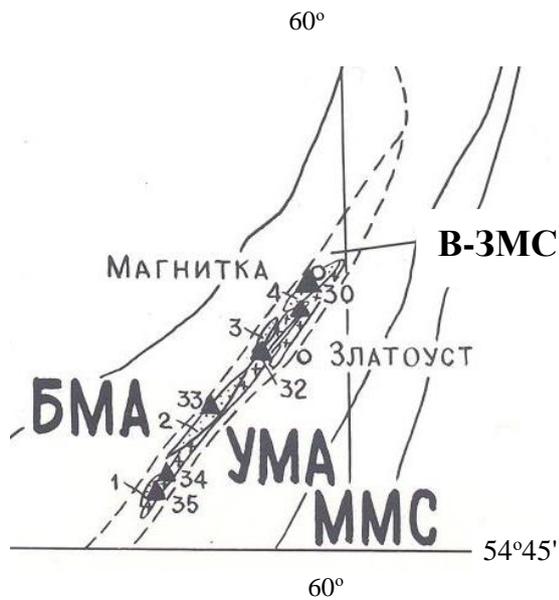


Рис. 5. Схема размещения ильменит-титаномагнетитовых месторождений Кусинско-Копанского комплекса. Магматические тела: 1 – Маткальское, 2 – Копанское, 3 – Медведевское, 4 – Кусинско-Чернореченское. Месторождения: 30 – Кусинское, 31 – Чернореченское, 32 – Медведевское, 33 – Копанское, 34 – Буланихинское, 35 – Маткальское. Условные обозначения: точки – габброиды, крестики – гранитоиды, треугольники – месторождения. Тектонические структуры: БМА – Башкирский мегантиклинорий, В-ЗМС Верхнекусинско-Зилаирский мегасинклинорий, УМА – Уралтауский мегантиклинорий, ММС – Магнитогорский мегасинклинорий (составлено с использованием материалов кн. Геология СССР, 1969, 1973).

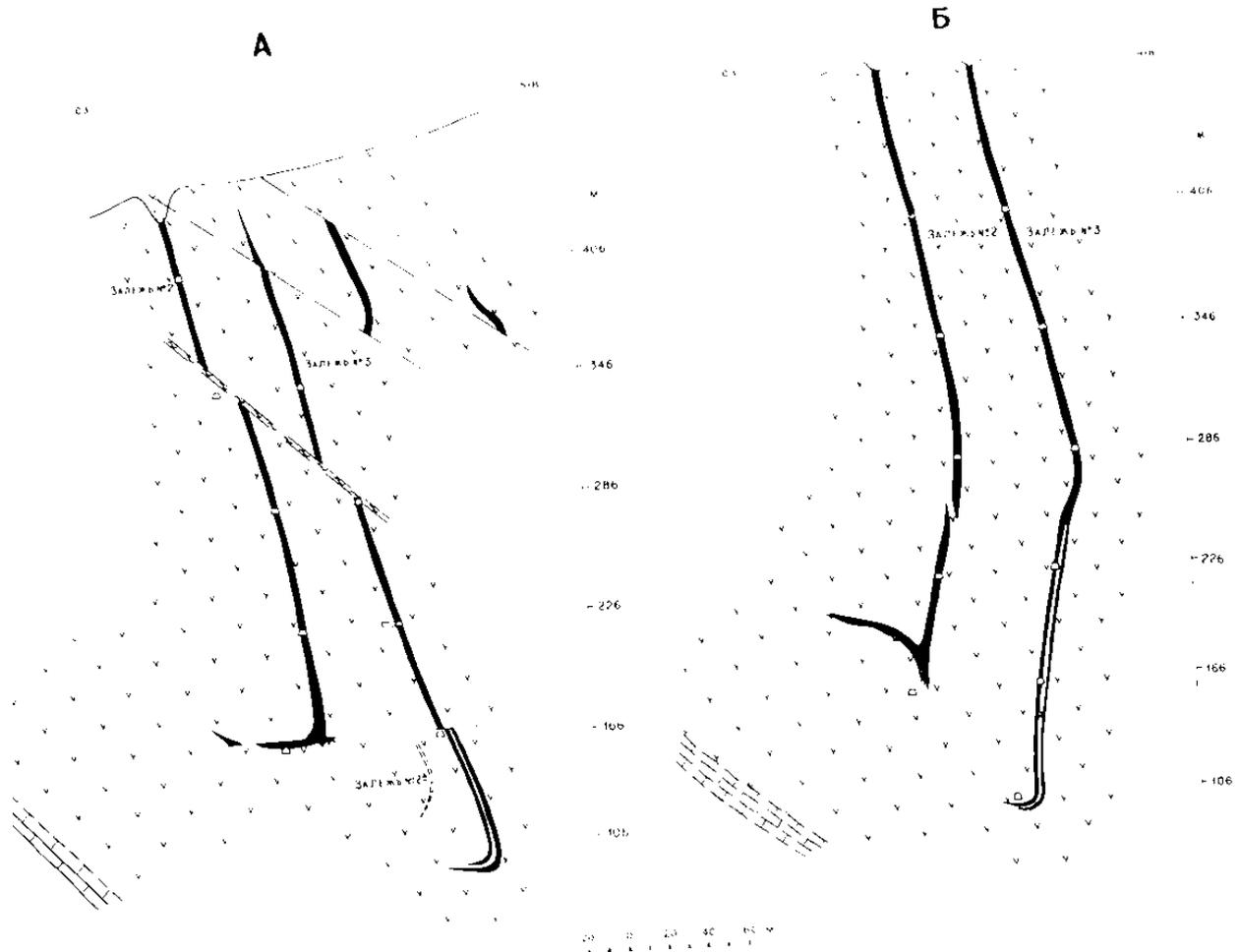


Рис. 6. Геологические разрезы залежей ильменит-титаномагнетитовых руд Кусинского месторождения в габбро-амфиболитах, внизу слева карбонатные породы саткинской свиты нижнего рифея (по данным Златоустовского рудоуправления)

Образование месторождений происходило в условиях активизированной платформы в позднем протерозое. При последующей герцинской складчатости залежи приобрели

дит и уменьшение концентрации элемента-примеси (Русаков и др., 1998). В геологических терминах последнее явление называется фациальной зональностью.

Фациальная зональность проявляется в распределении элементов-примесей, какими являются титан и ванадий. В обеих субпараллельных рудных залежах с увеличением глубины, т.е. по мере приближения к линиям их выклинивания, происходит закономерное уменьшение содержания TiO_2 и увеличение $-V_2O_5$. В среднем соответственно от 13,04 и 0,63% на горизонте 406 м до 12,22 и 0,69% на горизонте 106 м (рис. 8). Еще более отчетливо геохимическая зональность проявляется в изменении величины отношения содержаний титана к содержаниям ванадия (Ti/V), которое можно считать индикаторным для исследования зональности залежей титаномагнетитовых руд (Ибламинов, 1988). Величина этого отношения закономерно уменьшается с глубиной от 20,4 до 17,9. Содержание главного полезного элемента – железа, как это видно и на проекции (см. рис. 7), увеличивается к центру залежи и уменьшается к краям.

Наряду с фациальной на месторождении существует отчетливо выраженная стадийная зональность, обусловленная последовательной кристаллизацией рудных залежей в магматической камере. Так, залежь № 3, располагающаяся в нижней части стратифицированных магматитов и, очевидно, формировавшаяся раньше, отличается от вышележащей залежи № 2 пониженным содержанием железа, титана (12,28 и 12,90%) и ванадия, а также значениями мощности.

При сравнении строения геохимических полей субпараллельных залежей в пределах месторождения устанавливается их плановое соответствие, т.е. конкордантность. Оценки коэффициентов парной корреляции составляют +0,5 – +0,7. Согласованность геохимических полей залежей видна и на рис. 8. Это свидетельствует об устойчивости физико-химических условий в магматической камере в период их формирования и еще раз подчеркивает их сингенетичное образование с расслоенными интрузивами. Следует отметить ещё одну важную деталь: залежь с большей мощностью характеризуется и более высоким качеством руд.

Среди общих минералогических черт месторождения выделяется устойчивость минерального состава руд. Важно подчеркнуть присутствие в месторождении в качестве нерудного минерала хлорита. Магнетит характеризуется искаженной морфологией октаэдрических кристаллов, что может свидетельствовать о влиянии метаморфизма на руды. Ильменит имеет пластинчатую форму (рис. 9). Тонкие детали поверхности минералов были изучены методом одноступенчатых платиноугольных реплик образцов, протравленных концентрированной соляной кислотой в течение 30 сек (рис. 10). В руде присутствуют ильмениты без включений и с включениями гематита в виде пластинчатых структур распада (рис. 11).

По данным микрозондовых исследований (Ибламинов и др., 1987), магнетит и ильменит отличаются высокой чистотой, что увязывается с наложением процессов метаморфизма (Штейнберг и др., 1959). Составы магнетитов обеих залежей практически

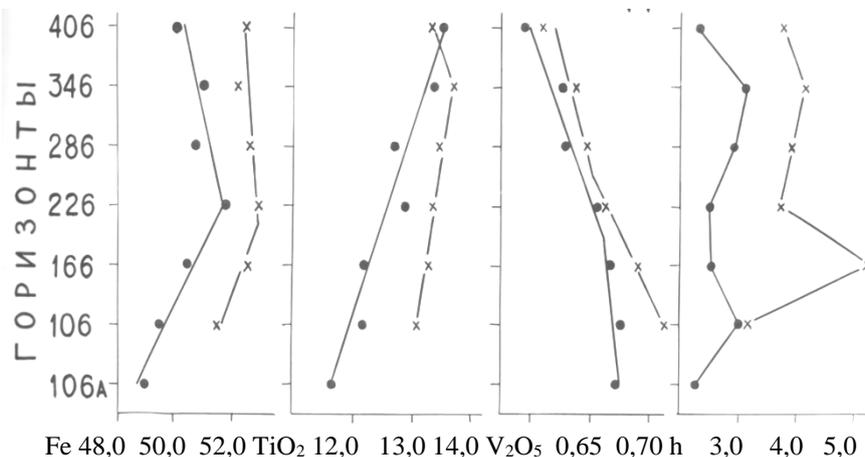


Рис. 8. Фациальная (вертикальная) и стадийная (между рудными телами) зональность Кусинского месторождения по изменению средних содержания компонентов (%) на горизонтах, изменение мощности (h, м); рудные залежи: № 2 – линия с крестиками, № 3 – линия с точками

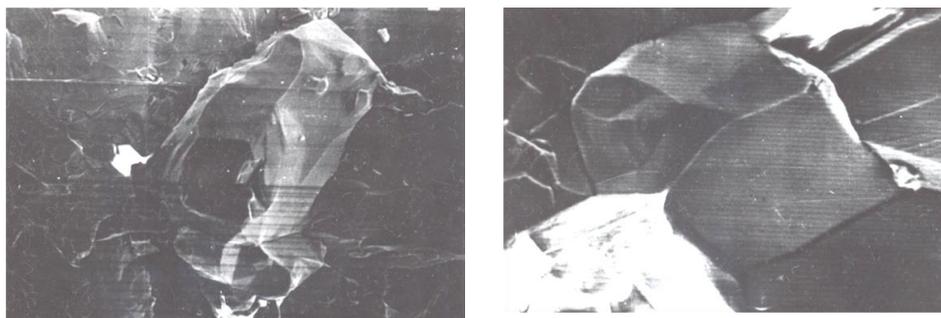


Рис. 9. Магнетит из массивных руд Кусинского месторождения: слева – при увеличении 350; справа – 1000, видны пластинки ильменита, светлое – хлорит. Изображение во вторичных электронах

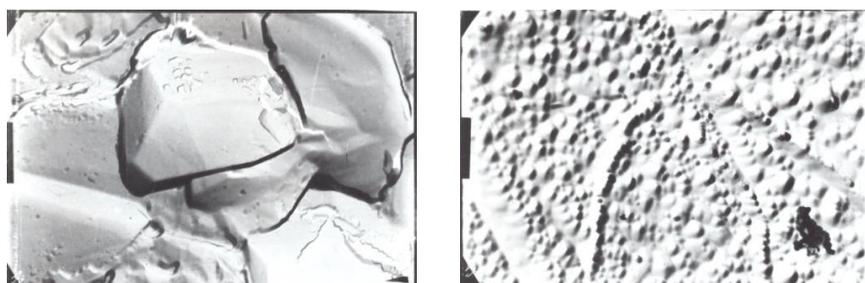


Рис. 10. Морфология октаэдрического магнетита и пластинчатого ильменита при увеличении 16500 (слева), октаэдрические фигуры травления поверхности зерна магнетита при увеличении 13500 (справа). Залежь № 2 Кусинского месторождения

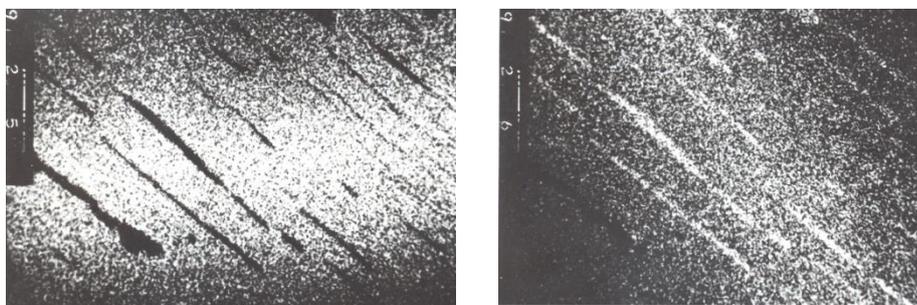


Рис. 11. Ильменит с включениями гематита (обр. 2). Изображение в рентгеновских лучах Ti K_α (слева) и Fe K_α (справа). Залежь № 2 Кусинского месторождения, увеличение 300

Таблица 5. Составы магнетитов Кусинского месторождения

Залежь	Оксиды, мас. %								
	Al ₂ O ₃	TiO ₂	MnO	MgO	FeO	Fe ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	сумма	FeO об.
№ 2	0,51	0,22	0,00	0,08	30,44	65,47	0,76	97,48	95,91
№ 3	0,37	0,21	0,00	0,00	30,44	64,95	1,27	97,24	95,39
	Миалы, мол. %								
	Магнетит FeFe ₂ O ₄	Герцинит FeAl ₂ O ₄	Хромит FeCr ₂ O ₄	Ульвошпинель Fe ₂ TiO ₄	Якобсит MnFe ₂ O ₄	Магнезиоферрит MgFe ₂ O ₄			
№ 2	97,5	0,7	0,8	0,6	0,0	0,4			
№ 3	97,7	0,5	1,2	0,6	0,0	0,0			

Таблица 6. Составы ильменитов Кусинского месторождения

Залежь	Оксиды, мас. %								
	Al ₂ O ₃	TiO ₂	MnO	MgO	FeO	Fe ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Сумма	FeO общее
№ 2, обр. 1	0,00	48,73	0,78	1,32	40,69	7,63	0,00	98,84	48,01
№ 2, обр. 2	0,00	51,15	0,69	1,05	43,44	1,62	0,07	98,02	45,06
№ 3	0,04	51,07	0,67	1,04	43,40	3,85	0,02	100,09	47,25
	Миалы, мол. %								
	Ильменит FeTiO ₃	Гейкилит MgTiO ₃	Пирофанит MnTiO ₃	Гематит Fe ₂ O ₃	Корунд Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃			
№ 2, обр. 1	85,7	4,9	1,7	7,7	0,0	0,0			
№ 2, обр. 2	92,8	4,0	1,5	1,7	0,0	0,0			
№ 3	90,7	3,9	1,4	4,0	0,0	0,0			

Таблица 7. Состав гематита из структуры распада в ильмените (см. рис. 4.9)

Залежь	Оксиды, мас. %					
	Al ₂ O ₃	TiO ₂	FeO	Fe ₂ O ₃	Сумма	FeO общее
№ 2, обр. 2	0,18	1,21	0,00	95,83	97,22	95,83
	Миналы, мол. %					
	Гематит Fe ₂ O ₃		Ильменит FeTiO ₃		Корунд Al ₂ O ₃	
№ 2, обр. 2	97,6		2,3		0,1	

одинаковы, а составы ильменитов несколько отличаются, но близки друг к другу. В обоих минералах, особенно в магнетите, отмечается повышенное содержание хрома. Таким образом, оказывается, что не только руда в целом, но и её минералы обогащены хромом (табл. 5, 6). Гематит, выделившийся в виде пластинчатой структуры распада в ильмените (см. рис. 11), отличается присутствием значимых количеств титана (табл. 7).

Залежи сплошных руд месторождения полностью отработаны. Описанные выше особенности Кусинского месторождения могут быть учтены при проектировании эксплуатации остальных месторождений Кусинско-Копанской группы.

4.5. Месторождения России, планируемые к разработке

Среди месторождений Кусинско-Копанской группы подготавливается к эксплуатации *Медведевское* с содержанием TiO₂ в рудах 7%. Оно характеризуется линзообразными телами вкрапленных руд с редкими маломощными жилообразными шлирами сплошных. Медведевский массив длиной около 12 км имеет северо-восточное простирание и падает на юго-восток под углом 40–70°. Ширина массива в южной части 1,5 км, в северной – 200 м. На западе массив контактирует с карбонатными породами саткинской свиты нижнего рифея. Висячем боку его перекрывают граниты и гранитогнейсы Губенской интрузии. Южная часть массива сложена амфибол-соссюритовым полосчатым габбро с пластами анортозитов, телами пегматоидного габбро, горнблендитов, пироксенитов, амфиболсодержащего двупироксенового габбро (рис. 12) и габбро-норитов. Возраст массива (1379±8 млн лет) оценён по цирконам из анортозитов рассло-

енной серии и соответствует нижнему рифею (RF₁). Рудоносные габброиды пересекаются дайками гранитоидов с конкордантным возрастом цирконов в одной из них 1353 ± 16 млн лет (Холоднов, Шагалов, 2012; Холоднов и др., 2016).

Руды вкрапленные. В лежащем боку Западной рудной зоны залегают преимущественно титаномагнетитовые, а в висячем – существенно ильменитовые руды. Восточная рудная зона, расположенная вблизи восточного контакта месторождения и массива, почти целиком сложена вкрапленными ильменитовыми рудами. Среди пород здесь интенсивно развиты лейкогаббро и анортозиты. Маломощные пластообразные залежи сплошных титаномагнетитовых руд встречаются преимущественно в составе западной рудной зоны. Ильменит содержит включения гематита и низкотитанистого магнетита в виде структур распада. В нём повышено содержание MgO (до 0,60 мас.%) и понижено – MnO (0,80–1,0) при содержании FeO 48–51. Состав магнетита в структуре распада ильменита: FeO – 90,8, TiO₂ – 2,78, MnO – 0,04, V₂O₅ – 0,48. В рудном двупироксеновом габбро титанистый магнетит, как и богатый магнием ильменит, начинал кристаллизоваться одновременно с клинопироксеном и роговой обманкой, часто образуя в них включения со структурами распада (рис. 12, Г, Д, Е).

Крупные обособленные зерна ильменита ассоциируют с высокотитанистым титаномагнетитом ранней генерации (с содержанием TiO₂ до 10–13 мас.%), который в свою очередь содержит включения капельного и ламельного ильменита. Самая поздняя генерация ильменита в рудном двупироксеновом габбро также, как и в рудном габбро ритмично-расслоенной серии, связана с распадом раннего высокотитанистого титаномаг-

нетита. Начальная температура формирования густо вкрапленного титаномагнетит-

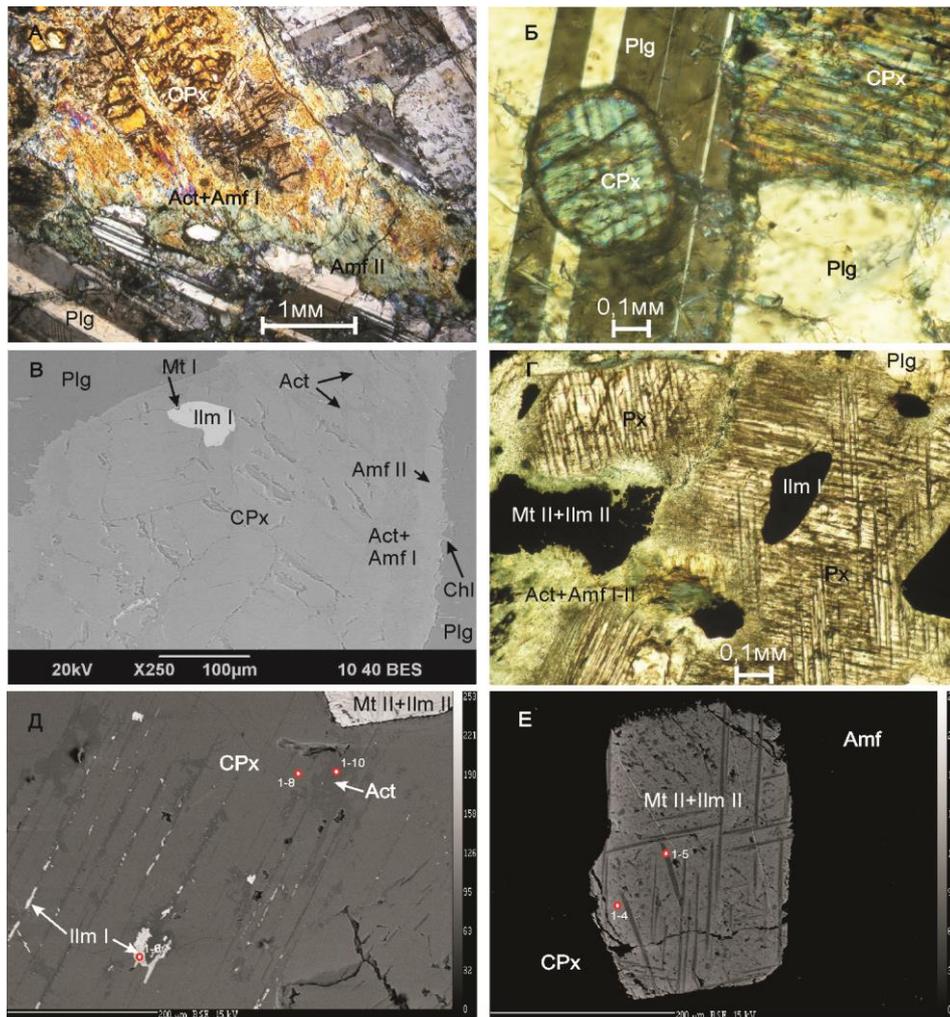


Рис. 12. Фото- и изображения в обратно-рассеянных электронах взаимоотношений пороодо- и рудообразующих минералов в дуо-пироксеновом габбро Медвежьего месторождения (Холоднов и др., 2016): А – ортопироксен (OPx) с каймами амфибола (Amf), лейкогаббро; Б – округлое включение клинопироксена (CPx) в плагиоклазе (Plg); В – клинопироксен с включениями ильменита (Ilm) и магнетита (Mt) ранних генераций, который частично замещается низкоглиноземистым амфиболом-актинолитом (Act + Amf) и обрастает каймами высокоглиноземистого и железистого амфибола, в свою очередь обрастающего хлоритом (Chl); Г – рудные минералы нескольких генераций, некоторые с каймами позднего высокоглиноземистого амфибола; Д – низкоглиноземистый амфибол (Act) в частично уралитизированном клинопироксене, с выделениями позднего вторичного ильменита и низкотитанистого магнетита (MtII + IlmII); Е – зерно титаномагнетита II генерации с ламелями ильменита в структурах распада

ильменитового оруденения близка к 1000° С. Распад твердых растворов в рудных минералах (титаномагнетите и ильмените) происходил при снижении температуры до 500–600° С.

В России наряду с уральскими подготавливаются к эксплуатации месторождения в Амурской области (Большой Сэйим, Куранахское) и Забайкальском крае (Кручининское). Первые два месторождения входят в

состав Каларского рудного района, приуроченного к громадному анортозитовому массиву докембрия. Оруденение концентрируется в краевой части массива среди габброидов, норитов, пироксенитов. Рудные зоны длиной 900 – 1000 м при мощности 150 – 400 м имеют ритмичное строение, проявляющееся в чередовании богатых руд в габбро-норитах, пироксенитах и бедных – в лейкогаббро и анортозитах. Руды имеют титано-

магнетит-ильменитовый и апатит-магнетит-ильменитовый состав. Титанистость руд увеличивается вверх по разрезу. Руды вкрапленной текстуры с содержанием рудных минералов 10–60% (TiO_2 – 5,0–15%), встречаются массивные руды. Ильменит содержит включения гематита и ильменита в виде структур распада (Дробот и др., 1998). Состав руд месторождений близок к составу руд месторождений Кусинско-Копанской группы на Урале.

На западе Мурманской области разведано месторождение Юго-Восточная Гремяха. Оно находится в южной оконечности массива центрального типа Гремяха-Вырмес, имеющего в плане эллипсовидную форму и залегающего среди архейских гнейсов. По А.А. Арзамасцеву и др. (2006), массив полифазный, образовался в результате смешения базитовых и щелочных мантийных расплавов раннепротерозойского возраста (1888±20 млн лет). Руды шпирово-вкрапленной текстуры приурочены к расслоенному комплексу пород семейства габброидов: троктолитам, оливиновым габбро, габбро-норитам и плагиопироксенитам. Ильменит образует самостоятельные зерна и агрегаты, титаномагнетит характеризуется структурой распада твердого раствора ильменита в магнетите. Среднее содержание TiO_2 в рудах – 8,6%, доля в запасах РФ – 8,3%.

4.6. Зарубежные месторождения

За рубежом разрабатываются месторождения в Канаде (Лак-Тио – гематит-ильменитовые руды в габброидах, содержа-

ние TiO_2 30%), на юге Норвегии (Телльнес – гематит-ильменитовые руды в анортозитах докембрия, содержание TiO_2 18%), в Китае в провинции Сычуань (Панчджихуа-Сичан – гигантская группа месторождений ильменит-титаномагнетитовых руд в габброидах, содержание TiO_2 10%). Крупные запасы титаномагнетит-ильменитовых руд сосредоточены в ЮАР в Бушвельдском массиве.

В Бушвельдском расслоённом массиве (ЮАР) представлен полный разрез рудоносной гарцбургит-ортопироксенит-норитовой формации (рис. 13). Присутствуют крупные по площади, но небольшие по мощности пластообразные залежи титаномагнетитовых, хромовых и платиновых руд, расположенные в определённых частях геологического разреза (табл. 8). Титаномагнетитовые руды располагаются в верхней части массива, в его Главной и Верхней зонах среди габброидов.

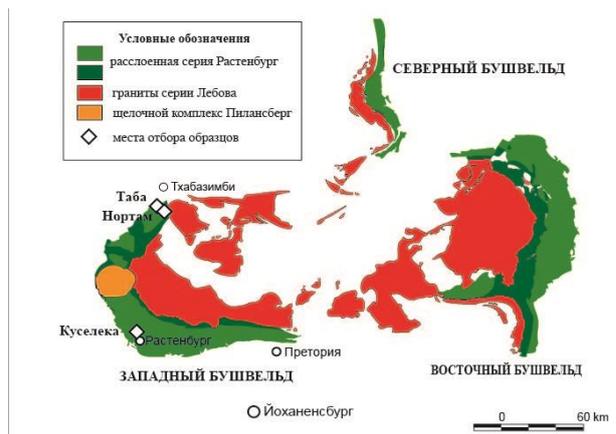


Рис. 13. Геологическая карта Бушвельдского массива (Томина по материалам Sawthorn R. G., 2015)

Таблица 8. Геологический разреза Бушвельдского массива (по данным Уиллемза, 1973)

Зона	Мощность, км	Состав
4. Верхняя	1,9	Ферродиорит
		Габбро, 21 маломощный титаномагнетитовый пласт
		Главный титаномагнетитовый пласт (мощность 2,4 м)
3. Главная	3,0	Норит, габбро-норит и анортозит, 4 титаномагнетитовых пласта
2. Критическая	1,1	Риф Меренского (платина)
		Норит с пироксенитом, анортозитом, хромитит
		Главный хромитовый пласт в пироксенитах (мощность 1,2 м)
1. Базальная	1,3	Чередование пироксенита, норита, перидотита, пласты хромшпинелида
Закалки		Оливиновый норит (гиперит) и включения кварцита

5. Перспективы освоения титаномагнетит-ильменитовых руд

Рассматриваемый геолого-промышленный тип месторождений является комплексным, на него в мире приходится 12% мировой добычи и 7% прогнозных ресурсов железа, 36 и 44 титана, 75 и 55 ванадия (Гос. ..., 2019). Его дальнейшее освоение позволит увеличить минерально-сырьевую базу России. Исследование месторождений с применением современных методов позволит уточнить модель формирования стратиформных месторождений.

Библиографический список

- Авдонин В.В.* Принципы геолого-промышленной типизации рудных месторождений. М.: ЗАО «Геоинформмарк», 1999. 40 с.
- Арзамасцев А.А., Беа Ф., Арзамасцева Л.В. и др.* Протерозойский полифазный массив Гремяха-Вырмес, Кольский п-ов: пример смещения базитовых и щелочных мантийных расплавов // Петрология. 2006. Т. 14. № 4. С. 384–414.
- Белов Н.В., Бокий Г.Б.* Современное состояние кристаллохимии и её ближайшие задачи // I кристаллохим. конференция. М.: Изд. АН СССР, 1954. С. 7–38.
- Булах А.Г., Золотарёв А.А., Кривовичев В.Г.* Структура, изоморфизм, формулы, классификация минералов. СПб.: Изд-во С.-Петербург. ун-та, 2014. 132 с.
- Геология СССР. Т. XII. Ч. I.* Геологическое описание. Кн. 1. М.: Недра, 1969. 706 с.
- Геология СССР. Т. XII. Ч. II.* Полезные ископаемые / ред. К.К. Золоев. М.: Недра, 1973. 632 с.
- Государственный доклад о состоянии и использовании минерально-сырьевых ресурсов Российской Федерации в 2018 году / Министерство природных ресурсов и экологии Российской Федерации. М., 2019. 422 с.*
- Грин Д.Х., Рингвуд А.Э.* Происхождение базальтовых магм // Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968. С. 132–227.
- Дробот Г.Д., Короленко Н.В., Блинов В.А., Епифанов А.Ю.* Титановые месторождения в анортозитах докембрия // Отечественная геология. 1998. № 4. С. 54–58.
- Ибламинов Р.Г.* Геохимическая зональность титаномагнетитовых месторождений Урала // Геология, поиски и разведка рудных и нерудных месторождений полезных ископаемых / Свердлов. горн. ин-т. Свердловск, 1988. С. 101–106.
- Ибламинов Р.Г., Кудрявцева Г.П., Гаранин В.К.* Результаты комплексного исследования минералов руд магматических месторождений Урала // Минералогия и геохимия полезных ископаемых Западного Урала / Перм. гос. ун-т. Пермь, 1987. С. 90–112. Деп. ВИНТИ № 4275-В87.
- Крейтер В.М.* Поиски и разведки полезных ископаемых. М.; Л.: Госгеолиздат, 1940. 790 с.
- Летников Ф.А.* Синергетика геологических систем. Новосибирск: Наука, 1992. 230 с.
- Методические рекомендации по применению Классификации запасов месторождений и прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых. Выпуски по рудным полезным ископаемым. М., 2007.*
- Некрасов И.Я.* Геохимия, минералогия и генезис золоторудных месторождений / под ред. Н.П. Лаверова. М.: Наука, 1991. 302 с.
- Пасконов В.М., Полежаев В.И., Чудов Л.А.* Численное моделирование процессов тепло- и массообмена. М.: Наука, 1984. 288 с.
- Русаков С.В., Шкарапута А.П., Щипанов А.А.* Исследование процессов тепло-массообмена бинарной смеси с учетом эффекта термодиффузии // Тр. 2-й Российской национальной конференции по теплообмену. Т. 3. Свободная конвекция. М.: Изд-во МЭИ, 1998. С. 132–135.
- Томилина Е.М., Ибламинов Р.Г.* Минералогическое петрографическое исследование рудника Таба, Западный Бушвельд (ЮАР) // Вестник Пермского университета. Геология. 2021б. Т. 20. № 2. С. 160–171.
- Тугаринов А.И.* Общая геохимия. Краткий курс: учеб. пособие для вузов. М.: Атомиздат, 1973. 288 с.
- Уиллемз Дж.* Геология Бушвельдского комплекса – крупнейшего месторождения магматических рудных месторождений мира // Магматические рудные месторождения. М.: Недра, 1973. С. 7–25.
- Ферсман А.Е.* Пегматиты. 3-е изд. Т. 1. Гранитные пегматиты. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1940. 712 с.
- Фон-дер-Флаасс Г.С., Никулин В.И.* Атлас структур рудных полей железорудных месторождений. Иркутск: Изд-во Иркут. ун-та, 2000. 192 с.
- Холоднов В.В., Шагалов Е.С.* Верхний и нижний возрастные рубежи среднерифейских рудноносных (Ti-Fe-V) интрузий Кусинско-Копанского комплекса на Ю. Урале: U-Pb дати-

рование цирконов Медведевского месторождения // ДАН. 2012. 446(4). С. 432–437.

Холоднов В.В., Шагалов Е.С., Бочарникова Т.Д., Коновалова Е.В. Состав и стадийность формирования ильменитового и титаномагнетитового оруденения в двупироксеновом габбро Медведевского месторождения (Ю. Урал): роль режима летучих компонентов (галогены и вода) // Литосфера. 2016. № 2. С. 48–69.

Штейнберг Д.С., Кравцова Л.И., Варлаков А.С. Основные черты геологического строения Кусинской габбровой интрузии и залегающих в ней рудных месторождений // Тр. Горно-геологического ин-та УФ АН СССР. 1959. Вып. 40. С. 13–40.

Ярошевский А.А. Геохимия земной коры // Российская геологическая энциклопедия: в трёх томах. Т. 1. М.; СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2010. С. 374–375.

Ярошевский А.А. Кларки химических элементов верхней части континентальной коры (гранитно-метаморфической оболочки). Средние со-

держания (г/т) химических элементов в главных типах магматических пород // Справочник по геохимическим поискам полезных ископаемых / А.П. Соловов, А.Я. Архипов, В.А. Бугров и др. М.: Недра, 1990. С. 12–13.

Bowen N.L. The evolution of the Igneous Rocks. Princeton, NJ: Princeton University Press, 1928.

Cawthorn R.G. The Bushveld Complex, South Africa. In: Charlier B., Namur O., Latypov R. & Tegner C. (ed.) Layered Intrusions. New York, Springer Geology, 2015. P. 517–588.

Iblaminov R.G. Genetic Systematics of Mineral Deposits as Theoretical Basis of Mining Projects // SGEM GeoConference. 2020a. Albena, Bulgaria. P.103–109. DOI: 10.5593/SGEM2020-august(1.1), pp. 103–109.

Li Chusi, Ripley Edvard M. and Naldrett Antony J. A new genetic model for the giant Ni-Cu-PGE sulfide deposits associated with the Siberian flood basalts // Econ. Geol. 2009. Vol. 104. № 2. P. 185–203.

Geological and Industrial Types of Deposits. Titanomagnetite-Ilmenite Type

R.G. Iblaminov

Perm State University 15 Bukireva Str., Perm 614990, Russia E-mail: riaminov@psu.ru

The identification of geological and industrial types of mineral deposits has an important theoretical and applied significance for their prospecting, resource evaluation and development. This problem has transformed into an independent branch of mineral science. It is shown by the example of the titanomagnetite-ilmenite type of deposits in stratified intrusions, where the main useful elements are the triad Fe, Ti and V. The geochemical, mineralogical, minerogenic, structural, and material aspects of this type are considered. The Kusinskoye field, studied in detail during 30 years of mining, is taken as a base. Based on the analysis of the structure and zonal changes of the material composition, its formation in a single magmatic chamber during crystallization differentiation is proved. Prospects for the development of similar deposits in the world are noted.

Keywords: deposits of iron; titanium; vanadium; structure; composition; conditions of formation.

Reference

Avdonin V.V. 1999. Printsipy geologopromyshlennoy tipizatsii rudnykh mestorozhdeniy [Principles of geological and industrial typification of ore deposits]. Moskva, ZAO Geoinformmark, p. 40. (in Russian)

Arzamastsev A.A., Bea F., Arzamastseva L.V. et al. 2006. Proterozoyskiy polifaznyy massiv Gremyakh-Vyrmes, Kolskiy p-ov: primer smesheniya bazitovykh i shchelochnykh mantiynykh rasplavov [Proterozoic polyphase Gremyakh-Vyrmes massif, Kola peninsula: an example of mixed basite and alkaline mantle melts]. Petrologiya. 14(4):384–414. (in Russian)

Belov N.V. Bokiy G.B. 1954. Sovremennoe sostoyanie kristalloghimii i eyo blizhayshie zadachi

[The current state of crystal chemistry and its closest tasks]. In: I kristalloghim. konf. Moskva, Izd. AN SSSR, pp. 7–38. (in Russian)

Bulakh A.G., Zolotaryov A.A., Krivovichev V.G. 2014. Struktura, izomorfizm, formuly, klassifikatsiya mineralov [Structure, isomorphism, formulas, classification of minerals]. SPb.: Izd-vo S.-Peterburg. univ., p. 132. (in Russian)

Geologiya SSSR. T.XII. Ch.I. Geologicheskoe opisaniye [Geology of USSR. T.XII. Ch. I. Geological description]. Moskva, Nedra, 1969, p. 706. (in Russian)

Geologiya SSSR. T.XII. CH.II. Poleznye iskopaemye [Geology of USSR. T.XII. Ch. II. Minerals]. K.K. Zoloev Ed.. Moskva, Nedra, 1973. p. 632. (in Russian)

- Gosudarstvennyy doklad o sostoyanii i ispol'zovanii mineralno-syrevykh resursov Rossiyskoy Federatsii v 2018 godu* [State report on the state and use of mineral resources of the Russian Federation in 2018]. Ministerstvo prirodnikh resursov i ekologii Rossiyskoy Federatsii. Moskva, 2019. p. 422. (in Russian)
- Grin D.H., Ringvud A.E.* 1968. Proiskhozhdenie bazaltovykh magm [The origin of basalt magmas]. Petrologiya verkhney mantii. Moskva, Mir, p. 132–227. (in Russian)
- Drobot G.D., Korolenko N.V., Blinov V.A., Epifanov A.Yu.* 1998. Titanovye mestorozhdeniya v anortozitakh dokembriya [Titanium deposits in Precambrian anorthosites]. Otechestvennaya geologiya. 4:54–58. (in Russian)
- Iblaminov R.G.* 1988. Geokhimicheskaya zonalnost titanomagnetitovykh mestorozhdeniy Urala [Geochemical zonation of titanomagnetite deposits of the Urals]. In: Geologiya, poiski i razvedka rudnykh i nerudnykh mestorozhdeniy poleznykh iskopaemykh. Sverdlov. gorn. Inst. Sverdlovsk, p. 101–106. (in Russian)
- Iblaminov R.G., Kudryavtseva G.P., Garanin V.K.* 1987. Rezultaty kompleksnogo issledovaniya mineralov rud magmaticheskikh mestorozhdeniy Urala [Results of a comprehensive study of minerals of ores of magmatic deposits of the Urals]. In: Mineralogiya i geokhimiya poleznykh iskopaemykh Zapadnogo Urala. Perm. gos. univ., Perm, pp. 90–112. (in Russian)
- Kreyter V.M.* 1940. Poiski i razvedka poleznykh iskopaemykh [Prospecting and exploration of minerals]. Moskva-Leningrad, Gosgeolizdat, p. 790. (in Russian)
- Letnikov F.A.* 1992. Sinergetika geologicheskikh sistem [Synergetics of geological systems]. Novosibirsk, Nauka, p. 230. (in Russian)
- Metodicheskie rekomendatsii po primeneniyu Klassifikatsii zapasov mestorozhdeniy i prognoznnykh resursov tverdyykh poleznykh iskopaemykh* [Methodological recommendations on the application of the Classification of reserves of deposits and forecast resources of solid minerals]. Vypuski po rudnym poleznym iskopaemym. Moskva, 2007. (in Russian)
- Nekrasov I.Ya.* 1991. Geokhimiya, mineralogiya i genezis zolotorudnykh mestorozhdeniy [Geochemistry, mineralogy and genesis of gold deposits]. Ed. N.P. Laverov. Moskva, Nauka, p. 302. (in Russian)
- Paskonov V.M., Polezhaev V.I., Chudov L.A.* 1984. Chislennoe modelirovanie protsessov teplo- i masso-obmena [Numerical modeling of heat and mass exchange processes]. Moskva, Nauka, p. 288. (in Russian)
- Rusakov S.V., Shkaraputa A.P., Shchipanov A.A.* 1998. Issledovanie protsessov teplo-massoperenosa binarnoy smesi s uchetom effekta termodiffuzii [Investigation of the processes of heat and mass transfer of a biological mixture taking into account the effect of thermodiffusion]. In: Tr. 2th Rossiyskoy natsionalnoy konferentsii po teploobmenu. T. 3. Svobodnaya konvektsiya. Moskva, Izd-vo MEI, p. 132–135. (in Russian)
- Tomilina E.M., Iblaminov R.G.* 2021b. Mineralogo-petrograficheskoe issledovanie rudnika Taba, Za-padnyj Bushvel'd (YuAR) [Mineralogical and petrographic study of the Taba mine, Western Bushveld (South Africa)]. Vestnik Permskogo universiteta. Geologiya. 20(2):160–171. (in Russian)
- Tugarinov A.I.* 1973. Obshchaya geokhimiya [General geochemistry]. Moskva, Atomizdat, p. 288. (in Russian)
- Uillemz Dzh.* 1973. Geologiya Bushveldskogo kompleksa – krupneyshego vmestilishcha magmaticheskikh rudnykh mestorozhdeniy mira [Geology of the Bushveld complex – the largest reservoir of magmatic ore deposits in the world]. In: Magmaticheskie rudnye mestorozhdeniya. Moskva, Nedra, pp. 7–25. (in Russian)
- Fersman A.E.* 1940. Pegmatity. T. 1. Granitnye pegmatity [Pegmatites. T.1 Granite pegmatites]. Moskva-Leningrad, Izd. AN SSSR, p. 712. (in Russian)
- Fon-der-Flaass G.S., Nikulin V.I.* 2000. Atlas struktur rudnykh poley zhelezorudnykh mestorozhdeniy [Atlas of structures of ore fields of iron ore deposits]. Irkutsk, Izd. Irkut. univ., p. 192. (in Russian)
- Holodnov V.V., Shagalov E.S.* 2012. Verkhniy i nizhniy vozrastnye rubezhi srednerifeyskiy rudonosnykh (Ti-Fe-V) intruziy Kusinsko-Kopanskogo kompleksa na Yu. Urale: U-Pb datirovanie tsirkonov Medvedevskogo mestorozhdeniya [Upper and lower age boundaries of Middle-Riphean ore-bearing (Ti-Fe-V) intrusions of the Kusinsko-Kopansky complex on South Urals: U-Pb dating of zircons of the Medvedevskoye deposit]. DAN. 446(4):432–437. (in Russian)
- Holodnov V.V., Shagalov E.S., Bocharnikova T.D., Konovalova E.V.* 2016. Sostav i stadiynost formirovaniya ilmenitovogo i titanomagnetitovogo orudneniya v dvupiroksenovom gabbro Medvedevskogo mestorozhdeniya (Yu. Ural): rol rezhima letuchikh komponentov (galogeny i voda) [Composition and sequence of formation of ilmenite and titanomagnetite mineralization in the two-pyroxene gabbro of the Medvedevskoye deposit (S. Urals): the role of the regime of volatile components (halogens and water)]. Litosfera. 2:48–69. (in Russian)

Shteynberg D.S., Kravtsova L.I., Varlakov A.S. 1959. Osnovnye cherty geologicheskogo stroeniya Kusinskoy gabbrovoy intruzii i zalegayushchikh v ney rudnykh mestorozhdeniy [The main features of the geological structure of the Kusinskaya gabbro intrusion and the ore deposits occurring there]. *In:* Tr. Gorno-geologicheskogo Inst. UF AN SSSR. 40:13–40. (in Russian)

Yaroshevskiy A.A. 2010. Geokhimiya zemnoy kory [Geochemistry of the Earth's crust]. Rossiyskaya geologicheskaya entsiklopediya: v tryokh tomakh. T. I. Moskva – SPb., Izd. VSEGEI, pp. 374–375. (in Russian)

Yaroshevskiy A.A. 1990. Klarki khimicheskikh elementov verhney chasti kontinentalnoy kory (granitno-metamorficheskoy obolochki) [Clarks of chemical elements of the upper part of the continental crust (granite-metamorphic shell)]. *In:* Spravochnik

po geokhimicheskim poiskam poleznykh iskopaemykh. *Eds.* A.P. Solovov, A.YA. Arhipov, V.A. Bugrov et al. Moskva, Nedra, pp. 12–13. (In Russian)

Bowen N.L. 1928. The evolution of the Igneous Rocks. Princeton, NJ: Princeton University Press.

Cawthorn R.G. 2015. The Bushveld Complex, South Africa. *In:* Charlier B., Namur O, Latypov R. & Tegner C. (Eds.) Layered Intrusions. New York, Springer Geology, pp. 517-588.

Iblaminov R.G. 2020a. Genetic Systematics of Mineral Deposits as Theoretical Basis of Mining Projects. SGEM GeoConference. Albene, Bulgaria. pp.103–109. doi: 10.5593/SGEM2020-august(1.1)

Li Chusi, Ripley E.M., Naldrett A.J. 2009. A new genetic model for the giant Ni-Cu-PGE sulfide deposits associated with the Siberian flood basalts. *Econ. Geol.* 104(2):185–203.