

раметры природного эндогенного рудообразования. Новосибирск: Наука, 1979. Ч. 2. С. 161-174.

26. Альмухамедов А.И., Медведев А.Я. Геохимия серы в процессах эволюции магм. М.: Наука, 1982. 148 с.

27. Павлов А.Л. Термодинамика процессов сульфидизации в силикатных расплавах и проблемы сульфидного рудообразования. Новосибирск.: Наука, 1979. 80 с.

28. Коробейников А.Ф. Нетрадиционные золото-редкометалльные месторождения складчатых поясов: Условия образования и критерии прогнозирования. М.: Геоинформмарк, 1999. 72 с.

29. Гусев А.И., Гусев Е.А. Некоторые петрохимические особенности золотоносных гранитоидов Алтае-Саянской складчатой области // Руды и металлы. 2000. № 5. С. 25-32.

30. Сотников В.И., Берзина А.Н. Режим хлора и фтора в медно-молибденовых рудно-магматических системах. Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 1993. 132 с.

31. Берзина А.П., Курода И., Сотников В.И., Берзина А.Н. Изотопный состав водорода магматических пород Мо-порфирирового месторождения Сора (Кузнецкий Алатау) // Геол. и геофиз. 2000. Т. 41. № 6. С. 846-856.

32. Юсупов Р.Г. Геохимия пород интрузивного магматизма. Ташкент: Фан, Уз. СССР, 1983. 144 с.

33. Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Чупин В.П. и др. Топаз-лигионитовые граниты и онгониты Базардаринского рудного района (Юго-Восточный Памир) // Геология и геофизика. 1991, № 4. С. 40-48.

34. Холоднов В.В., Бушляков И.Н. Галогены в эндогенном рудообразовании – редкометалльные и золоторудные образования Урала и их металлогения. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. С. 285-304.

COMPLEX GOLD-PLATINOID-RARE METAL DEPOSITS – RESERVE OF THE XXI CENTURY

A.F.Korobeinikov

At present day mono-metal gold, platinum or rare metal deposits are basic objects for noble and rare metal industry. But among ore deposits commercial complex deposits with gold-platinoid-rare metal associations have been revealed. Such objects may introduce a significant contribution into raw material source development in the next century. To realize into practice the industrial potential of such non-traditional ore objects it seems to be necessary to develop and strengthen complex mineralogical, geochemical, and technological investigations.

УДК 553.065.2+553.411.071

КОНЦЕПЦИЯ МЕЗОТЕРМАЛЬНОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ В ЗОЛОТОРУДНЫХ РАЙОНАХ СКЛАДЧАТЫХ СООРУЖЕНИЙ ЮЖНОЙ СИБИРИ

Кучеренко И.В.

Обсуждаются вещественно-генетические и геологические критерии сходства и различий золотых месторождений, образованных в углеродистых сланцевых толщах и несланцевом субстрате. Доказывается магматогенное мезотермальное происхождение месторождений обеих совокупностей.

Введение

Результаты почти полувековых исследований металлоносности черных сланцев, образованных во временном интервале более двух млрд. лет, демонстрируют чрезвычайную сложность решения проблемы концентрирования благородных и сопутствующих металлов и образования в сланцевых толщах известных здесь крупных и уникальных месторождений золота.

В приложении к одному и тому же рудному району или к разным районам предложены все мыслимые гипотезы рудообразования, преобладающая часть которых открыта для критики в большей степени, чем это требуется для выражения недоверия к ним или их отрицания. При том, что более детально и более достоверно выяснены генетические (физико-химические) аспекты процессов, геологическая их обусловленность, то есть связь с более масштабными инициировавшими рудообразование геологическими явлениями (тектоно-седиментогенными, тектоно-метаморфическими, тектоно-магматическими, а также их сочетаниями), составляет предмет дискуссий, кажущихся бесконечными. В разработке теории формирования эндогенных месторождений в осадочных бассейнах, равно как и общей теории рудообразующих процессов, важно знание тех и других аспектов. Очевидно и другое – без опирающегося на анализ и синтез достоверных фактов понимания рудообразования как следствия конкретного геологического процесса, оставляющего обычно более крупномасштабные сравнительно с рудами узнаваемые в структуре земной коры следы, разработка научных основ прогнозирования столь важного в промышленном отношении оруденения затруднена или невозможна.

Существующая ситуация такова, что нередко остается неясным, отражает ли опубликованная информация специфические черты того или иного конкретного района и может быть квалифицирована как факт, или она представляет следствие не корректно выполненного исследования и, сыграв свою негативную и позитивную роль, впоследствии будет опровергнута. Примеры такого рода известны и приведены далее. Обычная недостаточная доступность объектов (сланцевых толщ, месторождений) для исследований, совершенно объективно сформировавшиеся разные подходы и методические приемы интерпретации фактов, используемые представителями разных направлений, дополняют перечень причин многовариантности результатов и геолого-генетических выводов применительно к одному рудному району или месторождению. С другой стороны, многовариантность геолого-генетических выводов применительно к двум, трем и большему числу районов или рудных полей может быть обусловлена и конвергенцией рудообразования, то есть совершенно реальными обстоятельствами, создающими иллюзию противоречивости выводов.

Многолетний авторский опыт изучения золотых месторождений, в том числе в районах сланцевого типа, в сочетании с анализом современного состояния проблемы рудообразования в сланцевых толщах подтверждают давнее, начала семидесятых годов, предположение о том, что унаследованный многими от литораль-секреционной гипотезы начала двадцатого века сугубо геохимический подход в реконструкции процессов образования месторождений в черных сланцах не может обеспечить решение данной проблемы. Исторически сложившаяся с начала шестидесятых годов реализация этого подхода, ориентация специалистов на сланцы как источники сосредоточенных в месторождениях металлов привели к имеющей место быть ситуации неопределенности – объективному свидетельству недостаточности использованных методов и средств.

Альтернативный методологический подход, заключающийся в сравнительном анализе и синтезе совокупности данных о вещественном содержании, физико-химических режимах и геологических факторах рудообразующих процессов в черных сланцах, с одной стороны, и в ином разнообразном субстрате (гранитах, гнейсах, вулканитах и пр.), с другой, в разные геологические эпохи и на разных этапах геологического развития, представляется наиболее перспективным. При отсутствии прямых критериев диагностики источников металлов он ориентирован на доказательство вещественно-генетической однородности или неоднородности месторождений, принадлежащих к упомянутым совокупностям, равно как и на реконструкцию геолого-генетической сущности рудообразующих процессов, единой в определяющих чертах независимо от состава и происхождения вмещающего оруденение субстрата, либо принципиально различной в сланцевой и несланцевой вмещающей среде.

Масштабность задач в реализации этого подхода предполагает выполнение исследований на региональном уровне и разработку региональных геолого-генетических концепций, совокупность которых в приложении к разным рудным районам (регионам) может составить основу для совершенствования теории формирования золотых месторождений как составной части общей теории рудообразования. Это может быть достигнуто посредством синтеза важнейших положений региональных геолого-генетических концепций, учитывающих все многообразие геологических обстановок, представлений о геодинамических режимах, физико-химических параметрах формирования золотых руд, об источниках энергии и рудного веще-

ства.

Следуя заявленному подходу, в допалеозойских и палеозойских складчатых сооружениях южной Сибири автор выполнил комплексные исследования, завершившиеся разработкой в начале девяностых годов геолого-генетической концепции образования золотого оруденения в ряде золоторудных районов этой территории – Северо-Забайкальском, Ленском, Енисейском, отчасти Окино-Китойском, Мартайгинском. Здесь известны глубоко вскрытые рельефом и разведочными выработками крупные месторождения, образованные в мощных углеродистых сланцевых толщах и в несланцевом субстрате, детально изученные, что обеспечило возможность наряду с оригинальными авторскими данными привлечь в систему доказательств опубликованные материалы многих исследователей и аргументировать концепцию на более обширной фактологической основе.

В статье предпринята попытка оценить предложенную концепцию с высоты накопленных в последнее десятилетие фактов и, коль скоро потребуется, внести коррективы. Поскольку доказательства ее опубликованы во многих работах автора, здесь представляется достаточным ограничиться обсуждением критериев сходства и различий между месторождениями обеих совокупностей с привлечением новых или ранее не опубликованных данных, делая по мере необходимости соответствующие отсылки на работы прежних лет.

Критерии сходства и различий между месторождениями, образованными в сланцевых толщах и в несланцевом субстрате

В золоторудных районах послерогенной тектоно-магматической активизации региона, в том числе в районах сланцевого типа, существуют пространственно-временные и петрохимические связи рудообразования с многоактным базитовым магматизмом, завершающим становление сложных антидромных флюидно-магматических комплексов глубинной природы, ранние составляющие которых в разных геолого-тектонических обстановках включают гранитные массивы или очагово-купольные гнейсо-мigmatит-гранитные сооружения и (или) серии малых интрузий кислого – среднего состава, а поздние – малые интрузии (дайки) долеритов (диабазов), лампрофиров. Эти комплексы генерированы в очагах аномальной мантии, в сочетании с магмо-, флюидовыводящими каналами – глубинными разломами и верхнекоревыми блоками рудоотложения образующих магматогенно-флюидные системы, ответственные за формирование промышленного оруденения. Вещественным выражением функционирования таких систем служат мезотермальные месторождения золота, однородные в генетическом отношении.

Для доказательства концепции анализировались и обобщались данные о составе, последовательности отложения и физико-химических режимах образования минеральных комплексов руд, минералого-петрохимических чертах околорудно измененных пород, о составе и происхождении карбонатного и некарбонатного углерода в породах и рудах, о геохимических чертах вмещающего сланцевого и несланцевого субстрата, о геологических условиях локализации месторождений и соотношениях оруденения с метаморфическими и магматическими породами.

Руды. Согласно обобщенным данным минералогических и термобарогеохимических исследований Н.А. Гибшера, Ю.В. Долгова, В.А. Ехиванова, Н.П. Лаверова с сотрудниками, В.В. Левицкого, Ю.В. Ляхова, Г.Л. Митрофанова с сотрудниками, Н.И. Мязь, В.Г. Петрова, И.В. Попивняка, А.А. Проскурякова, А.М. Сазонова и автора [1-8], прожилково-вкрапленные в сочетании с кварцевыми жилами руды сланцевых районов и золото-сульфидно-кварцевые жилы в гранитах, гнейсах и других породах сложены четырьмя - пятью минеральными комплексами (в понимании Н.В. Петровской), состав которых обладает чертами общности и некоторых различий.

Общность выражается, прежде всего, в сходных наборах важнейших по распространенности минералов руд и в закономерной последовательности отложения в рамках стадий (комплексов) и гидротермальных рудообразующих процессов в целом преимущественно ранних кварцев, затем основной массы сульфидов и поздних карбонатов в температурном диапазоне от 500° до 50° С. Во всех месторождениях золото отлагалось в составе продуктивных минеральных комплексов в сравнительно узком температурном интервале 280°-260° – 180°-160° С из углекислотно-водных периодически вскипавших или кипевших растворов.

Пульсационный (порционный) режим поступления флюидов в блоки рудоотложения независимо от состава и происхождения вмещающего субстрата доказывается признаками цикличности в формировании руд: повторяющейся в генерализованном виде при частных флуктуациях последовательностью отложения минералов (кварцы, сульфиды, карбонаты) в составе каждого минерального комплекса, периодическим возрастанием (на 50-100° С) температур отложения кварцев в начале образования каждого комплекса над уровнем температур выделения поздних зарождений кварца предшествующего комплекса, а также сменой состава и состояния растворов при образовании каждого комплекса. Последнее выражается в постоянно повторяющейся в разных рудных полях смене газоводных, иногда существенно газовых гомогенных хлоридных растворов допродуктивных стадий углекислотно-водными всплывшими с отделением CO₂ растворами главной продуктивной стадии и далее слабосолеными относительно холодноводными растворами послепродуктивной стадии. Все эти признаки, как известно, свойственны процессам образования мезотермальных золотых месторождений.

Работами В.В. Левицкого с сотрудниками [9] установлено, что наборы газов в вакуолях минералов кварцево-жильных и прожилково-вкрапленных руд Ленского района, как и продуктивных кварцевых жил, образованных в гнейсах, гранитах и других породах Ирокиндинского, Каралонского и других рудных полей Северного Забайкалья, единообразны и включают CO₂, H₂, N₂, CH₄, C₂H₆, C₃H₈, O₂, а степень окисленности углерода во всех этих случаях возрастает вверх по восстанию зон прожилково-вкрапленной минерализации и продуктивных кварцевых жил при закономерном единообразном изменении степени газонасыщенности газозо-жидких включений в золоте, сульфидах, кварце. Сходный набор компонентов свойствен газозо-жидким включениям минералов руд Енисейского района.

Различия выражаются в некоторых вариациях видового состава рудной минерализации в разных объектах. Подобные различия возможны вследствие провинциальных особенностей процессов рудообразования. Пока не нашли объяснения причины обильного выделения арсенипирита в рудах Енисейского района в отличие от Ленского и Северо-Забайкальского районов, где арсенипирит отмечается как несущественная примесь, хотя околорудные ореолы мышьяка контрастны везде. В равной степени следует говорить о борной минерализации (турмалин), свойственной рудам Енисейского района.

Обнаружение в последние годы в апсланцевых рудах Ленского района примеси металлов платиновой группы (в среднем до 1 г/т) [3, 6, 10, 11] также отличает минерализацию этого района, хотя надо иметь в виду, что отличие может быть кажущимся вследствие слабой изученности или отсутствия сведений о содержании платиноидов в рудах месторождений других районов.

Данные об изотопном составе серы сульфидов руд и околорудных метасоматитов в месторождениях региона [11-21] свидетельствуют о том, что фракционирование ее изотопов при рудообразовании хотя, видимо, и имело место, но большинство частных и итоговые величины изотопных отношений в сере большинства сульфидов (Северо-Забайкальский район), части сульфидов руд (Ленский район), поздних сульфидов (Енисейский район) укладываются, как и во многих других районах [31 и др.], в интервалы вариаций изотопного состава серы, которые не противоречат представлению о генерации ее, а, следовательно, и части флюидов в глубинных высокотемпературных гомогенных, скорее всего, мантийных источниках. Об этом можно судить, в частности, и по данным, приведенным в табл. 1. В этом также просматривается сходство оруденения, образованного в углеродистых сланцах и в ином субстрате. Вместе с тем, отдельные факты утяжеления серы в сульфидах руд районов сланцевого типа относительно метеоритного стандарта [11, 18 и др.] дают основание предполагать участие в сульфидах наряду с глубинной серы, заимствованной из пород. Уменьшение степени такого заимствования при одновременном возрастании доли глубинной серы в направлении от периферии околорудных ореолов к осевым частям рудоносных зон применительно, например, к Ленскому району подчеркивается отмечаемым В.А. Буряком [18], В.В. Дистлером с соавторами [28] облегчением серы в этом же направлении, то есть приближением изотопных отношений в ней к метеоритному уровню.

Примитивный изотопный состав рудных свинцов (в галените) золоторудных месторождений региона не зависит от типов руд и глубины их залегания, – свинец имеет единый гомогенный глубинный (мантийный, нижнекоровый) источник [13, 15] и др.

Околорудные метасоматиты. Существовали распространенные представления о том,

что в углеродистых сланцевых толщах Ленского, Енисейского и других районов вмещающие породы изменены около руд слабо [22, 23 и др.], либо изменены иначе, чем в мезотермальных месторождениях золота, образованных в гранитах и других несланцевых породах [24]. Автором [25] показано, что в углеродистых сланцах и несланцевых породах ореолы околорудных изменений имеют единообразные порядок минеральной зональности, состав минеральных зон и петрохимические черты. Принадлежность ореолов к этапам рудообразования, то есть квалификация их как околорудных, аргументируется порядком минеральной зональности с закономерной сменой минеральных зон по мере приближения к рудным телам и усилением в этом направлении степени минералого-химических преобразований пород внутри каждой зоны и от зоны к зоне. Минеральные зоны выделяются на основе изменения числа и состава новообразованных минеральных фаз, начиная от наиболее крупнообъемной (до многих сотен метров шириной) фронтальной зоны через промежуточные к локальной (мощностью до первых метров) тыловой зоне, непосредственно обрамляющей рудные тела (жилы) или слагающей прожилково-вкрапленные руды. Типовая колонка имеет вид (подчеркнуты минералы, исчезающие в более тыловой зоне):

- кварц + серицит ± Mg, Fe – карбонаты + кальцит + рутил (лейкоксен) + магнетит ± пирит + альбит ± эпидот-цоизит ± хлориты ± актинолит (тремолит);

- кварц + серицит ± Mg, Fe – карбонаты + кальцит + рутил (лейкоксен) + магнетит + пирит + альбит ± эпидот-цоизит ± хлориты;

- кварц + серицит + Mg, Fe – карбонаты + кальцит + рутил (лейкоксен) + магнетит + пирит + альбит ± эпидот-цоизит;

- кварц + серицит + Mg, Fe – карбонаты + кальцит + рутил (лейкоксен) + магнетит + пирит + альбит;

- кварц + серицит + Mg, Fe – карбонаты ± кальцит + рутил (лейкоксен) + магнетит + пирит (березит).

Ведущие черты химических преобразований пород, заключающиеся в почти полном удалении из тыловых зон ореолов натрия и частичном (до 45 % от массы в исходных породах) – кремния, но поступлении в ореолы, преимущественно в их тыловые зоны, значительных масс калия, углерода и серы, наряду с приведенной минеральной зональностью ореолов, отражают типовые черты процесса образования метасоматитов березитовой формации. Температурный режим образования березитовой ассоциации 200-300° С при pH = 4.2-6.2 [26 и др.] согласуется с температурным интервалом отложения рудных (продуктивных) ассоциаций.

Контрастные аномалии совокупности фемических элементов – магния, титана, фосфора в березитах Ленского, Северо-Забайкальского, Енисейского районов вблизи глубинных разломов, снижение содержаний этих элементов до кларковых по мере удаления от разломов составляет здесь еще одну общую особенность состава метасоматитов. Эти факты свидетельствуют о миграции титана и фосфора с флюидами на путях их движения и о переходе этих элементов в инертное состояние на уровнях рудоотложения по мере удаления от глубинных и оперяющих их разломов, которые в силу, в частности, последнего обстоятельства следует рассматривать как раствороподводящие и растворораспределяющие каналы [27 и др.].

О принадлежности околорудных метасоматитов месторождений региона к березитовой формации в последнее десятилетие, как будто, никто не спорит. В связи с этим важно подчеркнуть, что минеральные зоны ореолов в сланцах и несланцевом субстрате обнаруживают полную аналогию с так называемыми субфациями регионального метаморфизма: биотит (актинолит) – хлоритовая субфация отвечает фронтальной зоне, хлорит (эпидот) – серицитовая, альбит – серицитовая – промежуточным, серицит – карбонатная – тыловым зонам околорудных метасоматических ореолов. Поэтому, дискуссия о слабости или интенсивности околорудных изменений черных сланцев и о сходстве – отличии минеральных ассоциаций регионального метаморфизма и околорудного метасоматизма носила по существу терминологический характер – различными терминами обозначалось одно и то же.

Углерод в рудах и вмещающих породах. Изучение распределения, форм и вероятных источников углерода диктуется участием его в составе сланцев, околорудных метасоматитов и руд в количестве до многих процентов и даже десятков процентов (в рудных зонах). Подробно эти вопросы рассмотрены в [29].

На примере сланцевых толщ Северного Забайкалья установлено, что состав и распределение углеродистого вещества в сланцевых толщах не зависят от литотипов осадочных пород,

Таблица 1

Содержание золота, серебра в пирите и изотопный состав серы пирита
метасоматитов тыловых зон околорудных метасоматических ореолов
золоторудных полей Северо-Забайкальского района

Номера проб	Участки	Исходные породы	Минеральные зоны ореолов	Содержание, г/г		$\frac{Au}{Ag}$	$\delta^{34}S, ‰$
				Au	Ag		
1. Ирокиндинское рудное поле							
18-495.4-2	Тулуинский	Гнейсы, кальцифи- ры, мигма- титы	Тыловая	25.0	11.0	2.27	+3.7
18-486.6-4				19.0	9.2	2.07	+4.9
18-463.6-2				4.2	7.1	0.59	+3.7
18-345.2-3				170.0	82.0	2.07	+3.8 ^x
18-345.2-4				160.0	120.0	1.33	+2.2 ^x
18-334.2-2				38.0	26.0	1.46	+5.2 ^x
16-178.8-1				120.0	130.0	0.92	+3.8 ^x
16-86.5-3				5.3	4.6	1.15	+3.2
15-216.2-7				11.0	12.0	0.92	+4.3
15-134.5-2				12.0	3.8	3.16	+3.9
15-165.6-3	Жила № 30		2 промежуточная (березит с альбитом)	6.3	11.0	0.57	+5.1
13-240.7-4			Тыловая	3.2	16.0	0.20	+6.3
9-P22-2			34.0	24.0	1.42	+3.8 ^x	
19-P31-1			6.5	13.0	0.50	+3.8 ^x	
19-144.0-5			7.0	11.0	0.64	+6.2 ^x	
2. Кедровское рудное поле							
КШМІ-3	Шаманский	(Муско- вит)- биотит- кварц-	2 промежуточная (березит с альбитом)	0.07	1.6	0.04	+1.4 [^]
КШМІ-5				0.049	1.0	0.05	-0.2
КШМІІІ-5				0.35	3.6	0.10	+3.0 ^x
КШМІІІ-7				0.009	1.2	0.01	+2.6
K-510	Безымянный	полевошпа- товые слан- цы	2 промежуточная (березит с альбитом)	0.021	0.50	0.04	-0.7
K-511				0.011	0.28	0.04	-2.6
3. Каралонское рудное поле							
O-14	Нижне- Орловский	(Мусковит)- биотит- кварц- полевошпа- товые слан- цы	Тыловая	2.5	0.80	3.13	+10.9
O-15				0.98	0.065	15.1	+5.8
O-81				0.11	1.7	0.07	+5.2

Примечания:

1) Минеральный состав минеральных зон приведен в тексте.

2) Содержание золота и серебра определено атомно-абсорбционным методом в лаборатории ИГиГ СО АН СССР (ОИГГМ СО РАН, г. Новосибирск) под руководством В.Г. Цимбалист.

3) Изотопный состав серы определен в лаборатории ЦНИГРИ (г. Москва) под руководством Н.М. Заири и (с^x) – в лаборатории отдела геохимии стабильных изотопов Отделения металлогении ИГФМ АН УССР (ИГФМ НАН Украины, г. Киев), точность определения $\pm 0.2 ‰$

но подчиняются метаморфической и метасоматической зональности. Как и в сланцах других районов, за пределами и на периферии метасоматических ореолов углерод сосредоточен в основном в керогене (графит с небольшой долей неграфитизированной субстанции) с чрезвычайно малой (тысячные доли %) примесью битумоидов (углеводороды, легкие смолы и др.), а также в седиментогенном кальците, внутри ореолов, кроме того, – в метасоматических карбонатах. В условиях прогрессивного регионального, в том числе окологорного зонального метаморфизма и последующего околорудного метасоматизма изменению состава керогена присущи противоположные черты. В первом случае в более высокотемпературных зонах увеличивается степень обуглероживания керогена (до 98.24 % C). Во втором случае по мере перехода от фронтальной зоны метасоматических ореолов к тыловым усиливается степень его окислительной дегградации (содержание углерода в керогене снижается от 95.1 % до 84.04 %, водорода увеличивается от 0.63 % до 3.15 %) при одновременном увеличении концентрации углерода в окисленной форме (в метасоматических карбонатах).

Коррелируемое со степенью метасоматических преобразований сланцев обогащение метасоматических ореолов углеродистым веществом выражается в дополнительном накоплении в ореолах восстановленного углерода в керогене и битумоидах преимущественно на ранних стадиях процессов (например, до 0.65 %, 0.85 %, 0.38 % в среднем соответственно в промежуточных и тыловой зонах против 0.24 % в среднем во фронтальной зоне и вне ореола в кедровской толще) и окисленного углерода (в карбонатах) – главным образом, на поздних. Отмечаются факты, свидетельствующие о чередовании во времени отложения керогена и карбонатов [29].

Исходя из анализа изотопных данных, в том числе приведенных в табл. 2, и других материалов, а также обсуждения альтернативных вариантов их интерпретации [29] обосновывается представление о глубинном (мантийном) источнике углерода метасоматических карбонатов и полигенном происхождении углерода керогена. В составе керогена участвует преобразованное при метаморфизме в графит вероятно седиментогенное (биогенное) углеродистое вещество, о чем можно судить по наличию сохранившегося за пределами и на дальней периферии околорудных метасоматических ореолов керогена, и углеродистое вещество, поступившее в блоки метасоматизма и рудоотложения из глубинных источников. Последний вывод приведен также в более поздней работе [11] и дополнительно аргументируется в [28].

Металлы в околорудном пространстве. Вопрос о содержании металлов в породах рудных районов и рудных полей имеет ключевое значение в поддержании конкурентоспособности метаморфогенной концепции, разные варианты которой формулировались в шестидесятые – восьмидесятые годы применительно, главным образом, к районам сланцевого типа на основе представлений о высоких или повышенных против кларков концентрациях золота в сланцах. Предполагалось, что сверхкларковые массы золота и сопутствующих ему в рудах металлов переотлагались из пород в рудные тела под воздействием гидротермальных растворов разного происхождения, включая метаморфогенные [32 и др.], мантийные [33 и др.] или генерированные в очагах гранитной магмы [34 и др.]. Для месторождений Окино-Китойского района, кроме того, предполагается их генетическая связь с гранитами, которые обогащались золотом при переплавлении обогащенного золотом субстрата земной коры [35].

Однако к середине восьмидесятых годов стало очевидно, что дорудные (исходные) концентрации золота в сланцевых толщах региона не превышают кларковых значений 1-2 мг/т [7, 25, 36], 2-4 мг/т [37]. Один из разработчиков разных вариантов метаморфогенной концепции пришел к выводу [38] о субкларковых (1-4 мг/т) содержаниях золота в сланцах как золотоносных, так и не золотоносных районов, предложив считать эти содержания "отработанными", хотя ареалы выноса золота не наблюдались нигде [21, 39 и др.], а признаков "отработанности" приведено не было. Авторские данные ранние [25] и последнего времени на примере Северного Забайкалья подтверждают отсутствие исходной специализации на золото и другие металлы углеродистых сланцев [40]. Эти и другие материалы подорвали основы всех вариантов метаморфогенной концепции, и некоторые специалисты, в том числе активные ее сторонники, высказывали мнение о необходимости привноса в область рудоотложения дополнительных масс металла с ювенильными флюидами [28, 33 и др.].

Причины разногласий в оценке исходной золотоносности сланцев заключаются в разном понимании того, какие по минеральному составу сланцы следует считать исходными, а какие – гидротермально околорудно измененными, представляющими околорудные метасо-

Таблица 2
 Изотопный состав углерода и кислорода карбонатов в минеральных зонах околорудных и аподиабазовых внутрирудных метасоматических ореолов золоторудных полей Северо-Забайкальского района

Номера проб	Участки	Исходные породы	Минеральные зоны ореолов	Состав карбонатов	Содержание в породе, %		$\frac{C_{КБ}}{C_{ПК}}$	$\delta^{13}C, \text{‰}$	$\delta^{18}O, \text{‰}$
					$C_{КБ}$	$C_{ПК}$			
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1. Кедровское рудное поле									
КШМШ-81	Шаманский	(Мусковит)-биотит-кварц-	Фронтальная	Кальцит	-	0.21	-	-2.7	-
К-55	Шумный	полевошпатовые	2 промежуточная	Кальцит	-	0.16	-	-9.7	-
КШМШ-73	Шаманский	углеродистые		Доломит-анкерит	-	0.74	-	-6.7	-
К-46	Шумный	песчано-алевро-		Доломит-анкерит	-	0.34	-	-8.1	-
К-198	Безымянный	сланцы	Тыловая	Кальцит	0.84	0.04	21.0	-6.3	-
К-40	Шумный	кедровской толщи		Доломит-анкерит	-	0.30	-	-3.4	-
К-40а				Доломит-анкерит	-	0.28	-	-7.9 ^x	19.1
К-96				Доломит-анкерит	-	-	-	-4.4	-
К-120				Кальцит	0.04	0.24	0.17	-4.1	-
К-153				Кальцит	1.55	1.32	1.17	-5.4	-
К-246	Безымянный			Кальцит	-	0.21	-	-8.8	-
К-246а				Кальцит	-	0.22	-	-8.3 ^x	20.6
К-249				Кальцит, доломит	-	0.05	-	-5.4	-
К-400				Сидерит, доломит, кальцит	3.21	0.03	107.0	-6.0 ^x	19.6
К-363	Долина реки	Дайки	xx	Кальцит, доломит	1.73	0.20	8.65	-3.8 ^x	24.6
К-469	Тулдунь	долеритового	xxx	Доломит-анкерит	2.54	0.04	63.5	-5.6	-
К-469а		порфирига	xxx	Доломит-анкерит	2.52	0.05	50.4	-2.2 ^x	26.6
К-486		внутрирудные	xxxx	Кальцит	3.98	0.10	39.8	-1.9 ^x	24.1

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
2. Каралонское рудное поле									
О-14	Нижне-Орловский	(Мусковит)-биотит-кварц-полевошпатовые углеродистые песчано-алевро-сланцы водораздельной толщи	Тыловая	Доломит-анкерит, кальцит	1.24	0.60	2.07	-4.6	-
3. Киянская зона глубинных разломов									
И-104 И-104а	Водораздел рч., рч. Кварцевого и Рудного	(Мусковит)-биотит-кварц-полевошпатовые углеродистые алевро-пелито-сланцы мухтунной толщи Дайка фельзит-порфира	2 промежуточная (березит с альбитом)	Брейнерит, кальцит Брейнерит, кальцит	1.64 1.62	0.10 0.08	16.4 20.25	-4.7 -2.9 ^x	- 22.9
И-111			Промежуточная	Кальцит	0.84	0.07	12.0	-2.7 ^x	28.1
4. Западное рудное поле									
КВ-56 КВ-8 КВ-9 КВ-57	Кварцевый Габро Муйского комплекса		2 промежуточная Тыловая	Сидерит, кальцит Кальцит, сидерит Сидерит, доломит, кальцит Сидерит, кальцит	3.76 3.84 3.65 3.72	- - - 0.06	- - - 62.0	-5.8 ^x -3.0 ^x -3.3 ^x -6.3 ^x	16.1 19.7 17.2 15.8

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
5. Петелинское кварцево-жильное поле									
П-34	Ущелье рч. Петелинского	Базальтовый порфирит кильянской толщи	2 промежуточная (безызит с альбитом)	Кальцит, сидерит	3.52	-	-	-3.9 ^x	17.4
6. Верхне-Сакуканское рудное поле									
ВС-8	Участок жилы Главной	Кварцевый диорит Кодарского комплекса	Тыловая	Доломит-анкерит	3.36	-	-	-11.9 ^x	18.5
7. Богодиканское рудное поле									
БГ-31	Участок жилы № 2	Дайка долерита	2 промежуточная (безызит с альбитом)	Доломит-анкерит	4.58	-	-	-4.7 ^x	15.6

Примечания:

1) Метасоматические новообразования в дайках внутрирудных долеритов:

xx - кв+альб+сер+би+хл+кциоз+каль+доп+ру+ап+маг+пир, Δ=21%;

xxx - кв+альб+сер+хл+доп+ру+лейк+ап+маг+пир, Δ=28%;

xxxx - кв+би+каль+ру+лейк+ап+маг+пир, Δ=29%;

Δ - удельная масса перемещенного вещества в процентах к массе вещества исходной породы в стандартном геометрическом объеме.

2) Состав карбонатов определен термическим анализом, содержание карбонатного (C_{кв}) углерода в породе - химическим анализом в Центральной лаборатории ПГО «Запсибгеология» (г. Москва) под руководством Е.С. Ларской, изотопный состав карбонатного углерода - в лаборатории Изотопных нефтегазообразований ВНИГНИ (г. Москва) под руководством Р.Г. Панкиной; определения изотопного состава карбонатного углерода (δ¹³C) и кислорода выполнены в лаборатории отдела геохимии стабильных изотопов Отделения металлогении ИГФМ АН УССР (ИГФМ НАН Украины, г. Киев) под руководством И.З. Коростышевского и Ф.И. Березовского, точность определения δ¹³C относительно стандарта PDB и δ¹⁸O относительно стандарта SMOW составляет ±0.3 ‰/‰

матические (и геохимические) ореолы, о чем речь шла выше. От того или иного решения вопроса зависит формирование геохимических выборок для статистических расчетов и оценки содержаний металлов в ближнем и дальнем околорудном пространстве [25, 40 и др.].

Вопрос снимается, если выборки формировать с учетом литотипов (петротипов) исходных пород, дорудной метаморфической и околорудной метасоматической зональности, то есть дифференцировать выборки для оценки влияния на содержание и распределение металлов каждого процесса – образования пород и их преобразований. Пока он не снят, поскольку до сего времени высказываются мнения о повышенной исходной золотоносности сланцев, например, в Ленском районе без доказательства корректности формирования выборок для статистических расчетов [6].

Обращает на себя внимание другой аспект проблемы. В подавляющем большинстве публикаций внимание акцентируется на диагностике источников золота. Между тем, наборы других металлов (ртути, вольфрама, сурьмы и т. д.) в апосланцевых околорудных геохимических ореолах столь же обширны, а контрастность ореолов столь же мала, как и в месторождениях, залегающих в любом несланцевом субстрате. Не видно принципиальных различий между околорудными геохимическими ореолами обеих совокупностей по составу наборов: золото всегда содержит примесь серебра и ртути, мышьяк образует в отличие от других металлов контрастные аномалии, обычно присутствие в ореолах вольфрама и т. д. Повышенных или пониженных против региональных кларков содержаний этих и других металлов за пределами рудных зон и околорудных ореолов как-будто не фиксируется [21, 39 и др.]. Каковы их источники? Учитывая последнее, – внешние, существовавшие ниже уровней образования месторождений.

Можно предполагать, что в некоторых сланцевых районах рудные залежи и сопровождающие их геохимические ореолы унаследовали гидротермально- (вулканогенно-) осадочную минерализацию этапов седиментации [31, 41 и др.]. В качестве аргументов существования осадочного золото-сульфидного оруденения в некоторых эпигенетических золотых месторождениях приводятся факты участия в составе руд сохранившихся конкреций (стяжений) сульфидов железа, доскладчатый возраст сульфидов, полоски которых следуют узору микроскладчатости, и некоторые другие данные [31 и др.]. Все это можно объяснить, используя признаки эпигенетического рудообразования: колломорфное строение выделений сульфидов железа в эпигенетических кварцевых жилах, заполнение сульфидами согласных микроскладчатости трещин и пр.

Считать, что во всех случаях такого теоретически возможного унаследования первично осадочная минерализация в полном объеме переработана в ходе ее эпигенетического преобразования без сохранения останцов, фрагментов, вообще признаков, скажем, по простиранию или вкрест простирания рудных зон, существует мало оснований. В частности, это подчеркнули В.В. Дистлер с соавторами для Ленского района, где отсутствуют убедительные данные, доказывающие достаточность механизма первично осадочного концентрирования металлов как главного источника рудного вещества [28].

Вызывает сомнения идея многоступенчатого (многоэтапного) концентрирования рудного вещества при образовании золоторудных месторождений в сланцевых толщах, как, впрочем, месторождений других металлов в разных геологических ситуациях. Выдвинутая в свое время Л.З. Палей [42], она получила в последующие годы поддержку многих исследователей [43-46 и др.], но пока, насколько известно, не аргументирована в приложении к обсуждаемым золоторудным районам. Более того, в Северо-Забайкальском районе получены факты, указывающие на одноэтапный рудообразующий процесс [47].

Положение рудных районов и рудных полей в структурах земной коры. Геологические ситуации и геодинамические режимы образования золотого оруденения региона обсуждаются в [48].

Золоторудные районы приурочены к блокам земной коры, которые в реконструируемые периоды своей эволюции испытывали устойчивое воздымание или погружение. Енисейский район включает рудные зоны, образованные в позднепротерозойскую эпоху в активизированном Ангаро-Жанском выступе архейского фундамента Сибирской платформы и в обрамлении пояса гнейсо-мигматит-гранитных очагово-купольных структур, наследовавшего на этапе орогенеза конседиментационные поднятия рифейского подвижного пояса. Северо-Забайкальский и Окино-Китойский районы приурочены к активизированным в позднем палеозое [49]

выступам архейского фундамента Сибирской платформы (Муйскому, Чарскому, Гарганскому) среди протерозойских складчатых сооружений. Ленский район, возраст золотого оруденения в котором составляет 370 млн. лет [50], контролируется конседиментационным прогибом в обрамлении конседиментационных поднятий, на этапах тектоно-магматической активизации преобразованных в пояса гнейсо-мигматит-гранитных куполов.

Размещение рудных зон в рудных районах подчиняется системам глубинных и оперяющих их региональных разломов, как правило, разделяющих блоки земной коры с разной историей геологического развития. В Ангаро-Канском выступе золоторудные поля группируются в рудную зону северо-северо-западного простирания, которая следует Приенисейской системе глубинных разломов. Центральная золоторудная зона Заангарья сопровождается Ишимбинский глубинный разлом, образованный, в частности, в области перехода Центрального антиклинория в Ангаро-Питский синклиний. В Северном Забайкалье Килияно-Ирокиндинская и Кедровско-Витимконская золоторудные зоны следуют Килиянской и Тулдуньской зонам глубинных разломов, отделяющим соответственно на западе и востоке Муйский выступ от протерозойского обрамления. Сюльбанская система глубинных разломов контролирует одноименную золоторудную зону на сочленении Байкало-Витимской, Делюн-Уранской и Кодаро-Удоканской структурно-формационных зон. В Окино-Китойском районе Урик-Китойская золоторудная зона обрамляет на севере Гарганский выступ. В Ленском районе крупнейшая рудная зона северо-северо-восточного простирания в сопровождении пояса малых интрузий в протерозойских сланцевых толщах многокилометровой мощности следует наиболее глубокопогруженному вдоль глубинных разломов желобообразному трогу в архейском фундаменте.

Во всех случаях рудообразующие процессы реализуются в геодинамических режимах активизации рудоконтролирующих структур – систем глубинных разломов и блоковых движений земной коры. Судя по масштабам этих процессов и их вещественному выражению можно предполагать, что они сопровождают активизацию мантийных очагов Земли или обусловлены ей.

Соотношения оруденения с метаморфическими и магматическими породами.

Вопрос о пространственно-временных соотношениях золотых руд с метаморфическими породами был актуален в Ленском районе, для которого в шестидесятых годах предложен один из первых вариантов метаморфогенной концепции. Согласно этому варианту, в процессе зонального регионального метаморфизма золото перемещалось метаморфогенными растворами из высокотемпературных зон в низкотемпературную (зеленосланцевую) зону, где и отлагалось в дренирующих разломах, формируя промышленное оруденение [24, 32 и др.]. После того, как методами радиологической геохронологии здесь был определен возраст последнего этапа регионального метаморфизма 620 млн. лет, а возраст оруденения 370 млн. лет [50], данный вариант концепции окончательно потерял популярность. Одновременно было показано [51] отсутствие перераспределения золота и ряда металлов между пятью метаморфическими зонами в пласте метапелитов в температурном диапазоне 700°-400° С. В последнее время значительный (не менее 130-200 млн. лет) разрыв во времени формирования метаморфических пород и руд в Ленском районе подтвержден в [3].

Между тем, тесная пространственно-временная сопряженность золоторудных метасоматитов березитовой формации, золотых руд и серий до-, внутри-, после- (поздне-) рудных магматических пород, образованных в разных геологических обстановках региона и в разные геологические эпохи – это факт, свидетельствующий о том, что рудообразование осуществлялось в условиях активной флюидно-магматической деятельности с импульсным режимом внедрения в верхние горизонты земной коры расплавов и рудоносных растворов, генерированных на нижнекоровых – мантийных уровнях [52 и др.]. Близкие по геологическому возрасту к рудам производные кислого – среднего магматизма предшествуют рудообразованию [53 и др.].

Учитывая, что с кислыми производными ультраметаморфизма и магматизма в пространстве и времени тесно ассоциируют следующие за ними производные базитового магматизма (диабазы – долериты), в том числе дорудные, следует считать, что представление о растворо-, рудопроизводящей функции непосредственно гранитоидной магмы может быть распространено только на те в принципе возможные, но достаточно редкие случаи, когда рудообразование осуществлялось на заключительных этапах кристаллизации гранитоидных очагов и сразу после нее, не будучи отделено от периода становления гранитных массивов периодом но-

вой активизации мантии, вещественным выражением которой, в частности, среди рудовмещающих гранитоидов служат послегранитные генерации дорудных даек долеритов. В противном случае потребовалось бы объяснить, каким образом основные расплавы проникали в блоки рудоотложения сквозь жидкие еще гранитные расплавы, не изменив своего состава (долериты) или же почему золотосные растворы, отделившись от кристаллизовавшихся гранитных расплавов, не высаживали свой груз в застывшей верхней оболочке гранитоидных очагов или в вышележащих породах, поджидая, когда очаги полностью раскристаллизуются и сквозь массивы твердых гранитоидов пройдут новые инъекции глубинных базитовых магм (послегранитные, но дорудные долериты). Объяснение этому конструктивно с позиций парагенетических, но не генетических связей оруденения с гранитами.

В составе антидромных магматических комплексов поздние компоненты – долериты наиболее близки по возрасту к рудам, а внутрирудные их генерации, как правило, наиболее многочисленны. Минералого-химическим преобразованиям дорудных и особенно внутрирудных даек – флюидопроводников долеритового состава свойственны черты сходства и различий с околорудными изменениями пропилит-березитового профиля. Первое выражается в близком в том и другом случаях составе большинства новообразованных минералов и в аутентичной миграции петрогенных элементов, включая ассоциацию фемофильных металлов (калия, фосфора, магния, титана), которые образуют аномалии как в околорудных березитах, так и в аподолеритовых метасоматитах. Различия сводятся к амфиболизации и биотитизации долеритов, а иногда и дорудных даек другого состава, то есть к образованию минералов более высокотемпературных сравнительно с минералами околорудных метасоматитов, что объяснимо с точки зрения представлений о флюидопроводящей роли даек и о более высокотемпературных режимах флюидных потоков в раствороподводящих и растворораспределяющих каналах.

Заключение

Завершая обсуждение материалов, подчеркнем, что метаморфогенная концепция, во всех вариантах декларирующая породный источник сосредоточенного в месторождениях золота, проходит тот же путь, что в свое время, сто лет назад, проходила литораль-секреционная гипотеза. По мере того, как становилось ясно, что высокие вплоть до промышленных, содержания металлов в породах, в том числе в углеродистых сланцах, представляют следствие рудообразования, а не его причину, обе концепции теряли фактическую основу, на которой создавались.

Выполненный сопоставительный анализ накопленных данных имеет своей целью показать не только несостоятельность идей заимствования при гидротермальном рудообразовании золота из вмещающей среды, но и те трудности, которые возникают в попытках доказать генетические связи золотых месторождений с гранитами. Хотя те и другие связаны во времени и пространстве, в составе антидромных флюидно-магматических комплексов они занимают крайние (противоположные) позиции. Ранние, по изотопным данным имеющие мантийные корни гранитоиды как продукты дифференциации базальтовых расплавов или палингенеза под воздействием ранних мантийных флюидов – теплоносителей сменяются малыми интрузиями преобладающе среднего состава (дайки микродиоритов, диоритовых порфиритов), а затем базитов, к которым по времени наиболее близки золотые руды. Это согласуется с постоянным контролем магматитов и оруденения глубинными разломами, обеспечивающими на этапах активизации поступление на верхние уровни земной коры ранних мантийных флюидов и (или) кислых расплавов, поздних базитовых расплавов и рудоносных флюидов.

Обращает на себя внимание стабильность минералого-химического состава поздних основных магматитов. Судя по сохранившимся иногда в дайках фрагментам слабого изменения пород это долериты (диабазы), при массовой работе в силу их биотитизации и амфиболизации принимаемые за лампрофиры. Кроме того, диабазы в мелких дайках внешне трудно отличимы от черных сланцев и могут быть пропущены. Между тем, значение этих даек в реконструкции становления и эволюции флюидно-магматических комплексов достаточно велико и они заслуживают большего внимания, чем это имело место до сего времени.

По ряду приведенных выше признаков поздние рудоносные флюиды должны быть восстановленными и щелочными, способными транспортировать, например, в форме элементоорганических соединений не только выносимые из мантийных очагов золото, серебро, ртуть

и другие металлы, но и титан, фосфор, а по последним данным платиноиды, то есть элементы фемофильной группы, подчеркивающие петро-геохимическое своеобразие основных и ультраосновных расплавов. Представление о мантийных очагах генерации рудоносных флюидов аргументируется, помимо этого, мантийными или близкими к ним изотопными отношениями ряда элементов.

Смешение на путях подъема мантийных флюидов с водами верхнекоровых уровней, охлаждение и окисление их сопровождалось конденсацией магматических газов и распадом элементоорганических соединений. Дальнейшая судьба составляющих последние элементы определялась их свойствами и физико-химическими режимами в системах раствор – порода.

В частности, титан и фосфор в кислотной среде переходят в твердую фазу быстрее других, что подтверждается аномалиями этих элементов в аподайковых и приразломных (вдоль глубинных разломов) метасоматитах и рудах. Отсутствие таких аномалий объясняется, видимо, отложением этих элементов ниже уровней образования промышленного оруденения. Углерод в форме керогена и карбонатов насыщал рудоносные зоны и обрамляющие их ореолы. Пульсационный режим поступления флюидов при меняющемся режиме кислорода обуславливал отложение либо керогена, либо карбонатов. Изменение режима кислорода подчеркивается усилением степени окисленности углерода в вакуолях гидротермальных минералов даже в пределах отдельных протяженных по падению жил и зон, фактами пересечения крупных (до 1-2 мм) метакристаллов-ромбоэдров ранних новообразованных магнезиально-железистых карбонатов прожилками керогена при том, что основная масса карбонатного углерода отложена на завершающих стадиях процессов. Золото, ртуть и ряд других сопровождающих его металлов переходили, вероятно, в состав других, более устойчивых в новых физико-химических условиях комплексов и были способны мигрировать на большие расстояния, образуя локальные ареалы промышленных и более обширные ареалы повышенных против кларков концентраций.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гибшер Н.А. // Термобарогеохимические исследования процессов минералообразования. – Новосибирск: Наука, 1988. – С. 177-185.
2. Долгов Ю.А., Томиленко А.А., Гибшер Н.А. // Металлогения докембрия и метаморфогенное рудообразование. – Т. 2. – Киев: АН СССР, АН УССР, 1990. – С. 176-177.
3. Лаверов Н.П., Прокофьев В.Ю., Дистлер В.В. и др. // Доклады РАН. – 2000. – Т. 371. – № 1. – С. 88-92.
4. Левицкий В.В., Демин Б.Г., Хренов П.М. и др. // Доклады АН СССР. – 1978. – Т. 241. – № 5. – С. 1190-1192.
5. Ляхов Ю.В., Попивняк И.В. // Известия АН СССР. Сер. геологич. – 1977. – № 6. – С. 5-18.
6. Митрофанов Г.Л., Дистлер В.В., Немеров В.К. и др. // Металлогения, нефтегазоносность и геодинамика Северо-Азиатского кратона и орогенных поясов его обрамления: Материалы 2 Всероссийского металлогенического совещания, г. Иркутск, август 1998 г. – Иркутск: "Сантай", 1998. – С. 315-316.
7. Сазонов А.М. // Критерии отличия метаморфогенных и магматогенных гидротермальных месторождений. – Новосибирск: Наука, 1985. – С. 47-53.
8. Кучеренко И.В., Миков А.Д., Геря Т.В. и др. // Вопросы структурной геологии. – Томск: Изд-во Томск, гос. ун-та, 1987. – С. 28-41.
9. Левицкий В.В., Демин Б.Г., Барышев А.С. и др. // Доклады АН СССР. – 1979. – Т. 245. – № 6. – С. 1442-1447.
10. Лаверов Н.П., Дистлер В.В., Митрофанов Г.Л. и др. // Доклады РАН. – 1997. – Т. 355. – № 5. – С. 664-668.
11. Лаверов Н.П., Дистлер В.В., Сафонов Ю.Г. и др. // Металлогения, нефтегазоносность и геодинамика Северо-Азиатского кратона и орогенных поясов его обрамления: Материалы 2 Всероссийского металлогенического совещания, г. Иркутск, август 1998 г. – Иркутск: "Сантай", 1998. – С. 296.
12. Загрузина И.А., Голубчина М.Н., Миронюк Е.П. и др. // Записки Всесоюз. минералог, об-ва. – 1980. – Ч. 109. – Вып. 3. – С. 290-300.
13. Миркина С.Л., Рудакова Ж.Н., Кочергин В.С. // Записки Всесоюз. минералог. об-

ва. – 1983. – Ч. 112. – Вып. 5. – С. 548-551.

14. Загрузина И.А., Голубчина М.Н., Искандерова А.Д. и др. // Изотопный возраст горных пород и его геологическая интерпретация. – Л.: ВСЕГЕИ, 1984. – С. 85-95.

15. Рипп Г.С. Геохимия эндогенного оруденения и критерии прогноза в складчатых областях. – Новосибирск: Наука, 1984. – 192 с.

16. Ли Л.В., Носик Л.П. // Проблемы геологии и металлогении Красноярского края. – Новосибирск: Наука, 1989. – С. 46-51.

17. Заири Н.М., Шер С.Д., Стрижов В.П. и др. // Советская геология. – 1977. – № 1. – С. 90-98.

18. Буряк В.А. // Доклады АН СССР. – 1987. – Т. 295. – № 1. – С. 160-164.

19. Левицкий В.В., Викулова Л.П., Демин Б.Г. и др. // Доклады АН СССР. – 1980. – Т. 255. – № 6. – С. 1471-1474.

20. Геология и металлогения Енисейского рудного пояса / Под ред. Г.Н. Бровкова, Л.В. Ли, М.Л. Шермана. – Красноярск: СНИИГГиМС, 1985. – 291 с.

21. Болтыров В.Б., Поляков В.Л., Мельников С.Ю. // Геология, поиски и разведка месторождений Урала. – Свердловск: Свердл. горн. ин-т, 1987. – С. 75-80.

22. Шер С.Д. // Вопросы формирования и закономерности размещения месторождений золота и платины. – М.: ЦНИГРИ, 1970. – С. 16-42.

23. Шелехов Б.Е. // Геология и полезные ископаемые Нижнего Приангарья. – Красноярск: Красноярское книжн. изд-во, 1975. – С. 93-98.

24. Буряк В.А. Метаморфизм и рудообразование. – М.: Недра, 1982. – 256 с.

25. Кучеренко И.В. // Разведка и охрана недр. – 1986. – № 12. – С. 24-28.

26. Жариков В.А., Русинов В.Л., Маракушев А.А. и др. Метасоматизм и метасоматические породы. – М.: Научный мир, 1998. – 492 с.

27. Кучеренко И.В. // Доклады АН СССР. – 1987. – Т. 293. – № 2. – С. 443 – 447.

28. Дистлер В.В., Митрофанов Г.Л., Немеров В.К. и др. // Геология рудных месторожд. – 1996. – Т. 38. – № 6. – С. 467-484.

29. Кучеренко И.В., Ларская Е.С., Панкина Р.Г. и др. // Геохимия. – 1990. – № 6. – С. 797-806.

30. Рябчиков И.Д., Шрайер В. // Магматизм рифтов и складчатых поясов. – М.: ИГЕМ, 1993. – С. 279-286.

31. Жмодик С.М., Карманов Н.С., Куликов А.А. и др. // Тезисы докладов 4 объединенного международного симпозиума по проблемам прикладной геохимии, посвященного памяти акад. Л.В. Таусона, г. Иркутск, сентябрь 1994 г. – Т. 1. – Иркутск: "Лисна", 1994. – С. 175-176.

32. Буряк В.А. // Геология и геофизика. – 1978. – № 6. – С. 142-146.

33. Буряк В.А. // Генетические модели эндогенных рудных формаций. – Т. 2. – Новосибирск: Наука, 1983. – С. 139-145.

34. Ли Л.В. // Методы прикладной геохимии: Тезисы докл. 2 международного симпозиума, г. Иркутск, сентябрь 1981 г. – Ч. 2. – Иркутск, 1981. – С. 11-12.

35. Миронов А.Г., Жмодик С.М. // Геология рудных месторожд. – 1999. – Т. 41. – № 1. – С. 54-69.

36. Шаров В.Н., Шмотов А.П., Коновалов И.В. Метасоматическая зональность и связь с ней оруденения. – Новосибирск: Наука, 1978. – 103 с.

37. Горжевский Д.И., Зверева К.А., Ганжа Г.Б. // Советская геология. – 1988. – № 9. – С. 113-121.

38. Буряк В.А. // Тезисы докладов 27 Международного геологического конгресса. – Т. 6. – М.: Наука, 1984. – С. 57-59.

39. Буряк В.А. // Геохимические поиски по первичным ореолам. – Новосибирск: Наука, 1983. – С. 44-49.

40. Кучеренко И.В. // Известия Томского политехнического ун-та. – 2000. – Т. 303. – Вып. 1. – С. 161-169.

41. Поликарпочкин В.В., Гапон А.Е., Шергин Б.В. // Проблемы геохимии эндогенных процессов. – Новосибирск: Наука, 1977. – С. 153-162.

42. Палей Л.З. // Актуальные вопросы геологии, минералогии и геохимии золота и серебра в Средней Азии. – Ташкент: ФАН, 1983. – С. 26-32.

43. Чекваидзе В.Б., Исакович И.З., Миляев С.А. и др. // Известия ВУЗов. Геология и разведка. – 1999. – № 6. – С. 62-67.
44. Нарсеев В.А. // Руды и металлы. – 1998. – № 5. – С. 70-75.
45. Савицкий А.В., Былинская Л.В., Зайцев В.С. // Доклады РАН. – 1999. – Т. 365. – № 5. – С. 674-676.
46. Жабин А.Г. // Отечественная геология. – 1997. – № 6. – С. 35-40.
47. Кучеренко И.В. // Геохимические критерии прогнозной оценки оруденения. – Новосибирск: Наука, 1990. – С. 104-109.
48. Кучеренко И.В. // Проблемы геодинамики и минерогенеза южной Сибири. – Томск: Томск. госуд. ун-т, 2000. – С. 33-43.
49. Кучеренко И.В. // Известия АН СССР. Серия геологич. – 1989. – № 6. – С. 90-102.
50. Вилор Н.В., Лепин В.С., Станевич А.М. и др. // Доклады АН СССР. – 1991. – Т. 318. – № 2. – С. 396-400.
51. Макрыгина В.А., Развозжаева Э.А., Мартихаева Д.Х. // Геохимия. – 1991. – № 3. – С. 358-369.
52. Кучеренко И.В. // Известия АН СССР. Серия геологич. – 1990. – № 10. – С. 78-91.
53. Кучеренко И.В. // Петрография на рубеже XXI века. Итоги и перспективы: Материалы 2 Всероссийского петрографического совещания, г. Сыктывкар, июнь 2000 г. – Т. 3. – Сыктывкар: Ин-т геологии Коми научного центра УрО РАН, 2000. – С. 199-203.

ESOTERMAL ORE DEPOSITION CONCEPTION IN GOLD ORE REGIONS OF SOUTH SIBERIA FOLDED STRUCTURES

I.V. Kucherenko

The material, genetic and geologic criterions of the similarity and distinctions between gold deposits originated in carbon - bearing schist series and non - schist substratum are discussed. Magmatogene mesothermal origin of both aggregates of deposits are proved.

УДК 553.495:553.411

РЕДКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ И ЗОЛОТО В МЕСТОРОЖДЕНИЯХ СЕВЕРО-КАЗАХСТАНСКОЙ УРАНОВОРУДНОЙ ПРОВИНЦИИ

Поцелуев А.А., Рихванов Л.П., Николаев С.Л.

Впервые приведена информация об уровнях накопления редких элементов и золота в урановорудных месторождениях провинции. Раскрыты причины образования высоких концентраций элементов на ряде объектов. Аномальные содержания редкоземельных элементов, главным образом легких лантаноидов, характерны для руд месторождений, локализующихся в лейкогранитах и эпиплейцитах интрузивных комплексов девонского возраста. Наибольшие содержания средних и тяжелых лантаноидов отмечаются в рудах тех месторождений, где отсутствует явная связь с интрузивными комплексами. Высокие содержания золота (0,п г/т) выявлены в рудах 7 месторождений и участков, что обусловлено двумя главными факторами: совмещением разноформационного и полихронного золотого и уранового оруденения в пределах одних рудоконтролирующих структур и высокой золотоносностью (0,п – п,0 г/т) доломит-углеродистых сланцев шарыкской свиты (R₂sh). Сделан вывод о высоких перспективах выявления в провинции месторождений богатых комплексных золото-уран-редкометалльных с платиноидами руд.

ВВЕДЕНИЕ

Северо-Казахстанская урановорудная провинция (СКУРП) занимает северную часть Кокшетау-Северо-Тянь-Шаньского ураноносного пояса и объединяет более 50 урановых месторождений. Высокие перспективы ураноносности провинции были определены уже в 1950-е годы. С момента открытия первых месторождений в провинции проведены значительные объёмы геологических, геофизических, геохимических и других исследований, пробурена сверхглубокая скважина СГ-1, давшая уникальную геологическую информацию.

В провинции наряду с месторождениями урана выявлены и разведаны промышленные