

СХЕМА ОКСИДНОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ С УЧАСТИЕМ СЕРНОГО ПЕРЕХВАТА ДЛЯ КРУПНЫХ ТЕЛ ГАББРОИДНОГО СОСТАВА НА ПРИМЕРЕ БУШВЕЛЬДСКОГО ИНТРУЗИВА

А.И. Малышев

Существующее подразделение магматических месторождений на раннемагматические, ликвационные и позднемагматические с точки зрения концепции серного перехвата [Малышев, 2004] исчерпывающе соответствует трем различным вариантам соотношения температуры начала конденсации серы (T_k) и температуры преимущественной раскristаллизации (T_p) пород интрузива в области рудообразования:

1. Вариант $T_k > T_p$. Сброс серы и массовое сульфидообразование происходят в присутствии достаточных количеств силикатного расплава, делающих возможным протекание процессов гравитационной дифференциации и, в том числе, осаждения образующегося рудного расплава. Этот случай соответствует образованию раннемагматических рудных концентраций.

2. Вариант $T_k \approx T_p$. Образование рудного расплава происходит в условиях, когда его осаждение под воздействием гравитации уже невозможно (силикатный расплав или практически отсутствует, или его вязкость слишком велика), но внутри интрузива под воздействием напряжений еще не начали формироваться разрыв-

ные нарушения и ослабленные зоны, по которым стало бы возможным перемещение остаточных флюидов. Этот случай в общепринятом подразделении соответствует образованию ликвационных рудных концентраций.

3. Вариант $T_k < T_p$. Образование рудного расплава происходит уже после того, как интрузив в зоне рудообразования переходит в состояние преимущественной раскristаллизации его пород. Здесь основные объемы рудного расплава образуются в пределах разрывных нарушений и ослабленных зон, по которым происходит преимущественная миграция летучих. Случай позднемагматических рудных концентраций.

В рамках раннемагматического рудообразования в качестве примера рассмотрим схему формирования стратиформных оксидных руд Бушвельдского интрузива. В соответствии с данными [Уиллемз, 1973б] будем исходить из следующих положений. Мощность интрузива — 10 км. Ради определенности примем мощность перекрывающей толщи вмещающих пород 5 км, т.е. рассматриваемая часть интрузива в момент формирования находится на глубинах 5–15 км.

Будем считать, что вероятный уровень флюидного давления пятикратно превышает литостатический эквивалент, что обеспечивает активное перемещение флюидных потоков как в пределах интрузива, так и их выход во вмещающие породы. Это предположение согласуется с данными [Наумов и др., 1997] о в среднем пятикратном превышении флюидного давления по сравнению с литостатическим эквивалентом на месторождении Колар. Также будем считать, что максимальный потенциал серы в исходном магматическом расплаве соответствует среднему уровню для ультраосновных пород [Малышев, 2004] и составляет 4.6% от общего давления флюида. На рис. 1А показана диаграмма и разрез интрузива в этом исходном состоянии.

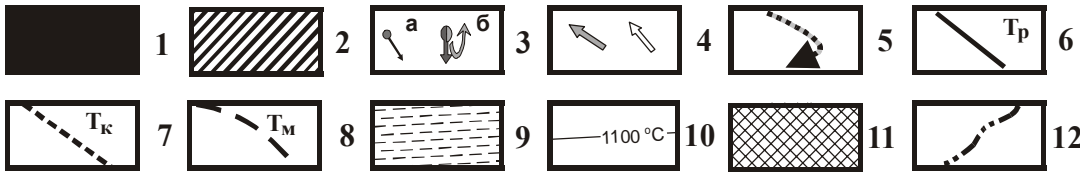
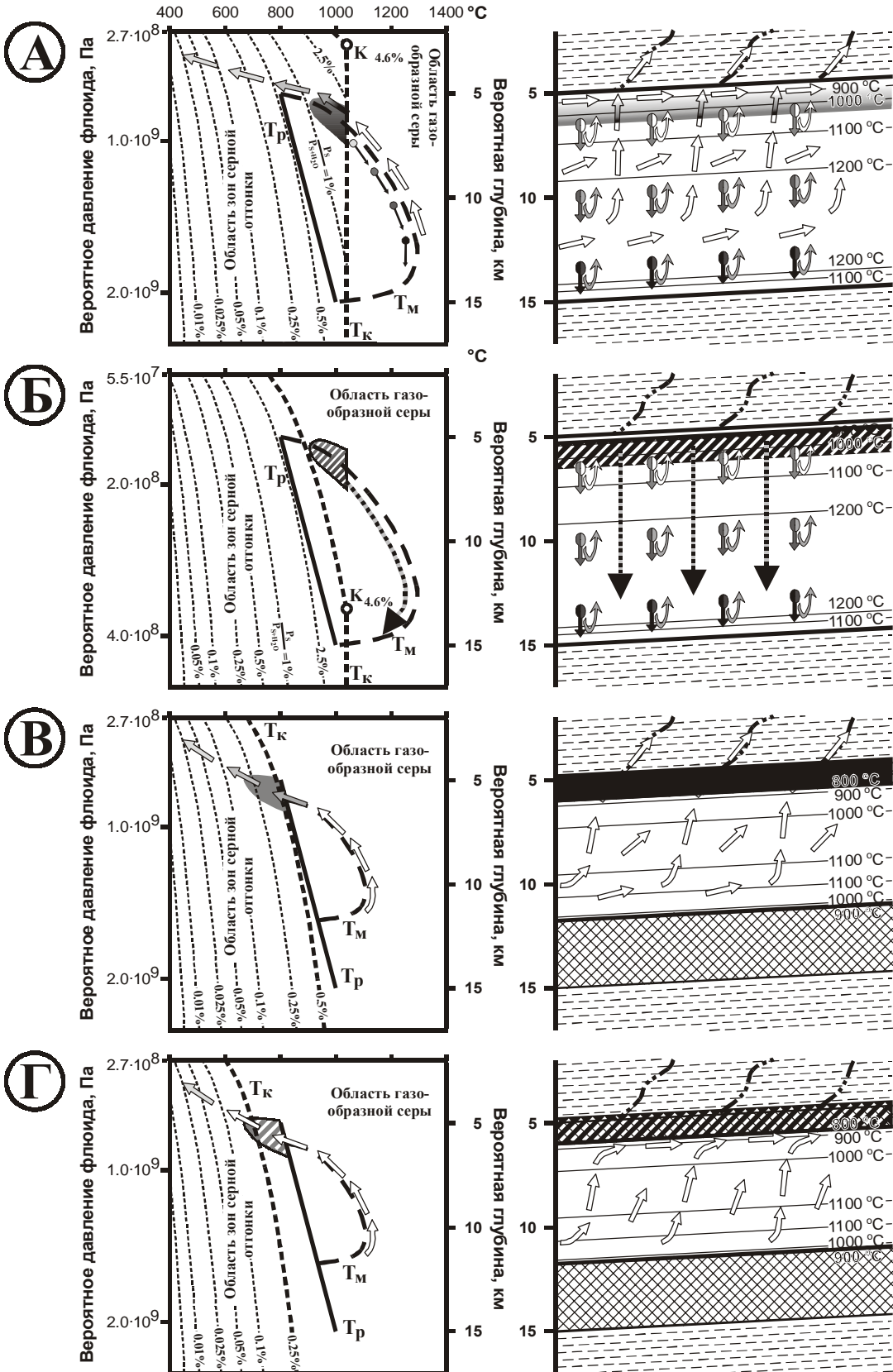
На этой диаграмме температурный профиль (**Тр**) преимущественной раскristализации пород построим исходя из предположения, что интрузив оказывается в состоянии преимущественной раскristализации при 1000°C для нижней ультраосновной части разреза и 800°C для верхней габброидной. Температурный профиль магматического расплава (**Тм**) принят исходя из тех соображений, что в кровле и подошве интрузива он должен непосредственно смыкаться с профилем преимущественной раскristализации, т.к. здесь образуются зоны закаленных пород. Максимальные температуры магматического расплава значения не имеют. Важно то, что они заведомо и существенно превышают температуры начала конденсации серы (**Тк**), критическая температура которой составляет 1040°C. Ради определенности на диаграмме рис. 1А профиль **Тм** ограничивается предельным значением температуры магматического расплава 1300°C. Последним соображением, которое учтено при построении этого профиля, является его обязательная вертикальная асимметрия. Это обусловлено более высоким теплоотводом с кровли интрузива по сравнению с его подошвой.

Из диаграммы рис. 1А следует, что в исходном состоянии интрузива профиль температур начала конденсации серы практически соответствует линии ее критической температуры. Выделяющиеся из расплава магматогенные летучие эволюционируют по температурному профилю **Тм** и при пресечении изотермической поверхности 1040°C оказываются в условиях интенсивного сброса серы. Здесь происходит массовый сброс более половины всей серы, транспортируемой флюидом. Поскольку темпе-

ратура массового сброса существенно превышает температуру преимущественной раскristализации пород на данном уровне, то внутри интрузива в его верхних частях образуется постоянная висячая зона серной отгонки и массового сульфидообразования. Постепенный сброс серы с уменьшающейся интенсивностью продолжается и в условиях более низких температур, т.е. в более высоких горизонтах. Поэтому четкой верхней границы зона сброса серы не имеет, постепенно затухая к кровле интрузива.

По мере сульфидизации серного расплава, происходит нарастание его плотности и начинается процесс осаждения. При этом как только обособления серно-сульфидного расплава уходят глубже нижней границы зоны отгонки, так сразу он оказывается в условиях воздействия высокотемпературного апорасплавного метасоматоза. Можно условно выделить три стадии этого процесса. На первой стадии происходит удаление из серно-сульфидного расплава остаточной серы, которая улетучивается и возвращается в зону отгонки. Остаточный расплав становится чисто сульфидным. На второй стадии начинается собственно апорасплавный метасоматоз сульфидных соединений. Сера частично замещается на кислород из состава высокотемпературных паров воды и в составе летучих соединений удаляется из расплава. Частично меняется комплекс рудообразующих металлов. Поскольку метасоматоз обусловлен погружением во все более высокотемпературные области, то возрастает вероятность, что образующиеся оксидные соединения также выделяются в расплавленном состоянии, образуя вместе с остаточными сульфидами сульфидно-оксидный расплав. На третьей стадии завершается удаление серы из состава рудного расплава, и по мере концентрации оксидных соединений происходит кристаллизация минералов шпинелевой группы (в данном случае хромитов). На разрезе рис. 1А эти стадии условно показаны изменением заливки условных обозначений осаждающегося рудного расплава. В конечном счете образованные в ходе апорасплавного метасоматоза и осажденные хромиты образуют выдержанный стратиформный горизонт у дна магматической камеры.

Повторяемость подобных горизонтов тесно связана с автоколебательным режимом формирования магматических тел. Природа автоколебаний в магматическом процессе и их полицикличность были автором рассмотрены ра-



РУДООБРАЗОВАНИЕ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ, МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Возможная схема формирования стратифицированных рудных месторождений Бушвельдского интрузива.

1 — зоны образования сульфидного расплава; 2 — апорасплавный метасоматоз с переводом сульфидных соединений в оксидные; 3 — осаждение сульфидного расплава с его одновременным метасоматозом соответственно на диаграмме (а) и разрезе (б); 4 — трассы движения магмогенных флюидов (плотность заливки соответствует интенсивности сульфидообразования); 5 — осаждение и метасоматоз всей зоны сульфидообразования в целом; 6 — профиль температуры (**Тр**) преимущественной раскristаллизации пород интрузива; 7 — профиль температуры (**Тк**) начала конденсации паров серы; 8 — профиль температуры (**Тм**) магмы в пределах интрузива; 9 — вмещающие породы; 10 — изотермы магматического расплава; 11 — породы интрузива в состоянии преимущественной раскristаллизации; 12 — предполагаемые нарушения в кровле интрузива, по которым происходит отвод летучих.

нее [Мальшев, 2000]. Возникновение автоколебаний определяется возможностью циклического сброса летучих за пределы магматического тела. Это определяет полициклическую изменчивость внутриматического давления. В свою очередь циклическая изменчивость внутриматического давления оказывает влияние на процессы формирования интрузивов, и в том числе — на процессы кристаллизации.

В рамках нашего анализа из всего перечисленного имеет значение лишь тот факт, что флюидное давление в интрузиве может существенно варьировать относительно своего среднего уровня, в качестве которого мы приняли пятикратный литостатический эквивалент. Кратковременные повышения флюидного давления влияют на зоны сброса серы лишь постольку, поскольку вызывают более интенсивный сброс серы и сульфидообразование на изотерме критической температуре. Например, если давление флюида здесь десятикратно превысит свой литостатический эквивалент, то на нижней границе зоны отгонки будет сброшена уже не половина, а три четверти от всего флюидного потенциала серы, т.е. распределение сброса серы и последующего сульфидообразования в разрезе зоны становится более контрастным.

Эта ситуация сброса давления до его литостатического уровня иллюстрируется на рис. 1Б. В этом случае, во-первых, температурный профиль **Тк** резко смещается из своего первоначального положения к кровле интрузива. Во-вторых, флюидная активность в интрузиве резко падает и зона отгонки серы в новом положении практически не формируется. Старая же зона отгонки оказывается сразу в неравновесных условиях и попадает под воздействие про-

цессов апорасплавного метасоматоза. Избыток серного конденсата возгоняется и рассредоточивается в магматическом расплаве в составе летучих соединений, тогда как остаточный рудный расплав под воздействием силы тяжести осаждается на дно магматической камеры, одновременно подвергаясь метасоматозу.

Повторное нарастание давления вновь приводит к возникновению на старом месте новой зоны образования рудного расплава, а последующий рост ведет ко все более концентрированному и массовому сбросу серы с сопутствующим интенсивным сульфидообразованием. Тем самым повторяется ситуация, изображенная рис. 1А. Новый сброс давления опять приводит к ситуации рис. 1А. Тем самым автоколебательный режим формирования отражается в прерывистости рудообразующего процесса и далее в перемежаемости рудных и безрудных осадков на дне магматической камеры. Следует отметить, что изменения флюидного давления по законам гидравлики оказывают глобальное воздействие в пределах всего интрузива. Поэтому возобновление или прекращение рудообразования в висячих зонах серной отгонки происходит практически одновременно по всей площади интрузива. Отсюда следует выдержанность чередования рудных хромитовых и безрудных слоев, наблюдающаяся в Бушвельдском интрузиве на огромных расстояниях

По мере завершения кристаллизации нижней ультраосновной части массива ситуация несколько меняется. Здесь начинает сказываться тот двойной эффект прогрессирующего снижения парциального давления паров серы, который уже был рассмотрен выше для случая печенгских титаномagnetитов. Следует подчеркнуть, что речь идет именно об относительных,

а не об абсолютных значениях содержания серы. Речь идет о повышенной обводненности флюида, выделяющегося на этой стадии, что и вызывает снижение относительного давления паров серы в составе флюида.

Сами абсолютные содержания флюидной серы меняются незначительно. Перейдя в состав сульфидов в зоне образования рудного расплава, она в процессах апорасплавного метасоматоза вновь полностью освобождается и опять переходит в состав флюида, а затем вновь конденсируется в зоне отгонки и опять вступает в реакции с образованием рудного расплава. Благодаря подобному рециклингу одно и тоже сравнительно небольшое количество флюидной серы может принять участие в образовании достаточно больших объемов оксидных руд.

Тем не менее, происходящее снижение относительного давления паров серы приводит к тому, что зона отгонки и сульфидообразования все больше начинает приближаться к линии преимущественной раскристаллизации пород интрузива, и, соответственно, к потолку магматической камеры (рис. 1В). Осаждение образующегося рудного расплава в этом случае практически не происходит. Этому препятствуют малое количество и сравнительно высокая вязкость магматического расплава вблизи линии преимущественной раскристаллизации (профиль **Тр**). Осаждение может блокироваться и всплывающими и накапливающимися в вязкой прикровельной области кристаллическими фазами (например плагиоклазом). Медленное оседание сульфидных концентраций в вязком силикатном расплаве приводит к тому, что процесс их апорасплавного метасоматоза завершится задолго до того, как они успеют удалиться от зоны первичного рудообразования на сколько-либо значительное расстояние. Образующиеся оксидные соединения в условиях сравнительно низких температур (согласно нашей диаграммы на рис. 1В — порядка 800°C) выделяются заведомо в твердом состоянии, в зависимости от условий, создавая скрытно или явно кристаллические структуры. В результате на месте легкоплавкого и мобильного сульфидного расплава формируется жесткий каркас оксидной рудной минерализации.

Если сульфидный расплав сам по себе является прекрасным флюидопроводником, то висячий горизонт рудных оксидов оказывается серьезным препятствием на пути перемещающихся флюидов (рис. 1Г). В результате у подо-

швы рудных оксидных горизонтов скапливаются повышенные концентрации магматогенных летучих. Естественным следствием этого является “ржавая” поверхность нижних контактов, столь характерная для титаномагнетитовых слоев Бушвельда, а также повсеместные следы гидротермальных изменений, наиболее характерные для анортозитов, залегающих непосредственно под магнетитовыми пластами [Уиллемз, 1973а].

По сути на поздних стадиях развития интрузива происходило как бы впаивание зоны рудообразования в близкие к раскристаллизации породы потолка магматической камеры. Как и на начальных стадиях, прерывистость протекания рудообразующего процесса полностью контролировалась автоколебательной изменчивостью флюидного давления. Однако выдержанность верхних рудных горизонтов на обширных площадях интрузива обусловлена не столько осаждением рудных концентраций (которое из-за вязкости расплава было незначительным), сколько приуроченностью рудообразования к положению в пределах интрузива определенных изотермических поверхностей.

Завершая рассмотрение моделей образования стратиформных рудных горизонтов Бушвельда, следует отметить, что в принципе нельзя исключить и возможность частично синхронного образования верхних и нижних рудных горизонтов. Нижняя часть зоны серного перехвата может осаждаться, тогда как верхняя часть — оставаться в висячем положении и впаиваться в уже раскристаллизованные породы. Важно лишь подчеркнуть общую тенденцию, согласно которой висячая зона сульфидообразования все больше прижимается к потолку магматической камеры, поэтому соотношение осажденных и висячих руд должно с течением времени измениться в пользу последних.

Работа выполнена при поддержке исследований по программе №2 ОНЗ РАН

Список литературы

- Мальшиев А.И.* Особенности физико-химических свойств серы и их значение для эндогенного рудообразования // Литосфера. 2004. № 2. С. 94-107.
- Мальшиев А.И.* Жизнь вулкана. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. 262 с.
- Наумов В.Б., Коваленко В.И., Дорофеева В.А.* Магматические летучие и их участие в формирова-

РУДООБРАЗОВАНИЕ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ,
МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

нии рудообразующих флюидов // Геология рудных месторождений. 1997. Т. 39. № 6. С. 520-529.

Уиллемз Дж. Ванадистые магнетитовые руды Бушвельдского комплекса // Магматические рудные месторождения. М.: Недра, 1973а. С.129-150.

Уиллемз Дж. Геология Бушвельдского комплекса — крупнейшего вместилища магматических рудных месторождений мира // Магматические рудные месторождения. М.: Недра, 1973б. С. 7-26.