

О ДВУХ РЯДАХ ЗОЛОТОРУДНЫХ ФОРМАЦИЙ И НЕКОТОРЫХ ОСОБЕННОСТЯХ ОТНОШЕНИЯ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ К МАГМАТИЗМУ

П. Ф. ИВАНКИН, К. Р. РАБИНОВИЧ (СНИИГГИМС)

В настоящее время, по-видимому, имеются основания говорить о трех рядах золоторудных формаций, разделяемых по типу продуктивных магм; гипербазитовом, базальтоидном и гранитоидном. Золотоносность медно-никелевых, хромитовых и платиновых месторождений, генетически связанных с гипербазитовыми магмами, авторами не изучалась и в настоящем сообщении не рассматривается.

Особенности базальтоидного ряда золотоносных рудных формаций могут быть рассмотрены на материалах Рудного Алтая, где эти формации представлены весьма полно; среди них имеются скарно-высоко-, средне- и низкотемпературные гидротермальные. Решительно преобладают сульфидные месторождения, причем, все из них в той или иной мере золотоносны. Главная масса цветных металлов была отложена в самом конце герцинского тектоно-магматического цикла, причем месторождения этого позднего этапа формировались в условиях глубин от приповерхностных до 4—6 км и при разных температурах минерализующей среды. Рудные залежи на всех детально разведанных рудных полях парагенетически связаны с комплексом малых интрузий кварцевых порфиров, альбитофиров, порфиритов и диабазов. Главные рудные поля разведаны до глубин 600—1000 м. Учитывая смену минерализации на глубину на рудных полях, а также разные глубины их формирования, удастся подметить определенную смену типов рудных формаций по глубине и изменение степени их золотоносности в интервале глубин от приповерхностных до 5—6 км.

Причины резко различного по своим масштабам накопления цветных металлов и сопутствующих золота и серебра в формациях разного типа во многом зависят от того, в каких условиях и как происходило отделение постмагматических растворов от материнских магм на разных этапах развития Рудного Алтая. Рассмотрению этих причин была посвящена специальная работа [6].

Присутствие золота в разновозрастных пространственно рассредоточенных многочисленных формациях свидетельствует об общей высокой потенциальной золотоносности щелочноземельных (базальтоидных) магм, проявлявшихся на Рудном Алтае от эйфеля до конца верхнего палеозоя включительно. Анализ тектоно-магматических связей показал, что эти магмы, в отличие от гранитных магм соседних регионов, имели глубинный источник и первичный состав, вероятно, близкий к андезиту-дациту [5]. Основным фактором концентраций золота и серебра (как и цветных металлов) в определенных продуктах этих магм является их глу-

бинная дифференциация, по-видимому, весьма длительная, неоднократно прерывавшаяся актами вторжения дифференциатов в верхнюю зону коры [7]. О глубинной дифференциации свидетельствуют комагматические отношения всех рудно-алтайских комплексов, имеющих, как правило, многофазное внутреннее строение при устойчивом поведении фаз на глубину. Особенно продуктивны на цветные металлы и золото те комплексы, которые представлены полярными по составу дифференциатами — основными и кислыми, до ультракислых, щелочноземельными породами. Такова специфика металлогении золота в таком типичном «фемическом» районе, как Рудный Алтай. В общей форме эти выводы, по-видимому, приложимы к «зеленокаменному синклинорию» Урала, к золото-полиметаллическим поясам Казахстана и к «внутренней зоне» Тихоокеанского пояса С. С. Смирнова. Парагенетическими спутниками золота базальтоидных магм являются серебро, сурьма, кадмий, селен, теллур и главные халькофилы.

Новейшие исследования, по-видимому, подтверждают представления, высказанные П. Н. Кропоткиным, Ф. Н. Шаховым и другими о том, что первоисточником золота в гранитоидных плутонах являются вмещающие отложения повышенной основности [9, 12]. Специальные исследования, выполненные нами в Южном Алтае, показали, что продуктивными на золото оказались те части гранитоидного пояса, которые возникли при значительной железо-магнезиальной контаминации магм; районы с алюмосиликатной ассимиляцией этого же пояса не являются золоторудными [11]. В последнее время, на основе определения кларков золота, эти давно замеченные геологические связи получают углубленную геохимическую интерпретацию в работах Ю. Г. Щербакова [13].

Весьма важным являются вопросы о месте, времени и формах отделения золота от гранитоидных плутонов, обуславливающие известное многообразие формационных типов золоторудных месторождений этого ряда.

Прежде всего, имеются многочисленные данные о том, что золото способно отделяться от гранитоидных магм на разных глубинах. Общеизвестны случаи связи золотой минерализации с древними гранито-гнейсовыми комплексами. По некоторым данным, золото иногда концентрируется в зонах гранитизации и тогда ассоциирует с альбитом, полевым шпатом, апатитом, турмалином, мусковитом, рутилом [4]. Широко распространены золотоносные кварцевые и кварц-полевошпатовые жилы, связанные с аплит-пегматитами и пегматоидными гранитами, что позволило А. Я. Булытникову [3] выделить особую группу золотых месторождений. Особенно же многочисленны золоторудные проявления в гипабиссальной зоне, где оруденение локализуется как в апикальных частях и контактах гранодиоритовых, диоритовых и иных плутонов, так и вдали от них в виде скарновых, различных гидротермальных кварцево-жильных и штокверковых формаций, отличающихся по минеральным ассоциациям, температурам образования, стадийным отношениям, количеству и характеру жильных интрузий и многим другим признакам. Имеющиеся классификации золоторудных формаций [2, 3, 10], учитывающие эти признаки, отражают большое многообразие формационных типов золоторудных месторождений.

Многообразие это едва ли можно понять, если исходить из предположения о каком-то однотипном отношении золота к материнским гранитоидным породам. Оно скорее подсказывает нам мысль о различных способах образования золотоносных растворов. Однако вопрос этот исследован пока недостаточно и потому заслуживает внимания.

Обычные критерии, учитывающие пространственно-структурные отношения оруденения к магматическому телу, минеральные ассоциации, время оруденения относительно термального метаморфизма и появ-

ления жильных интрузий позволяют устанавливать общую связь оруденения и магматизма. Однако мы, как правило, не имеем ясного представления о конкретных формах этой связи, т. е. о том, из каких частей этого магматического тела, в силу каких причин и в какой форме отделялись золотоносные флюиды, сформировавшие данное месторождение. Помимо известных трудностей, связанных с тем, что судить о процессе приходится по его продуктам, можно указать на трудности другого рода: они вызываются схематизмом наших представлений о морфологии тех минерализованных объемов горных пород частей геологических структур, которые принято называть рудными полями. Некоторое углубление наших знаний в этой области, как показывает опыт, может быть получено при морфогенетическом изучении золоторудных полей. Рассматривая рудное поле петрологически как специфическую часть магматической системы (плутона, комплекса) и формируя о нем определенные трехмерные представления до максимально разведанных глубин, мы получаем возможность проследить, как меняется соотношение постмагматического и магматического процессов не только во времени, но и в пространстве. Сравнительное исследование подобного рода золоторудных полей разного формационного типа, во-первых, вскрывает важные их структурно-морфологические закономерности, в частности, позволяет выявить характерные типы фигур рудных полей с их особым отношением к магматическим плутонам и, во-вторых, дает новые фактические основания для суждения о вероятных масштабах перемещения золотоносных флюидов от места их отделения к месту разгрузки.

Работы по морфологическому изучению собственно золоторудных полей начаты нами 3—4 года назад и потому сделано пока сравнительно немного. Опираясь на эти недостаточные для полной систематики явлений данные, можно выделить среди изучавшихся следующие группы золоторудных полей:

I. Бескорневые или ореольные поля:

а) связанные с акмолитовыми гранитными плутонами в зонах смятия;

б) связанные с апикальными частями гипабиссальных штоков диоритов и гранодиоритов.

II. Рудные поля с внутриинтрузивными корнями в диоритовых массивах и в пестрых по составу плутонах:

а) мелкокорневые поля;

б) глубококорневые поля.

III. Рудные поля с глубинными корнями без видимой связи с крупными плутонами до глубины 1—1,5 км.

Рассмотрим некоторые примеры полей этих типов.

I. В зонах смятия в области выклинивания гранитных акмолитовых тел в чехлах кристаллических сланцев и мигматитов нередко встречаются золотоносные кварцевые и кварц-полевошпатовые жилы. Такие жилы могут давать постепенные переходы в аплиты, микрограниты, пегматиты. Золотоносные кремнистые растворы в данном случае отделялись еще в магматическую стадию и, локализуясь на фронте акмолита, не испытывали значительной миграции. Наиболее вероятным механизмом отделения золотоносного кварца в данном случае, вероятно, надо считать ликвацию. Рассеянные обособления существенно кремнистого флюида могут накопиться в силу большей подвижности на фронте акмолита и сформировать систему незакономерно расположенных гнезд и мелких жил или быть выжатым в виде протяженных тел инъекционного характера. В зоне гибридных пород такой кварц кристаллизуется вслед за твердением диоритовых и габброидных частей плутона и потому попадает в виде ксенолитов в последующие более кислые гранитные инъ-

екции. Газовая дистилляция на уровне становления золотоносных акмолитов, по-видимому, незначительна.

Однако в гипабиссальной зоне роль дистилляции в выносе золота из магмы становится существенной. Именно с процессами дистилляции, по-видимому, следует связывать золотоносность некоторых скарновых зон, располагающихся в экзоконтакте магматических тел, и сульфидизированных роговиков вокруг гранитных тел. Минерализация подобного типа может быть развита на значительной площади, но в пространстве она обычно неустойчива и на глубину сравнительно быстро заканчивается. Часто приходится считать, что зоной отделения растворов является поверхность магматического тела, обычно резко усложненная морфологически за счет определенного влияния факторов неоднородности вмещающей среды. Магматические тела, сопровождающиеся дистилляцией и минерализацией ореольного типа, обычно просты по строению, однофазны; расщепленные жильные интрузии, если они проявляются, по возрасту часто оказываются послерудными. Можно считать, что ореольная минерализация вокруг рудоносных плутонов — явление широко распространенное и играющее важную роль, например, при формировании россыпей; однако она редко достигает той интенсивности, при которой формируются собственно золоторудные поля бескорневого типа.

II. Рудные поля с внутриинтрузивными корнями от рассмотренных резко отличаются прежде всего морфологически. Они представляют собой разные типы пучковых систем гидротермальных тел (зон, жил, штоков, залежей) и жильных интрузий, являющихся поздними расщепленными магматическими инъекциями по отношению к материнским плутонам.

В пространстве жильные интрузии и парагенные с ними рудные тела взаимодействуют таким образом, что на высоких срезях они занимают относительно большие ареалы, а на более низких — меньшие; на определенной глубине горизонтальные размеры рудного поля резко уменьшаются; при этом обычно резко уменьшается и количество рудных тел, их мощность и полезная минерализация; напротив, относительное количество жильных интрузий увеличивается. Подобного рода узлы в основании рудных полей, куда по склонению уходят, выклиниваясь, рудные зоны, мы и называем корнями рудных полей. Протяженность таких пучковых систем по склонению варьирует в широких пределах. На примере месторождений Коммунар, Ольховское, Центральное, Желамбет, Бестюбе и некоторых других она может быть оценена от 200—300 м до 1—1,5 км, возможно и более, так как корневые части некоторых протяженных рудных полей остаются недоразведанными. Поэтому в первом приближении рудные поля с внутриинтрузивными корнями целесообразно разделить на мелкокорневые и глубококорневые.

Типичным представителем первых можно считать Коммунарское рудное поле. Жильно-штоковковые месторождения «Северная зона», «Подлунный голец» и Масловское заключены в диоритовых интрузивах и морфологически подобны. Каждое из них представляет собой уплощенную коническую фигуру, причем корневые части их (вершины конических фигур) располагаются на глубинах порядка 200—250 м от современной поверхности. Учитывая разную степень эродированности этих месторождений, полную протяженность их по вертикали можно оценить в 300—400 м, максимальную длину по простиранию в 450—500 м и соответственно ширину — 70—100 м. Корневые части отдельных штоков (месторождений) располагаются внутри диоритовых интрузивов, причем обычно на уровне, где проявляется более поздняя фаза мелкозернистых диоритов. Высокотемпературный характер минерализации, парагенетическая связь золотоносного кварца с амфиболом в

пределах штокверка и отмеченная приуроченность корневых частей к мелкозернистым диоритам позволяют довольно уверенно говорить, что источником золотоносных флюидов являлись именно диориты, скорее всего их мелкозернистые, более глубоко залегающие разности. Дополнительные интрузии березитизированных порфиритов на уровень месторождения проникли из более глубоких частей массива тогда, когда руды были уже сформированы. Дайки эти по падению уходят в корневые части штокверков. Морфологический анализ поля подтверждает ранее высказанные представления А. Я. Булыникова, С. В. Майнагашева, С. С. Ильенка о тесной генетической связи оруденения с диоритовыми интрузиями Коммунара [3, 8]. Судя по текстурам руд, рассмотренные штокверки были сформированы при капиллярно-трещинной инфильтрации растворов в отвердевшем, но еще горячем диорите, так что увлажненные капилляры сопровождалась широкими каймами амфиболитизации. Путь растворов едва ли мог превышать несколько сот метров.

Хорошим примером золоторудных полей с более глубоко расположенными внутриинтрузивными корнями могут служить месторождения Ольховское, Центральное, Желамбет, Бестюбе и другие. Следует указать, что в структурно-морфологическом отношении эти месторождения разнообразны. Однако, если обобщить данные по объемному картированию рудных полей и оперировать не морфологией их выходов на эрозионном срезе или отдельными поперечными сечениями, а трехмерными фигурами рудных полей, то это многообразие упрощается. Упомянутые золоторудные поля представляют собой рудно-магматические пучки конического (иногда пирамидального) типа, обычно наклоненные к горизонту под пологими и средними углами. Они различаются между собой по степени уплощенности фигур, угловым параметрам и глубине залегания корневых частей. Объединяет их также и то, что корневые части всегда располагаются внутри магматических плутонов, которые, очевидно, и следует считать рудогенерирующими. Жильные интрузии, тесно связанные в структурном и возрастном отношении с рудными телами, являются характерными элементами полей и по склонению уходят в корневые их области. Одни рудные поля располагаются целиком в интрузивных плутонах (Центральное, Джетыгаринское, Комсомольское), другие как бы разделяются пополам контактом интрузива (Ольховское), третьи большей своей частью залегают в породах кровли (Берикуль). Учитывая в приведенном ряду специфику состава вмещающих магматических плутонов, нельзя не обратить внимания на определенное тяготение корневых частей рудных полей к сильно гибридизированным породам, приобретающим состав диоритов и даже габбро-диоритов. Подобный состав имеют рудоносные массивы Желамбет и Бестюбе, непосредственно вмещающие рудные штокверки и жилы. Аналогичные взаимоотношения были выше отмечены для Коммунарского поля. На Центральном месторождении по аналогии можно лишь предполагать, что подобные породы будут встречены ниже гранодиорита на глубине в корневой части рудного поля. Косвенно об этом свидетельствуют обильные дайки лампрофиров, а также ксенолиты гибридных диоритов в гранодиоритах. Как известно, на многих золоторудных полях пространственно совмещаются диоритовые породы и гранодиорит-плагиогранитовые, образующие обычно крупные массивы. Остро дискуссионным является вопрос о том, какие из этих пород служили источниками золота. Нам представляется, что морфогенетическое изучение рудных полей, которое включает в себя определение местоположения глубинных их корневых частей, будет способствовать решению вопроса в каждом конкретном случае.

III. Примерами рудных полей с глубинными корнями без видимой связи с крупными плутонами до глубины 1—1,5 км могут служить та-

кие месторождения как Бакырчикское в Казахстане и Березовское на Урале. Проведенный морфологический анализ Бакырчикского рудного поля показал, что генетические отношения даек и руд здесь не меняются на протяжении свыше 1 км по падению рудной зоны. На этом рудном поле надежно доказывается, что магматические инъекции, сформировавшие дайки гранит-порфиров, сиенит-порфиров и диорит-порфиров, по крайней мере на протяжении одного километра проникали в тектоническую зону в виде узких лентовидных тел, расходящихся веерообразно от общего центра. Построения показывают, что корневая часть пучка даек должна располагаться на глубине 2,5—3 км. Аналогичная картина устанавливается в пространственном размещении рудных тел, представленных зонами сульфидизированных сланцев и кварцевыми жилами. Важная особенность состоит в том, что лентовидные по своей форме дайки и рудные тела на продольной проекции образуют единую веерообразную систему, т. е. имеют общую корневую часть. Ближайшие крупные выходы гранитоидных plutонов отстоят от рудного поля на расстоянии нескольких десятков километров. Глубина залегания материнского plutона под рудным полем ориентировочно может быть намечена по уровню предполагаемой корневой части поля на 2 км ниже эрозионного среза.

Специфика этого рудного поля состоит в том, что жильные магматические инъекции и следующие за ними после их консолидации золотоносные флюиды развивались в условиях существенно не менявшегося структурно-тектонического плана и потому сформировалась система параллельных даек и лентовидных рудных тел.

Столь же уникальное Березовское рудное поле на Урале [1] представляет собой пример диаметрально противоположных условий, при которых дайки, испытавшие растрескивание, явились вмещающей средой для кварцевых золотоносных жил лестничного типа. Рудномагматические пучки в обоих случаях, вероятно, имеют близкую природу, хотя и резко различаются по своему внутреннему строению.

Заключение

1. Авторы полагают, что при металлогенических исследованиях складчатых областей следует различать два ряда золоторудных формаций, связанных соответственно с эволюцией базальтоидной и гранитоидной магм. В базальтоидном ряду золото идет в парагенезисе с серебром, сурьмой, селеном, теллуром и главными халькофилами. В гранитоидном ряду серебро, как важный спутник золота, не характерно: здесь иногда золоту в тех или иных количествах сопутствуют вольфрам, молибден, олово. Главная масса золота в базальтоидном ряду заключена в комплексных сульфидных рудах и особенно в тех, которые сформировались в относительно малоглубинных условиях.

Для гранитоидного ряда характерны собственно золоторудные месторождения, в которых золото выступает в качестве главного полезного металла. Цветные металлы, как и само золото в данном случае, по-видимому, являются заимствованными магмой из вмещающих толщ при процессах гранитообразования.

2. Формы связи золота с гранитоидными магматическими породами многообразны и пока мало изучены. Золото, по-видимому, отщепляется как вместе с существенно кремнистыми и другими ликватами от гибридных диоритовых магм, так и в виде газовых дистиллятов, превращающихся при конденсации в гидротермальные растворы. Формы связи минерализации с магматическим источником во многом определяют морфогенетические особенности рудных полей.

3. Золоторудные поля в морфогенетическом отношении разнообразны, причем в первом приближении можно выделить три главные группы: 1) бескорневые или ореольные поля; 2) поля разной протяженности по вертикали с внутриинтрузивными корнями и 3) рудные поля с глубинными корнями, не имеющими видимой связи с крупными плутонами до глубины 2—2,5 км. Размеры рудных полей и экономическая их значимость в общем случае увеличивается в указанной выше последовательности.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бородаевский Н. И. и Бородаевская М. Е. Березовское рудное поле. Металлургиздат, 1947.
2. Бородаевский Н. И. Материалы по методам изучения структур и геологической перспективной оценки месторождений золота. Тр. ЦНИГРИ, вып. 35, 1960.
3. Булытников А. Я. Золоторудные формации и золотоносные провинции Алтае-Саянской горной системы. Тр. Томск. госуниверситета, т. 102, 1948.
4. Васильченко С. Ф. Взаимоотношение золоторудных жил и гранитизированных вмещающих пород на Казаковском месторождении. Автореф. диссерт. на соискание учен. степени канд. геол.-мин. наук, М., 1958.
5. Иванкин П. Ф., Ведерников П. Г. К вопросу о систематике и петрохимии магматических комплексов Юго-Западного Алтая. Тр. АГМНИИ, т. VIII, 1960.
6. Иванкин П. Ф., Иншин П. В., Кузбный В. С. Рудные формации Рудного Алтая. Изд-во АН КазССР, Алма-Ата, 1961.
7. Иванкин П. Ф. Отношение комплексов внутри комагматической серии Рудного Алтая. В сб.: «Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала». Тр. первого Уральск. петрогр. совещ., Свердловск, 1963.
8. Ильенко С. С. Древнейший габбро-диоритовый комплекс восточной части Кузнецкого Алатау. В сб.: «Магматические формации Алтае-Саянской складчатой области». Изд-во «Наука», М., 1965.
9. Кропоткин П. Н. Тектоника, стратиграфия и металлогения Северного Казахстана. Тектоника СССР, т. 1, ч. 1, М., Изд-во АН СССР, 1948.
10. Петровская Н. В. Характер золотоносных минеральных ассоциаций и формаций золотых руд СССР. Мат-лы XXI сессии Международ. конгресса. Докл. советских геологов, Госгеолтехиздат, 1960.
11. Рабинович К. Р. Петролого-металлогенетические особенности области сопряжения полиметаллического и редкометалльного поясов в Южном Алтае. Автореф. диссерт. на соискание учен. степени канд. геол.-мин. наук, Новосибирск, 1965.
12. Шахов Ф. Н. О происхождении гранитных магм и рудных месторождений. В сб.: «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых», Изд-во АН СССР, М., 1960.
13. Щербаков Ю. Г. Корреляционная зависимость рудных комплексов, связанных с гранитоидами, от состава вмещающих их формаций. ДАН СССР, т. 156, № 2, 1964.