

ГЛАВНЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЗОЛОТОРУДНОГО ПОЯСА ХРЕБТА МАЛЫЙ ЦИНЬЛИН (Центральный Китай)

Ли Ючжу, Се Син, Гао Сьюань*, Сюй Вэньши**

Чаньаньский университет, 710054, Сиань, дорога „Яньта“, 126, Китай

** 712-партия Северо-Западного геологического и разведочного управления цветных металлов
Министерства металлургической промышленности, 712000, Сяньян, дорога „Вэйян“, 12, Китай*

*** Китайский геологический университет, 100083, Пекин, дорога „Сююань“, 29, Китай*

Рассмотрены основные тектонические особенности золоторудного пояса хр. Малый Циньлин (Центральный Китай). Золоторудный пояс месторождений метагидротермального жильного типа приурочен к северному обрамлению восточной части Циньлинской широтной структурной зоны. И золоторудные месторождения, и простирание рудных тел в их пределах контролируются антиклинорием Даюепин—Цзиньлобань и его производными структурами. Рудопроводящими являются наиболее крупные вязкосдвиговые разрывные нарушения на флангах антиклинория, ориентированные вдоль его главной оси, и отдельные крупные нарушения на его северном и южном крыльях. Рудоносные структуры представлены хрупковязкими разрывными нарушениями более низких порядков — тектоническими милонитовыми зонами. В становлении антиклинория Даюепин—Цзиньлобань выделяются несколько этапов тектонической активизации (смятие → складкообразование → куполообразование → сдвиг → разрыв → пересдвиг), сопровождавшихся региональными деформациями, динамическим метаморфизмом, мигматизацией и рудообразованием.

Золоторудный пояс, антиклинорий, рудоносные структуры, рудопроводящие структуры, вязко-сдвигающие разрывные нарушения.

MAIN TECTONIC FEATURES OF THE LITTLE QINLING GOLD BELT (Central China)

Li Youzhu, Xie Xing, Gao Siyuan, and Xu Wenshi

We discuss main tectonic features of the Little Qinling gold belt in Central China, located along the northern border of the eastern Qinling E-W tectonic zone, which hosts hydrothermal lode gold deposits. The distribution of deposits and the strike of orebodies are controlled by the Dayueping-Jinluoban anticlinorium and the related faults, namely, large ductile-shear faults on its flanks striking parallel to the uplift axis and some large faults in the north and south. Mineralization is associated with smaller-scale mylonite zones of brittle-ductile deformation. The Dayueping-Jinluoban dome went through several stages of tectonic evolution (compression → folding → doming → strike-slip faulting → extensional faulting → reshearing) accompanied by regional deformation, metamorphism, migmatization and mineralization.

Gold belt, anticlinorium, orebody, ore conduits, ductile-shear faults

ВВЕДЕНИЕ

Золоторудный пояс хребта Малый Циньлин приурочен к северной периферии восточной части широтной Циньлинской структуры и представляет собой рудоносную кварцево-золотоносно-жильную зону метагидротермального типа протяженностью ~70 км в широтном и ~11 км в меридиональном направлениях (в приграничном районе между провинциями Хэнань и Шэньси, рис. 1). В пределах пояса установлены более 1100 кварцево-золотоносных жил, и только 5 % из них подвергались разведке, что делает его одним из самых перспективных объектов добычи золота в Китае на ближайшее время. Изучением золоторудного пояса хр. Малый Циньлин занимались многие исследователи [Ван Сянчжи, 1987; Луань Шивуй, 1991; Гун Тунлунь, 1996; Вэй Хэмин, Дин Хуа, 1999], но и сегодня нет единого мнения о геолого-тектоническом строении и условиях образования рудоносной структуры.

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ

Наибольшим распространением в исследуемом районе пользуются вулканогенно-осадочные отложения нижней и средней частей серии тайхуа архейского возраста, подвергшиеся мезокатаморфизму. Среди них преобладают биотит(амфибол)-плагиоклазовые и амфибол(биотит)-плагиоклазовые гнейсы и плагиоклазовые амфиболиты, иногда с линзами магнетитовых кварцитов, а также прослоями мраморов и кварцитов в низах серии.

Главная рудоконтролирующая структура — это антиклинорий Даюепин—Цзиньлобань, вытянутый в широтном направлении примерно на 70 км и ограничивающий преимущественное распространение

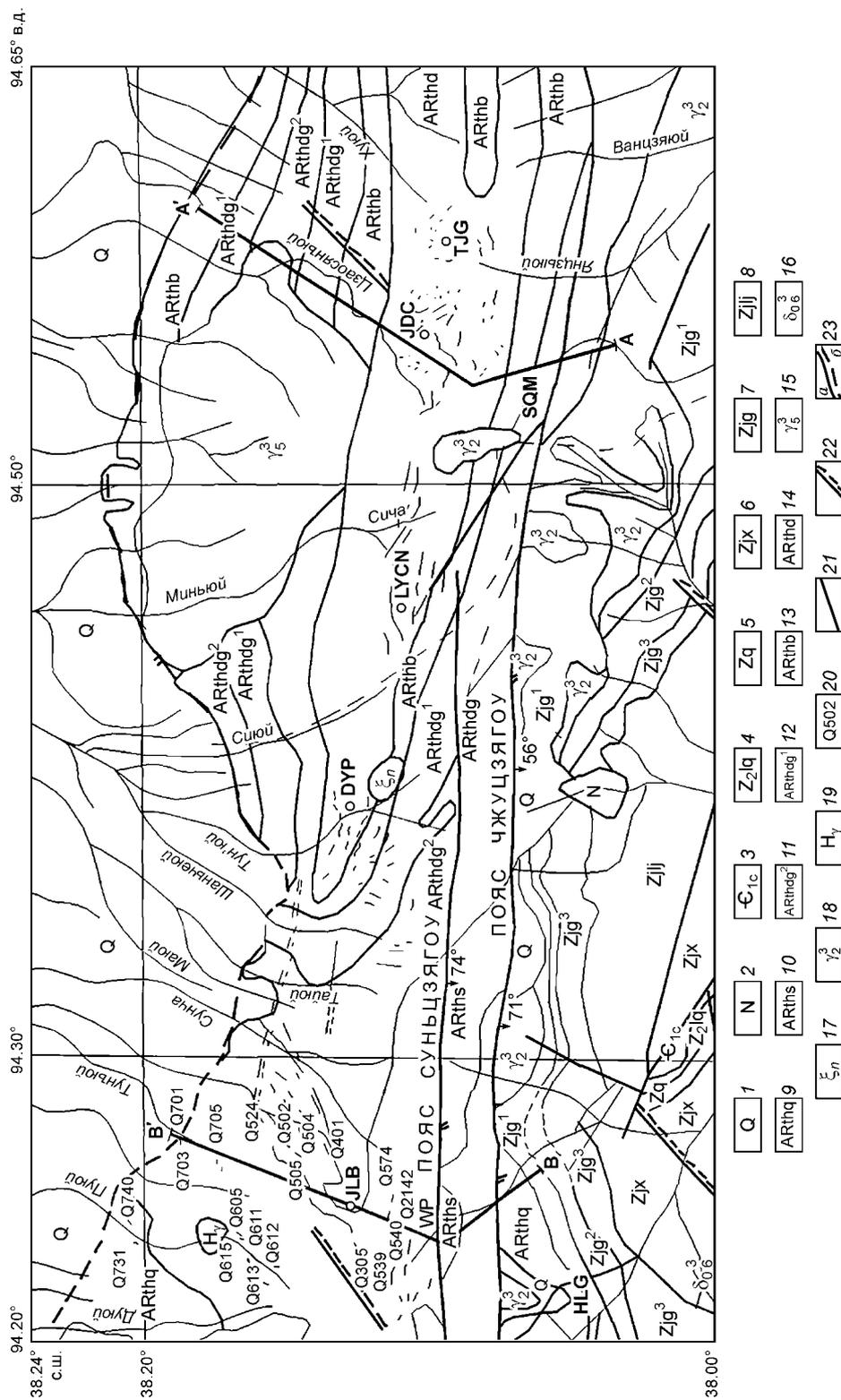


Рис. 1. Геологическая схема рудоносной зоны жильного золота хр. Малый Циньлин.

Система: 1 — четвертичная, 2 — третичная. Свита: 3 — синьцзянская (C), 4 — лоцаньская (Z), 5 — цинбайкоуская (Z), 6 — сюнцзяньская пизияньской серии (Z), 7 — гаошаньская цизияньской серии (Z), 8 — лунцзяюаньская цизияньской серии (Z), 9 — циньцанкоуская тайхуаской серии (AR), 10 — саньгуаньмяоская тайхуаской серии (AR), 11 — верхняя часть дунгоуской тайхуаской серии (AR), 12 — нижняя часть дунгоуской тайхуаской серии (AR), 13 — баньшаньская тайхуаской серии (AR), 14 — даюепинская тайхуаской серии (AR), 15 — мезозойский гранит, 16 — кварц-диоритовый порфирит, 17 — ортоклазовый порфирит, 18 — ассинтский гранит, 19 — мигматитовый гранит, 20 — золотоносная кварцевая жила, 21 — установленные разрывные нарушения; 22 — разрывные нарушения, дешифрованные по космическим снимкам; 23 — геологические границы: а — установленные, б — предполагаемые. JLB — Цзиньлобань; DYP — Даюепин; LYCN — Лаоячанао; JDC — Циньлунча; TJG — Таотзиньгоу; SQM — Шаньцаньма; WP — Ванпай; HLG — Хулугоу.

рудных тел. Разноранговые разрывные нарушения более низких порядков являются рудопроводящими и рудоносными структурами (см. рис. 1).

ГЛАВНЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

Антиклинорий Даюепин—Цзиньлобань признают главной структурой района большинство исследователей [Луань Шивуй, 1991]. Он имеет асимметрические крылья. Северное крыло антиклинория осложнено антиклиналями и синклиналями второго порядка, которые, являясь „внутрипластовыми“ складками, не оказывают заметного влияния на глубину распространения оруденения.

В нижней и средней частях серии тайхуа, несмотря на широкое развитие в ней вязкопластических деформаций и очень сильную мигматизацию, выделяется стратиграфическая последовательность в ее образовании по маркирующим горизонтам (таким как графитовые сланцы, магнетитовые кварциты и т.д.) и бластовым текстурам (таким как бластовая слоистость или остаточные следы волн). Вещественному составу серии тайхуа, ее динамометаморфизму, возрасту и особенностям залегания в ней золоторудных тел посвящены многие публикации [Гао Хунсюе, 1985; Янь Чжубинь, 1985; Сяо Сьюэнь и др., 1988; Ху Чжэнго, Цянь Чжуанчжи, 1993; Дин Ляньфан, 1996]. Установлено, что вязкопластические деформации в отложениях серии наиболее интенсивно развиты в пачках некоторых вулканитов и относятся к типу внутрипластовой складчатости срыва [Луань Шивуй, 1991].

По циклам вулканического извержения, изотопным данным (абсолютному возрасту), геохимическим особенностям породообразующих элементов и другой информации исследователи пришли к выводу, что выделение структуры „антиклинорной формы“ в основном было верным [Луань Шивуй, 1991]. Во время Суньянского цикла тектонической активизации архейские отложения Малого Циньлина подверглись сильному сжатию с юга и севера, что привело к образованию складок и поднятий на крыльях антиклинория и одновременному возникновению вторичных разрывных нарушений [Луань Шивуй, Чжао Цзиньбао, 1986]. Более поздние многократные тектонические движения были унаследованными и не оказали на морфологию структуры в целом существенного влияния.

По простиранию шарнира антиклинория Даюепин—Цзиньлобань имеются два выступающих сводовых поднятия: одно расположено в направлении Лаояча—Туньюй среднего участка, другое — вдоль



Рис. 2. Структурный разрез по линии А—А' серии тайхуа хр. Малый Циньлин (на территории провинции Хэнань).

Свита: 1 — хуаньчиюйская, 2 — люйцзяюйская, 3 — гуаньиньтанская.

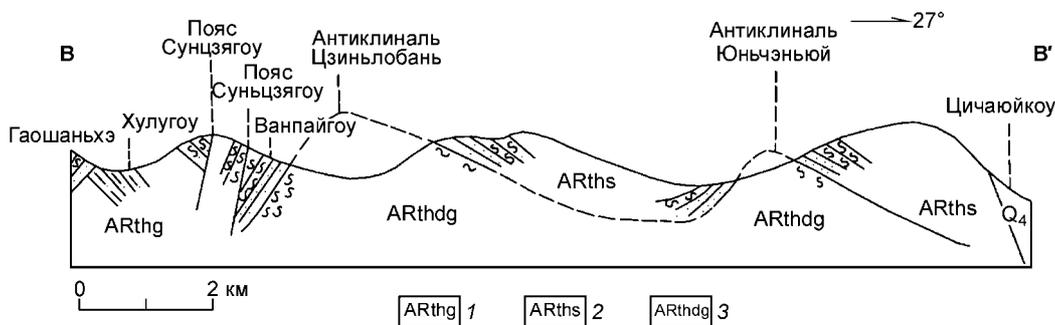


Рис. 3. Структурный разрез по линии В—В' серии тайхуа хр. Малый Циньлин (на территории провинции Хэнань).

Свита: 1 — циньцангоуская, 2 — саньгуаньмяоская, 3 — дунгоуская.

направления Сунча—Туньюй. Первое поднятие в главную стадию рудообразования сформировалось как точка пересечения сдвиговых напряжений, а второе образовано группой метелкообразных брахискладок в направлении север—восток. Эти поднятия были наложенными на антиклинорий структурами в следующий цикл тектонической активизации. В пределах первого свода большинство золоторудных жил сконцентрированы в виде продольно-поперечных пересечений, а рудоконтролирующим фактором стало поле сильных сдвиговых напряжений. В пределах второго сводового поднятия золоторудные жилы строго контролируются брахискладками в направлении север—восток. В боках складчатой поверхности одной и той же брахискладки жилы обычно проявлены сопряженно друг с другом и в какой-то мере имеют вид центральной симметрии.

По профильному направлению в восточной части антиклинория Даюепин—Цзиньлобань (на территории провинции Хэнань) проявляются две антиклинали с одной синклиналью (рис. 2), а западная часть (на территории провинции Шэньси) представлена одной главной и одной вторичной широтными антиклиналями с широкой пологопадающей синклиналью (рис. 3). К западу от Сунча две эти антиклинали проявляются косыми складками с крутыми северными и пологими южными крыльями, а на участке Туньюй осевая часть главной антиклинали местами обнаруживает опрокинутое залегание.

ОСОБЕННОСТИ ВЯЗКОСДВИГАЮЩИХ ЗОН И ИХ РУДОКОНТРОЛИРУЮЩЕЕ ЗНАЧЕНИЕ

Положение месторождений и простирающие рудные тела золоторудного пояса Малого Циньлина тесно связаны с антиклинорием Даюепин—Цзиньлобань и его производными структурами [Ху Чжэнго, Чжуанчжи, 1993]. Рудопроводящими структурами считаются наиболее крупные вязкосдвиговые разрывные нарушения на флангах поверхности главной оси антиклинория и наиболее крупные разрывные нарушения на его южной и северной перифериях (т. е. разрывные нарушения, заметно сдвигающие границы), а рудоносными структурами — хрупковязкие нарушения низкого порядка (т. е. зоны тектонической милонитизации) [Луань Шивуй, Чжао Цзиньбао, 1986; Ань Саньюань и др., 1992].

В целом золоторудный пояс Малого Циньлина, несомненно, является вязкоструктурной зоной с жильным золотом, в которой развиты не только крупные нарушения, явно сдвигающие границы, но и широко распространены сдвиговые структуры промежуточного типа. Вязкосдвиговые зоны, развитые в телах региональных позднеархейских и раннепротерозойских гранитоидов и зеленокаменных пород, могли быть одним из главных тектонических факторов, приведших к рудоотложению золота в районе. Они контролируют закономерность пространственного распределения золотоносных структур в пределах золоторудного пояса Малого Циньлина, тип оруденения, золотоносное поведение и масштаб рудных жил. Хрупковязкие разрывные нарушения в зонах вязкого сдвига являются главным типом рудопроводящих структур, контролирующим положение зон золотоносных милонитов, измененных тектонокатакластических зон и наложенную минерализацию.

Во время суньэрского цикла тектонической активизации здесь широко развивалась мигматизация с образованием мигматитовых жил калинатрового ряда. Образовавшиеся трещины служили путями миграции и накопления рудного вещества.

Вязкохрупкие разрывные нарушения на крыльях куполообразного антиклинория Даюепин в стадию вязкохрупких деформаций имели свои особенности. Вероятно, это обусловлено не только его геометрической формой (типом косой складчатости), но и характером поднятия его основания. В результате три зоны вязкохрупких равнопромежуточных (с интервалом 2000 м) разрывных нарушений, проявленных в северном крыле, простираются в общем северо-восток—восточном направлении, а зоны таких нарушений на южном крыле с меньшим равнопромежуточным расстоянием (150—200 м) и большей густотой обычно протягиваются в северо-запад—западном направлении. Здесь хрупкие, хрупковязкие разрывные нарушения, заполненные золотоносными кварцевыми жилами, часто находятся между двумя более крупными хрупковязкими нарушениями и сгруппированы. Тенденция такова, что чем ближе к осевой части куполообразного антиклинория, тем гуще сеть разрывных нарушений и сильнее минерализация.

Золотоносные кварцевые жилы, измененная зона и суньэрские мигматиты обнаруживают структурно-тектоническую и пространственную унаследованность, а также тесную взаимосвязанность в генетическом отношении, т. е. имеют пространственно-временную и генетическую связь.

Зоны вязкого сдвига тесно связаны с типом золотого оруденения. Изучая типы золоторудных проявлений Малого Циньлина, исследователи установили, что по профильному направлению зоне сдвигового центра (т. е. частей крыльев, близких к осевой части антиклинория) главным образом присуще оруденение золото-кварцевого типа; к границам сдвигов приурочены наиболее крупные золоторудные месторождения (проявления) типа измененных катакластических пород; на участках, удаленных в субширотном направлении от сдвиговых зон и в их отдаленных боковых частях распространено золотое оруденение типа тектонических брекчий. Такая горизонтальная (латеральная) зональность в определенной степени отражает закономерности вертикальной зональности оруденения и глубину рудообразования [Луань Шивуй, 1991]. Так, по сравнению с кварцево-жильным оруденением, золоторудное, типа

измененно-катакластических пород, обычно приурочено к местам сдвига более глубоких тектонических структур. Однако глубина сдвига часто зависит и от геотермического градиента, и от интенсивности напряжения смятия (например, от близости к мигматитовому расплаву, сдвиговым границам, глубине сдвиговых зон и т. д.).

Конечно, золоторудные жилы разных типов Малого Циньлина вряд ли совершенно одинаковы по времени и последовательности рудообразования. Однако нельзя игнорировать систематичность и унаследованность рудообразующихся структур этого района, потому что два этих фактора имеют важное значение для контроля процесса рудообразования в целом. Исследователями установлено, что вязкохрупкие разрывные нарушения, приуроченные к амфибол(тремолит)-талк-хлоритовым сланцам, часто становятся „местами отдыха“ обогащенных золотом рудных жил.

В золоторудном поясе Малого Циньлина сила деформации золотоносных вязкосдвиговых разрывных (или сдвигово-скользящих) нарушений тесно связана со степенью минерализации, а золоторудные тела локализируются на участках проявления наиболее сильных деформаций. Процесс превращения вязкой деформации в хрупкую имеет большое рудоконтролирующее значение. Самородное золото в вязкосдвиговых зонах преимущественно заполняет микротрещины в пирите и кварце. Пирит, образовавшийся в раннюю стадию минерализации, подвергается в таких зонах хрупкой деформации, что приводит к сильному дроблению минерала. Это не только увеличивает пространство миграции рудного раствора, но и способствует восстановлению золота из гидротермального раствора, давая больше трещинного пространства для осаждения и концентрации золота.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ И ЕЕ СВЯЗЬ С ОРУДЕНЕНИЕМ

Антиклинорий Даюепин—Цзиньлобань прошел процесс сложной эволюции: смятие → складкообразование, куполообразование → сдвиг → разрыв → пересдвиг. Этот процесс тесно связан с региональными деформациями, метаморфизмом, мигматизацией и рудообразованием, а также с циклами тектономагматической активности зоны Малого Циньлина.

В процессе эволюции антиклинория образовалось большое количество послонных, надвиговых и пересекающих слои со сдвиговым характером хрупковязких сдвигово-скользящих разрывных нарушений вследствие сильного изгибания и скольжения слоев на его крыльях, а также в силу неравномерного поперечного смятия в осевой части. Пространственная закономерность распространения, форма, масштаб, пространственное местоположение разрывных нарушений этого типа, их взаимосвязь и т. д. определяются обстановкой в частных полях напряжений (силой и направлением напряжений, сдвиговыми свойствами и т. д.) в разных структурных частях антиклинория.

Из полевых наблюдений следует, что в этом районе вязкосдвиговые зоны образовались в основном после застывания и консолидации раннепротерозойского поверхностного слоя земной коры (т. е. во время утайской тектонической активизации). В районе Лэншуйюй в сюньэрское время эти вязкохрупкие сдвиговые нарушения активизировались и стали главными глубинными каналами, по которым поднимался мигматитовый расплав (раствор), метасоматизируя вмещающие породы. Увенчался этот процесс образованием в приповерхностном слое рудных тел в виде нитей, неправильных карманов и жил, имеющих закономерное и линейное простираие, что отчетливо проявлено на дневной поверхности.

В золотоносных зонах Малого Циньлина ранний вязкий сдвиговый процесс лучше всего проявился в виде послонных вязкосдвиговых зон и в форме тектонических движений с послонным надвигово-лежащим синхронным отношением. Сдвиговое наложение и переслаивание в основном встречаются в среднеосновных вулканических зонах верхней пачки дунгоуской свиты, на дневной поверхности они чаще всего наблюдаются в виде гибкопластических деформаций — как закрытые складки, птигматическая плейчатость, бескоренные складки, будины и др.

В осевой части куполообразного антиклинория и в сдвигающих его границу разрывных зонах, а также на других участках сильной деформации развит метаморфизм и ультраметаморфизм и, особенно явно, мигматизация. Вязкосдвиговые деформации более ранней стадии на таких участках способствовали развитию прогрессивного метаморфизма, т. е. ультрамилонитизации и мигматизации. Именно к таким участкам повсеместно тяготеют скопления кварцево-золотоносных жил. Это объясняется тем, что мигматизация способствовала активизации и миграции золота, а унаследованные тектонические движения — наложению многих вязкохрупких разрывных нарушений на зоны глубокой вязкой деформации, способствующему куполовоздыманию, что, в свою очередь, было благоприятным для подготовки пространства для отложения золотоносных кварцевых жил.

Вязкохрупкие сдвиговые разрывные нарушения являются главными рудоносными структурами золоторудного пояса Малого Циньлина, в пределах которых интенсивно проявился динамометаморфизм, и представительные породы превращены в серии милонитов. Это одна ассоциация пород, подвергшаяся воздействию высоких температур и давлений, а также пластической деформации, является „динамока-

такластически измененными породами, которые подверглись компрессионной деформации и перекристаллизации“ [Луань Шивуй, Чжао Цзиньбао, 1986].

В этих сдвиговых разрывных нарушениях многостадийного обновления динамический метаморфизм оказал большое влияние на образование серии катакластических милонитов (милонитизированных пород, милонитов, филлонитов и др.). Эти горные породы обладают хорошо выраженной милонитовой структурой и катакластической текстурой, минералы в них проявляют особенности, обусловленные воздействием напряжений и пластической деформацией [Ань Саньюань и др., 1992; Чэнь Яньцзин, 1992]. Поэтому минералы имеют ориентировочное распределение. В кристаллических решетках кальцита образуются структуры скольжения; кварц и полевошпатовый шпат имеют волнистое угасание, кварц оптически аномален и при коноскопическом исследовании в нем наблюдаются интерференционная фигура двуосного кристалла. Кристаллические зоны кальцита, биотита и плагиоклаза выражаются в волнистом угасании полос излома (kink bands), а также изгибании двойников, под микроскопом — в веерообразном угасании.

Эти явления похожи на те, что наблюдаются в оливине и ортопироксене во включениях мантийных лерцолитов [Ли Ючжу, 1990, 2000]. Вследствие влияния напряжений в милонитах часты явления динамоориентировочной перекристаллизации [Ань Саньюань и др., 1992; Чэнь Яньцзин, 1992], такие как „ядерномантийная“ структура, гранулированный субкристаллический кварц. Динамометаморфизм приводит также к образованию стресс-двойников, в рудных минералах (например, в галените) в решетках проявляется скольжение, перекручивание и деформации, образуются дуговые спайности, пирит приобретает текстуру под названием „тень давления“. В золотоносных катаклазитах (в том числе и в катакластических кварцевых жилах) часто встречаются продукты динамической перекристаллизации, такие как гранулированный, субкристаллический кварц и др. [Вэй Куань и др., 1997]. Зерна минералов имеют ориентированное распределение, наблюдаются деформационные пластинки и полосы. Структурные особенности тени давления показали, что тектоническая активность в этом районе является многостадийной и мультинаправленной. Наблюдается перекручивание полисинтетических двойников в кальците и пластические деформации спайностей в галените. Кроме того, широкое развитие в золотоносных структурных зонах получают сланцеватость и милонитизация горных пород.

Изучение рудоконтролирующих структур хр. Малый Циньлин, их образования и последующей эволюции имеет огромное значение не только для поиска золоторудных месторождений, но и для установления закономерностей их размещения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Золоторудные месторождения хр. Малый Циньлин строго контролируются антиклинорием Даюепин—Цзиньлобань и его производными структурами, с которыми тесно связываются золоторудные месторождения и простирание рудных тел.

2. Рудопроводящими структурами являются наиболее крупные вязкосдвиговые разрывные зоны на флангах главной осевой поверхности антиклинория и некоторые крупные разрывные нарушения по его южному и северному краям (т. е. разрывные нарушения, сдвигающие границу), а рудоносные структуры представлены хрупковязкими разрывными нарушениями низких порядков (тектоническими милонитовыми зонами).

3. Антиклинорий Даюепин—Цзиньлобань прошел сложный эволюционный процесс: смятие → складкообразование → куполообразование → сдвиг → разрыв → пересдвиг. Этот процесс тесно связан с региональными деформациями, динамическим метаморфизмом, а также с мигматизацией и рудообразованием.

4. Динамический метаморфизм ясно выражается не только в структуре и текстуре горных пород, но и в некоторых особенностях минералов. Метаморфические породы обычно обладают милонитовой текстурой, некоторые нерудные минералы (например, кварц, плагиоклаз, кальцит) и рудные (как, например, галенит, пирит и др.) несут на себе следы динамометаморфизма.

ЛИТЕРАТУРА

Ань Саньюань и др. Рифтообразование и метаморфизм хребта Северный Циньлин. Сиань, Северо-Западный ун-т, 1992 (на кит. яз.).

Ван Сянчжи. Геологические особенности и генезис месторождений золоторудных полей хребта Малый Циньлин // Геология месторождений, 1987, т. 6, № 1, с. 57—66 (на кит. яз.).

Вэй Куань и др. Тектоническая эволюция золоторудного месторождения Цзыньлуншань уезда Чжэньань провинции Шэньси // Северо-западная геол. наука, 1997, т. 18, № 1, с. 33—39 (на кит. яз.).

Вэй Хэмин, Дин Хуа. О генезисе золоторудного месторождения Маьаньцзяо провинции Сэньси // Геология желтого золота, 1999, т. 5, № 2, с. 1—8 (на кит. яз.).

Гао Хунсюе. Восстановление примитивных пород для метаморфических пород тайхуанской серии архейской группы Малого Циньлина // Шэньсиская геология, 1985, № 2, с. 62—72 (на кит. яз.).

Гун Тунлунь. Новое понимание о генезисе золоторудных месторождений хребта Малый Циньлин // Вестн. Сианьского геол. ин-та, 1996, т. 18, № 4, с. 39—44 (на кит. яз.).

Дин Ляньфан. Перерасследование серии тайхуа западной части провинции Хэнань // Там же, с. 1—8 (на кит. яз.).

Ли Ючжу. Ультрамафические кристаллические включения в базанитах вулкана Нюйшань (Вост. Китай) // Изв. вузов, Геология и разведка, 1990, № 3, с. 87—94.

Ли Ючжу. Кайнозойские базальты Восточного Китая и верхняя мантия вулкана Нюйшань провинции Аньхой. Сиань, Сианьское изд-во „Карты“, 2000, 112 с. (на кит. яз.).

Луань Шивуй. Особенности и оценка глубинного золоторудного оруденения района Малый Циньлин. Чэнду, Изд-во Чэндуского науч.-техн. ун-та, 1991 (на кит. яз.).

Луань Шивуй, Чжао Цзиньбао. Генетический механизм милонитов золоторудных месторождений хребта Малый Циньлин и его связь с золоторудным оруденением // Вестн. Чэндуского геол. ин-та, 1986, т. 13, № 3, с. 32—40 (на кит. яз.).

Сяо Сыюэнь и др. Метаморфогенные отложения хребта Северный Циньлин. Сиань, Изд-во Сианьский Цзяотун ун-т, 1988 (на кит. яз.).

Ху Чжэнго, Цянь Чжуанчжи. Геологические структуры хребта Малый Циньлин и новые достижения о типах золоторудных месторождений // Вестн. Сианьского геол. ин-та, 1993, т. 15, № 4, с. 21—25 (на кит. яз.).

Чэнь Яньцин. Закономерности образования золоторудных месторождений на западе провинции Хэнань. Пекин, Изд-во „Дичжэньчубаньш“, 1992 (на кит. яз.).

Янь Чжубинь. Стратиграфическое разделение и сопоставление раннего докембрия района хребта Малый Циньлин // Дичжилуньпин, 1985, т. 3, № 2, с. 101—110 (на кит. яз.).

*Рекомендована к печати 10 мая 2006 г.
А.С. Борисенко*

*Поступила в редакцию
25 декабря 2005 г.*