

# АВТОНОМИЯ И САМООРГАНИЗАЦИЯ ПРОЦЕССА ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СКАРНОВО-МАГНЕТИТОВЫХ РУД

А.Л. Кулаковский  
Институт физики Земли РАН  
akulakovskij@mail.ru

Обобщение материалов по практически всем известным месторождениям скарново-магнетитовых руд показало, что процесс формирования месторождений (т.е. концентрации аномально большой массы руд) характеризуется следующими основными особенностями:

- относительной автономностью - независимостью от большинства параметров геологической среды обычно рассматриваемых в качестве «рудоконтролирующих» факторов;
- постоянством своей организации - закономерной сменой однотипных по содержанию стадий этого процесса (вне зависимости от места и времени проявления рудогенеза);
- устойчивым сочетанием условий, необходимых для «запуска» данного процесса.

\* \* \*

1. Месторождения скарново-магнетитовых руд распространены очень широко и известны на всех континентах, за исключением Антарктиды; столь же широко проявлено их формирование во времени – от раннего докембрия (Алдан, Украина) до плейстоцена (Армения). Перечень рудоконтролирующих факторов для оруденения рассматриваемого типа обычно включает состав и формационную принадлежность рудовмещающих пород, наличие и состав «активных интрузий», тектонический (структурный) контроль локализации месторождений, а также региональную геодинамическую обстановку формирования рудных объектов. Как правило, набор используемых исследователями рудоконтролирующих факторов зависит от района исследований - с привлечением материалов по железорудным объектам, находящимся в иной геологической ситуации, т.е. с наращиванием объема выборки, можно обнаружить, что роль того или иного рудоконтролирующего фактора становится все менее определенной.

Формационный облик и состав рудовмещающих комплексов. В свое время отечественные геологи, рассматривая такие крупные железорудные провинции СССР как Урал, Тургай и Алтае-Саянскую область с их месторождениями преимущественно в толщах метавулканитов основного-среднего состава, предполагали генетическую связь рудообразования с базитовым вулканизмом. Но в других регионах месторождения руд данного семейства локализованы в совершенно иных по формационной принадлежности комплексах: вулканитах кислого (лептиты Средней Швеции) или субщелочного (Аджаро-Триалетия) состава, существенно терригенных (Сан-Бернардино, США), карбонатно-терригенных (Атансор, Казахстан), карбонатных (Кептен, США), терригенно-вулканогенных (Еравнинская зона в Забайкалье) толщах. Так что, рассматривать формационный облик и состав рудовмещающих комплексов в качестве «рудоконтролирующего» фактора не представляется возможным.

Подобным образом, следует исключить из списка рудоконтролирующих факторов и «активные» интрузии, с которыми традиционно связывают формирование скарново-магнетитовых месторождений. Хотя в большинстве случаев близкие по возрасту к оруденению интрузии на месторождениях присутствуют (но имеются и исключения), состав их может быть самых различным: от кислого до основного и щелочного - нередко различным даже на близрасположенных месторождениях. Например, на о-ве Ванкувер в Канаде состав активных интрузий меняется на месторождениях от габбро (Эмпайр Девелопмент) через диориты (Мери Уиндоу, Нимпкиш, Форд, Черчил) до гранодиоритов (Брайнор, Прескотт). В Тельбесском районе в Горной Шории на месторождениях Тазской группы активные интрузии представлены диоритами, Тельбесской и Темирской групп — гранитами и гранодиоритами, Сухаринской группы — диорит-порфиритами и габбродиоритами.

Весьма широк и спектр геодинамических обстановок, с которыми связано возникновение месторождений рассматриваемого семейства (таблица).

Таблица

Геодинамические обстановки скарново-магнетитового оруденения

Группы	Подгруппы	Типы обстановок	Примеры
Зон конвергенции плит	Конвергенции океанской и континентальной плит	Аккреционная	Британская Колумбия (Канада), Филиппины, Япония
		Субдукционная	Чилийская и Перуанская провинции
	Конвергенции континентальных плит	Микроплитная	Осса-Морено (Испания, Португалия), Сардиния, Чешский массив
		Обдукционная	Таврская зона (Турция), Нага Хиллс (Индия), Западные Альпы (Италия), Бетские Кордильеры (Испания)
		Коллизионная	Чагаи (Пакистан), Хаджи-Алам (Афганистан), Абовян (Армения)
		Пострифтинговая	Странджа (Болгария, Турция), Аджаро-Триалетия (Малый Кавказ)
Зон внутриплитной (отраженной) активизации	Активизации в складчатых областях	Внутренней «каймы» активной окраины	Большой Бассейн (США), Восточный Китай, Алтай, Забайкалье, Бафк (Иран), Мексика
		Пассивной окраины	Пенсильвания (США)
	Активизации на платформах		Ангарская провинция

В целом можно говорить о своего рода «космополитизме» скарново-магнетитового оруденения, в основе которого лежит известная автономия рудообразования – независимость этого процесса от возраста, состава, формационной принадлежности и степени метаморфизма пород рудовмещающего комплекса, от состава активных интрузий, от особенностей структуры дорудного этапа. Перечисленные параметры геологической обстановки, безусловно, влияют на масштаб месторождения, минеральный тип руд, характер рудолокализирующих структур, но не ответственны за сам факт появления месторождения.

2. Определенные закономерности процесса формирования месторождений руд данного типа можно обнаружить при анализе структуры. Точнее следует говорить об общих закономерностях структурно-вещественной эволюции эпохи рудообразования, поскольку сами по себе структуры месторождений весьма разнообразны, представляя собой интегральную картину структурообразования как дорудного, так и рудного этапа (не говоря уж об искажении этой картины в результате пострудных деформаций).

При всем разнообразии геодинамических режимов рудогенеза и иных вышеупомянутых параметров геологической среды «сценарий» формирования месторождений (структурно-вещественная эволюция эпохи рудообразования) практически всегда и везде однотипный и обусловлен особой деформационной обстановкой – сдвиговой в региональном масштабе, с локальными участками транспрессии/транстензии. В рамках этого сценария ясно различимы две, принципиально отличные, стадии:

- ранняя – формирование в режиме транспрессии структуры будущего рудного объекта (месторождения, узла, поля и т.п.), в отсутствие магмо-флюидной деятельности и, по всей видимости, в относительно малоглубинной обстановке (т.е. связь глубинной и малоглубинной зон отсутствует);
- поздняя – инверсия деформационного режима от локальной транспрессии к локальному же дилатансионному растяжению, объединение глубинной и малоглубинной зон в общую систему, магмо-флюидная деятельность (включая оруденение).

На ранней стадии в ходе сдвиговой деформации интенсивное структурообразование локализовано в «узлах», расположенных у изгибов плоскости сместителя крупных сдвигов. Такие изгибы, как правило, характеризуются обратным знаком смещения относительно направления

смещения по главным сдвигам (т.е. представляют собой т.н. «изгибы упора»). Эволюция изгиба упора, после его зарождения, зависит, в первую очередь, от угла оси сжатия с плоскостью сдвига: изгиб упора должен расти при величине этого угла менее  $45^{\circ}$ , и тем больше расти, чем меньше этот угол (Platt, 1983). Структурообразование в «узлах» у изгибов упора протекает по мере роста изгибов (возрастания угла смыкающего крыла изгиба с плоскостью сместителя «Главного» сдвига) и затухает с прекращением этого роста – по достижению максимально возможной для данных условий (в первую очередь – в зависимости от угла между осью регионального сжатия с плоскостью сместителя) величины угла изгиба. По имеющимся данным угол оси сжатия с плоскостью сместителя на скарново-магнетитовых месторождениях обычно находится в пределах  $5 - 25^{\circ}$ , и, соответственно, максимальный угол изгиба упора составляет порядка  $40 - 60^{\circ}$ . У смыкающих крыльев растущих изгибов упора угол между осью сжатия и плоскостями расслоенности пород возрастает, в результате чего эти участки характеризуются обстановкой локального сжатия, т.е. транспрессии, чем, в частности, и объясняются широко проявленные на скарново-магнетитовых месторождениях процессы выдавливания (и по латерали и вверх) тектонодиапиров пластичных карбонатных пород и серпентинитов.

Структурообразование на ранней стадии, по всей видимости, ограничено малоглубинной зоной. Об этом свидетельствует нередкое на скарново-магнетитовых месторождениях «вырождение» с глубиной рудоконтролирующих структур ранней стадии: затухание синформных конических складок (Таежное месторождение на Алдане, Таятское в Восточном Саяне, Ма Он Шань в Гонконге), исчезновение флексурных перегибов (Темиртау в Горной Шории, Ягуки в Японии), выколаживание и выклинивание рудоконтролирующих зон катаклаза (Ларап на Филиппинах). Практически везде с глубиной быстро выклиниваются и выжатые тела пластичных пород. Одновременно с вырождением на глубину структур ранней стадии затухает и магнетитовое оруденение. И если на этом основании рассматривать нижнюю кромку рудных тел как границу распространения зоны транспрессивного по своей природе структурообразования ранней стадии на глубину, то по геологическим и геофизическим данным эта граница крайне редко (месторождения Таежное, Таштагольское, Абаканское, Тейское в России, Эль-Ромераль в Чили и некоторые другие) опускается более чем на  $1 - 1,5$  км от современной эрозионной поверхности.

С прекращением роста изгибов упора и структурообразования в локальных участках транспрессии (в малоглубинной зоне) сдвиговые напряжения в «узлах» реализуются в форме дилатансионного растяжения (разуплотнения). На такого рода деформационную обстановку указывают и большие объемы возникающих на поздней стадии интрузивных и интрузивоподобных (метасоматических) пород, а также собственно метасоматитов и руд, и данные по микроструктурной ориентировке минералов и петрофизическим свойствам (Кулаковский, 1991, 2005) этих пород. С этой инверсией деформационного режима связано возникновение и разрастание на глубину «столба» разуплотненных пород и начало магмо-флюидной деятельности поздней стадии. Нередко магмо-флюидная деятельность и рудогенез проявлены в «пульсирующем» режиме, с чередованием эпизодов магматизма, метасоматоза, оруденения и деформации (по преимуществу, разрывов, закрытых эксплозий, менее – локального катакластического и пластического течения). Примечательно, что инверсия деформационного режима и следующее за этим объединение глубинной и малоглубинной зон в общую систему даже на соседних рудных объектах может происходить асинхронно. Так, для упомянутого выше Тельбесского района возраст «активных» интрузий поздней стадии эпохи рудообразования в близрасположенных рудных районах различен: поздний ордовик – силур Казского габбродиоритового, силур – Леспромхозного габбро-сиенитового и силур – ранний девон – Тельбесского гранитоидного комплекса.

3. Анализ геодинамических обстановок формирования железорудных провинций различных регионов показал, что при всем разнообразии этих обстановок (таблица) геодинамический режим эпохи рудогенеза в каждом случае имеет две характерные особенности. Наиболее ярко проявлена пространственная и временная связь рудогенеза с косоориентированной кон-

вергенцией литосферных плит – генератором сдвиговой деформации по зонам региональных разломов, контролирующей локализацию железорудных объектов. При этом, по всей видимости, угол между вектором движения плит и их границей, как правило, весьма невелик, т.е. это – «очень косоориентированная» конвергенция, что и определяет вышеприведенные значения (для рудных районов и месторождений) угла оси сжатия с плоскостью сдвига ( $5 - 25^\circ$ ). Для большей части железорудных провинций мира такие региональные сдвиги расположены в непосредственной близости к зоне конвергенции плит и гораздо реже возникают в ходе «отраженной» активизации внутри плит на значительном удалении от границ последних.

Во многих случаях можно обнаружить и другой, по всей видимости, необходимый для возникновения месторождений, параметр геодинамической обстановки – наличие какого-либо препятствия для реализации этой сдвиговой деформации в форме значительных перемещений блоков. Такого рода препятствиями свободному смещению блоков при сдвиге могут служить: мелкие (плавающие) террейны в зонах субдукции (например, блокирование смещения террейна Врангелии в юре при его аккреции с другим террейном - для железорудной провинции Британской Колумбии и юго-восточной Аляски), поперечные (к направлению смещения) зоны коллизии (как зона коллизии с блоком «Большой Банки», поперечная к движению Иберийской микроплиты в карбоне – для железорудной зоны Осса-Морено в Испании и Португалии), поперечные же разломы, разбивающие зону субдукции на «звенья», отличающиеся по углу и скорости субдукции (мезо-кайнозойская эволюция Чилийской и Перуанской железорудных провинций), а также некоторые особенности конфигурации краев сходящихся плит.

Существование препятствия свободному сдвиговому перемещению блоков может быть относительно скоротечным в сравнении с более продолжительной косоориентированной конвергенцией плит. Но рудогенез относится именно ко времени существования таких препятствий. Так, в ходе третичной косоориентированной конвергенции Евразийской плиты и плиты Филиппинского моря северный блок Филиппин в эоцене свободно перемещался по региональным сдвигам, но «узлы» деформации и, соответственно, железорудные месторождения не возникали; зарождение таких узлов и их последующая трансформация в рудные узлы относится к миоцену, с появлением на пути смещающегося блока препятствий в виде террейнов Палаван, Панай и Миндоро. Точно так же, не возникали «узлы» деформации и месторождения в ходе палеозойского смещения к северу террейна Южных Китаками в Японии - не возникали вплоть до появления (в мезозое) препятствий смещению в виде террейнов Абукума и Северный Китаками. Условия «беспрепятственного» сдвигового смещения могут восстанавливаться после эпохи рудогенеза, как это отмечено в Кордильерах, где для мелового и третичного времени зафиксированы сдвиги очень большой амплитуды, но железорудные месторождения этого возраста (мел-палеоген) практически не известны.

Таким образом, «пусковым механизмом» процесса формирования скарново-магнетитовых месторождений можно рассматривать специфическую региональную деформационную обстановку - режим обусловленного косоориентированной конвергенцией сдвига при наличии препятствий свободному перемещению блоков. Будучи «запущенным», этот, с элементами самоорганизации, процесс далее развивается в значительной степени автономно.

#### *Список литературы*

*Кулаковский А.Л. Деформационная обстановка формирования месторождений скарново-магнетитовых руд. М., Недра, 1991, 175с*

*Кулаковский А.Л. Деформационный режим как рудоконтролирующий фактор // Геофизические исследования, РАН, Ин-т физики Земли, 2005, вып. 3, сс. 97-115*

*Platt J.P. Progressive refolding in ductile shear zones // J. Struct. Geol., 1983, Vol.5, N.6, p.87-95..*