

МЕТАЛЛОГЕНИЯ И РУДООБРАЗОВАНИЕ

АКТУАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ ЗОЛОТА

Ю.Г. Сафонов, В.В. Попов, А.В. Волков, Т.М. Злобина, И.В. Чаплыгин

*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,  
119017, Москва, Старомонетный пер., 35, Россия*

Отмечая крупный вклад академика В.А. Кузнецова и Сибирской металлогенической школы в развитие металлогении, в статье рассматриваются закономерности размещения и образования месторождений золота. Анализ актуальных проблем металлогении золота отражает общие проблемы металлогении на современном уровне ее развития. В основу анализа положены представления о геолого-генетических типах месторождений золота и металлогенической специализации геодинамических—геотектонических режимов и обстановок. Охарактеризованы типы эндогенных—полигенных золоторудных и золотосодержащих месторождений, приуроченных к определенным обстановкам, среди которых выделены, помимо традиционных, интракратонные бассейны — впадины и разновозрастные области рифтогенной и плюмовой тектономагматической активизации.

*Металлогения, золото, месторождения, геолого-генетические типы, геодинамические режимы, геотектонические обстановки, активизация, специализация.*

TOPICAL PROBLEMS OF GOLD METALLOGENY

Yu.G. Safonov, V.V. Popov, A.V. Volkov, T.M. Zlobina, and I.V. Chaplygin

The Siberian metallogenic school of thought in general and Academician V.A. Kuznetsov in particular made a considerable contribution to metallogeny. To follow them, we consider regularities of location and formation of gold deposits. Analysis of topical problems of gold metallogeny reflects general problems of metallogeny at its state of the art. The analysis is based on concepts of geologo-genetic types of gold deposits and metallogenic specialization of geodynamic-geotectonic regimes and settings. The types of endogenic-polygenic gold ore and gold-bearing deposits restricted to certain settings are characterized, among which, in addition to traditional ones, intracratonic basins — depressions and heterochronous areas of rift and plume tectonomagmatic activity — are recognized.

*Metallogeny, gold, deposits, geologo-genetic types, geodynamic regimes, geotectonic settings, activity, specialization*

ВВЕДЕНИЕ

Содержание предлагаемой статьи объединяет два доклада авторов на международном совещании „Актуальные проблемы рудообразования и металлогении“ (Новосибирск, апрель, 2006), посвященном 100-летию со дня рождения академика В.А. Кузнецова — выдающегося ученого, одного из лидеров Сибирской металлогенической школы и российской металлогении в целом, внесшего большой вклад в изучение закономерностей размещения и образования месторождений Центральной Азии, в разработку учения о рудных месторождениях.

В.А. Кузнецов был одним из создателей нового направления исследований в рудной геологии — рудно-формационного анализа, естественное развитие которого привело к разработке генетических моделей рудных формаций, а затем к представлениям о рудообразующих системах и их моделях. Главными объектами непосредственного изучения для В.А. Кузнецова были ртутные месторождения. Месторождения золота затрагивались им в рамках общих металлогенических построений, а с большей детальностью — в рамках развития представлений о генетических сериях и рядах эндогенных рудных формаций [Кузнецов, 1988]. В.А. Кузнецов был одним из первых исследователей, показавших генетические связи гидротермальных месторождений золота не только с формацией гранитных и гранитоидных („пестрого состава“) магм, но и „с основными базальтоидными подкоровыми магмами“, в том числе с малыми интрузиями. Им была обозначена генетическая серия рудных формаций, связанных „с мантийно-коровыми смешанными магмами орогенных структур“. Среди этих формаций золото-висмут-теллуровая, золото-серебряная, обычно относимые к различным геологическим типам (к плутоногенным и вулкано-

генным — эпитермальным соответственно), а также золото-сульфидная и кварц-золоторудная, связанные „с самостоятельными малыми интрузиями основных магм поздних стадий развития орогенных структур“.

Радикальная смена тектонических парадигм в последние десятилетия внешне воспринимается многими исследователями как перечеркивающая металлогенические разработки, в том числе рудно-формационные, советской школы металлогении, теоретические основы которой созданы трудами С.С. Смирнова, Ю.А. Билибина, В.И. Смирнова, В.А. Кузнецова, А.Д. Щеглова и многих других замечательных геологов. Эти разработки базируются на огромном фактическом материале. Их значимость сохраняется, а востребованность будет возрастать по мере возрождения российской геологической службы, практически разрушенной в перестроечный период конца XX века, и восстановления научного обеспечения разномасштабных прогнозно-поисковых работ на современном научно-методическом и аналитическом уровнях.

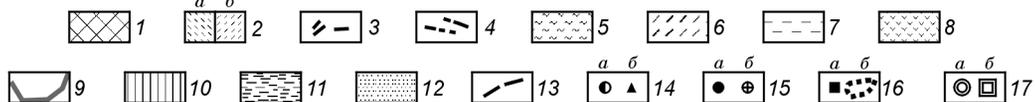
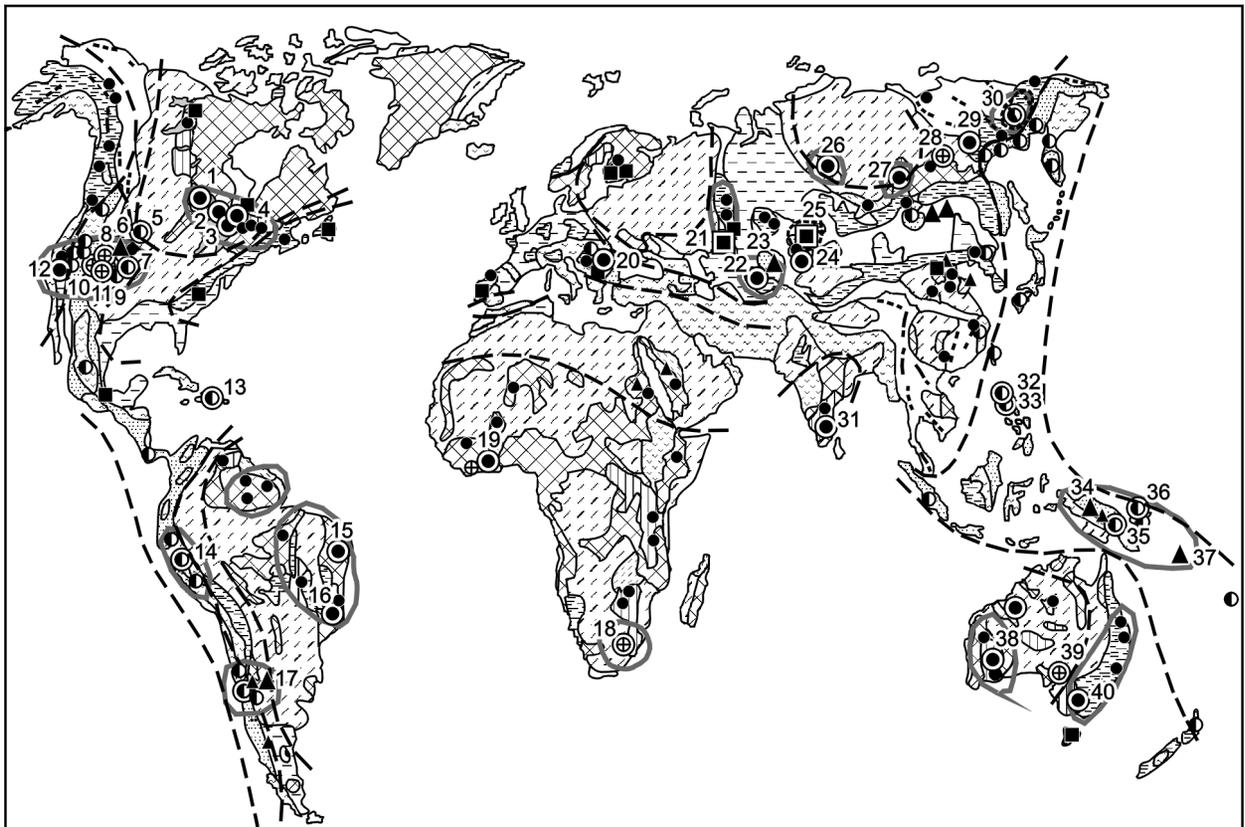
Развитие концепций тектоники литосферных плит и глубинной геодинамики, в которых особое значение для металлогенических построений имеет теория мантийных плюмов, привело к новым интерпретациям ранее выявленных закономерностей размещения и образования рудных месторождений. Одним из самых значимых теоретических выводов при этом стало признание важнейшей роли мантийных процессов в образовании рудных концентраций, а также многообразия форм и механизмов корово-мантийного взаимодействия, определяющего масштабность и специализацию этих концентраций. На это указывали ранее В.А. Кузнецов [1975, 1988] и другие исследователи. В настоящее время металлогеническое направление в российской геологии находится в переходной стадии. Реальное геологическое знание по одной шестой—одной седьмой части континентальной Земли определяет критические подходы многих геологов к новым мировым теоретическим концепциям как в геодинамике, так и в металлогении. Такие подходы в геодинамических исследованиях уже на ранней стадии становления плейт-тектонической теории привели к сохранению представлений о важнейшей роли рифтогенеза в формировании земной коры и ее металлогении (А.Д. Щеглов и др.), к ускоренному развитию концепций мантийных плюмов [Добрецов, Кирдяшкин, 1994, 2000]. Металлогеническое значение плюмов еще во многом не раскрыто. В Сибирской металлогенической школе более интенсивно, чем в других научных центрах страны, металлогеническое районирование переводится на новую геодинамическую основу. При этом все большее значение приобретают представления о металлогении террейнов, зачастую выделяемых без должного обоснования. Проблем в металлогенических и в геодинамических исследованиях остается много. Часть из них обнажается при анализе закономерностей размещения месторождений золота.

#### **РАСПРОСТРАНЕННОСТЬ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТА, ИХ ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ**

Золото относится к числу тех металлов, открытия новых месторождений которых осуществлялись в последние 50—60 лет наиболее часто, включая выявление новых типов месторождений и новых золотоносных провинций. Интенсивно проводятся исследования этих месторождений и золотоносных территорий, что позволяет на примере золота оценить общее состояние металлогенической теории и показать современные представления о металлогении золота, как в нашей стране, так и за рубежом.

Месторождения золота, очевидно, являются наиболее распространенными среди эндогенных рудных месторождений, охватывая большинство их генетических классов, выделенных В.И. Смирновым [1976], за исключением кимберлитов, карбонатитов и апогранитов. Общее число месторождений с запасами от 1 т золота явно превышает 2000. Это количество является приближенным [Singer, 1995]. В связи с тем, что динамика геолого-разведочных работ на золото, как отмечено выше, очень высока, переход многочисленных рудопроявлений или мелких месторождений в разряд „учитываемых“ (от 1 т) прослеживается с малой определенностью. Можно отметить, что только в Китае число золоторудных объектов составляет более 3000. Значителен прирост таких объектов в Южной Америке, в ряде регионов Африки и в других провинциях.

Как известно, общее количество добытого золота уже превысило 150 тыс. т, из которых одна треть произведена из руд бассейна Витватерсранд. На этот уникальный бассейн приходится более трети мировых запасов золота, оцениваемых в 70—80 тыс. т. Остальное золото добыто в основном на месторождениях различных геолого-генетических типов: в значительных соизмеримых количествах — на жильных месторождениях в докембрийских зеленокаменных областях, в фанерозойских складчатых поясах, в мезокайнозойских вулканических поясах и из молодых россыпей, а также из полиметаллических и медно-никелевых месторождений с извлечением золота, являющегося попутным компонентом. Следует напомнить, что первое золото в России, как и серебро, было получено при переработке полиметаллических руд алтайских и забайкальских месторождений. С середины прошлого века стала возрастать роль в производстве золота медно-порфировых месторождений, в настоящее время лидирующих в мировой добыче золота. Значительным стал вклад в производство золота месторождений карлинского типа, открытых в США только в 1960-е годы, и в эти же годы — месторождений Мурунтау (Узбекистан), а позже — других того же типа, залегающих в терригенных толщах и представленных крупными объемами



**Рис. 1. Распространение крупных ( $\geq 100$  т) и сверхкрупных ( $\geq 500$  т) золоторудных и золотосодержащих месторождений. Оконтурены провинции и области с суммарной золотоносностью более 1000 т:**

1 — щиты; 2—4 — подвижные пояса: 2 — протерозойские: южно-американский (а) и африканский континент (б), 3 — палеозойские, 4 — мезозойские; 5 — кайнозойские вулканические пояса, складчатые пояса; 6 — осадочный чехол древних платформ; 7 — осадочный чехол постпалеозойских платформ; 8 — крупные вулканические поля; 9 — границы кристаллических массивов; 10—12 — основные пояса и области развития месторождений различного возраста: 10 — позднеархейского—раннепротерозойского, 11 — палеозойского—мезозойского, 12 — мезозойского—кайнозойского; 13 — контуры металлогенических провинций; 14—16 — крупные месторождения: 14а — эпитермальные, 14б — медно-порфировые, 15а — мезогипотермальные, 15б — золотоносные конгломераты (№ 18) типа Карлин (№ 8—11) и Олимпик Дэм (№ 39), 16а — колчеданные, 16б — золотоносные районы; 17 — сверхкрупные месторождения указанных выше типов (14—16): 1 — Ред Лейк, 2 — Хемло, 3 — Керкленд-Лейк, 4 — Поркьюпайн, 5 — Хоумстейк, 6 — Бингхем, 7 — Крипл-Крик, 8 — Пост-Бетце, 9 — Голд Квари, 10 — Голд Страйк, 11 — Твин Крикс, 12 — Мазер Лод, 13 — Пуэбло Вьехо, 14 — Янакоча, 15 — Фазенда Бразильеро, 16 — Мору-Велью, 17 — Бадже де ла Алумбрера, 18 — Витватерсранд, 19 — Ашанти, 20 — Рошия Монтана, 21 — Гайское, 22 — Мурунтау, 23 — Алмалык, 24 — Кумтор, 25 — Рудно-Алтайские, 26 — Олимпиада, 27 — Сухой Лог, 28 — Центрально-Алданский район, включая Элькон, 29 — Нежданское, 30 — Колымский район, 31 — Колар, 32 — Лепонто, 33 — Фор Саутист, 34 — Грасберг, 35 — Поргера, 36 — Лэдолэм, 37 — Пангуна, 38 — Калгурли, 39 — Олимпик Дэм, 40 — Бендигго.

прожилково-вкрапленных руд. С этими типами месторождений связана значительная часть запасов золота, прежде всего, в нашей стране, остающейся в числе стран, имеющих наиболее значительные запасы и прогнозные ресурсы.

Основное количество золота добыто в XX веке, на протяжении которого его годовое производство выросло с 500 до 2500 т. Большая часть извлечена из крупных месторождений (70—80 %) с первичными запасами более 100 т. Распространенность сверхкрупных ( $\geq 500$  т) золоторудных и золотосодержащих месторождений, показанных на карте (рис. 1), отражает размещение основных золоторудных провинций, поясов и областей. В большинстве средние ( $\geq 20$  т) и крупные ( $\geq 100$  т) месторождения размещаются в тех же региональных тектонических структурах, в которых локализованы сверхкрупные и месторождения-гиганты ( $\geq 1000$  т).

Таблица 1. Геолого-генетические типы эндогенных золоторудных и золотосодержащих месторождений

Номер	Тип		Максимальные запасы, т (содержание, г/т)	Крупнейшие месторождения
	геологический	генетический		
I	Золотоносные „конгломераты“ (риффы)	Конседиментационные гидротермальные, магматогенные (полигенные), метаморфогенные, россыпные — метаморфизованные	2000—10 000* (10—20)	Витватерсранд, Вентерсдорп, Контакт, Карбон-Лидер
II	Золото-(сульфидно)-кварцевые зеленокаменных комплексов	Плутоногенные, метаморфогенные	1000—2000 (5—10)	Керкленд-Лейк, Колар
III	Золото-сульфидно-силикатные железистой формации	Метаморфогенные, плутоногенные	500—1200 (5—10)	Хоумстейк, Морувелью
IV	Золото-сульфидно-калишпат-кварцевые вулканогенно-осадочных комплексов	Магматогенные	600 (5—10)	Хемло
V	Золото-сульфидно-кварцевые метатерригенных комплексов	Плутоногенные, метаморфогенные, плутоногенные (полигенные)	800—4000 (3—5)	Мурунтау, Олимпиада Сухой Лог
VI	Золото-сульфидно-кварцевые, ассоциированные с интрузивными телами	Плутоногенные	600—800 (5—7)	Даблин Галх, Форт-Кнокс
VII	Железооксидно-медные золото-урансодержащие	Магматогенные	500—1200 (0.3—3)	Олимпик Дэм
VIII	Золото-сульфидно-карбонат-кварцевые карбонатных комплексов	»	600—1200 (3—7)	Голдстрайк, Пост Бетце
IX	Золото-урановые	Плутоногенные, магматогенные	500 (0.8—1)	Элькон
X	Золото-сурьмяно-ртутные	Магматогенные	200—400 (1—10)	Кючус
XI	Золотоносные медно-порфиоровые	Вулканогенные, плутоногенные	900—3500 (0.2—1)	Грасберг, Алмалык
XII	Золото-(сульфидно)-кварцевые эпитермальные	Вулканогенные	500—1500 (3—10)	Янакоча, Балей
XIII	Золотоносные скарновые	Плутоногенные	50—100 (3—10)	Никель-Плейт, Восток
XIV	Золотоносные колчеданные	Вулканогенно-осадочные, плутоногенные	400—600 (0.3—1)	Гайское, Риддер-Сокольное, Роян Норанда

\* По отдельным рифам (месторождениям).

Признанной классификации геологических типов месторождений золота не существует, кроме нескольких типов. К таковым относятся, типы эпитермальных золото-серебряных месторождений, золотоносных медно-порфиоровых, массивных сульфидных (колчеданных-вулканогенно-осадочных — VHMS) и в последнее время — карлинский.

Принятая нами систематика геолого-генетических типов золоторудных и золотосодержащих месторождений (табл. 1), основы которой были разработаны ранее [Сафонов, 1997], учитывает мировой опыт, результаты исследований многих российских авторов (включая работы по рудным формациям) и охватывает основные типы месторождений. В данном случае к последним мы относим те, в которых представлены сверхкрупные месторождения. Исключение составляют скарновые месторождения, геологическое своеобразие которых после работ Д.С. Коржинского [1953], В.А. Жарикова [1970] и других исследователей уже давно привело к признанию их как генетического класса таких рудных месторождений. Золотоносные скарновые месторождения выделяются сравнительно ограниченным распространением и малыми—средними концентрациями золота в комплексных рудах. Недавно оцененное Быстринское (~200 т Au) месторождение в Восточном Забайкалье в настоящее время может рассматриваться как наиболее крупное из этих месторождений.

Для ряда месторождений золота, как, например, золотоносных сланцев, содержащих Cu, Ni, U, V, Pt, принадлежность к одному из известных или новому типу еще не определена. Выделяемые типы месторождений не одинаковы по степени сходства — по четкости проявления типоморфных характеристик, входящих в них месторождений.

Характеристики генетических особенностей месторождений различных геологических типов, несмотря на значительные объемы разносторонних исследований (геолого-минералогических, геохимических, включая изотопно-геохимические, термобарометрических и др.), достаточно определенными (индикаторными) являются лишь для некоторых типов. Они позволяют подтвердить обоснованность ранее предложенных подразделений месторождений золота [Шило, 1976] на вулканогенные

(эпитермальные), вулканогенно-плутоногенные (эпитермальные, золото-медно-порфировые), плутоногенные („ассоциированные с интрузивами“). При этом имеются в виду парагенетические связи, т. е. пространственные и опосредованные генетические, с определенным магматизмом. Накапливающиеся данные об участии в рудообразовании флюидов мантийного происхождения, связанных с очагами нижнекорового или мантийно-корового магматизма или с автономными флюидными потоками, генерируемыми в процессах глубинного магматизма, определяют необходимость соответствующей генетической категории месторождений, названной нами „магматогенными корово-мантийными“.

Проблема связи оруденения с магматизмом активно разрабатывалась на протяжении всего XX века. Большой вклад в ее разработку внесли советские геологи — Ю.А. Билибин, Н.Н. Горностаев, В.Н. Котляр, В.И. Смирнов, В.А. Кузнецов, М.А. Фаворская, В.А. Коптев-Дворников, Ф.Н. Шахов, Ф.К. Шипулин и другие исследователи. Эта проблема, в свете современных представлений о магматических процессах, о мантийных плюмах получила новое развитие. Применительно к проблемам металлогении золота по-новому воспринимаются ранние исследования сибирской металлогенической школы. Помимо отмеченных выше работ В.А. Кузнецова, нужно указать на труды Ю.Г. Щербакова [1967, 1974] в области геохимической специализации ультраосновного—основного и гранитоидного магматизма, а также Ф.А. Летникова, разработавшего модели рудной специализации мантийных магм [Летников, 2001; Летников и др., 1978], А.Ф. Коробейникова [1981, 1987] по условиям фракционирования и концентрирования золота. Эти работы, вместе с другими многочисленными публикациями отечественных и зарубежных исследователей, позволяют понять причинность разнообразия—сходства золоторудных месторождений по ряду индикаторных характеристик. Но общий уровень знания о многофакторных зависимостях состава рудной минерализации, интенсивности ее проявления, условий залегания остается недостаточным. Золоторудные месторождения, включая золотосодержащие, несмотря на систематические разносторонние исследования, в этом отношении не являются исключением. Напротив, широкое распространение месторождений золота, явно обусловленное не только конъюнктурной экономической значимостью металла и, соответственно, объемами поисково-разведочных работ, но и, очевидно, в большей мере его геохимическими особенностями, пока не имеет более конкретных объяснений. Вместе с тем исследования золоторудных месторождений показывают конвергентность ряда их геологических и минералогических характеристик. Это предопределяет обязательность использования при определении геолого-генетических типов месторождений совокупности разномасштабных индикаторных признаков, позволяющих различать явные или высоковероятные проявления генетического своеобразия рудообразующих процессов и особенности месторождений, связанные с частными факторами развития последних. Среди первых — связь оруденения с магматизмом имеет первостепенное значение, как в части раскрытия сущности установленных общих закономерностей вулканогенно-плутоногенного и более глубинного корово-мантийного магматогенного зарождения рудообразующих флюидов, так и для реконструкции реальных рудообразующих систем, определения признаков нахождения и оценки таких систем. Поэтому остановимся на рассмотрении лишь этих характеристик генетических различий золоторудных месторождений, отраженных в табл. 1.

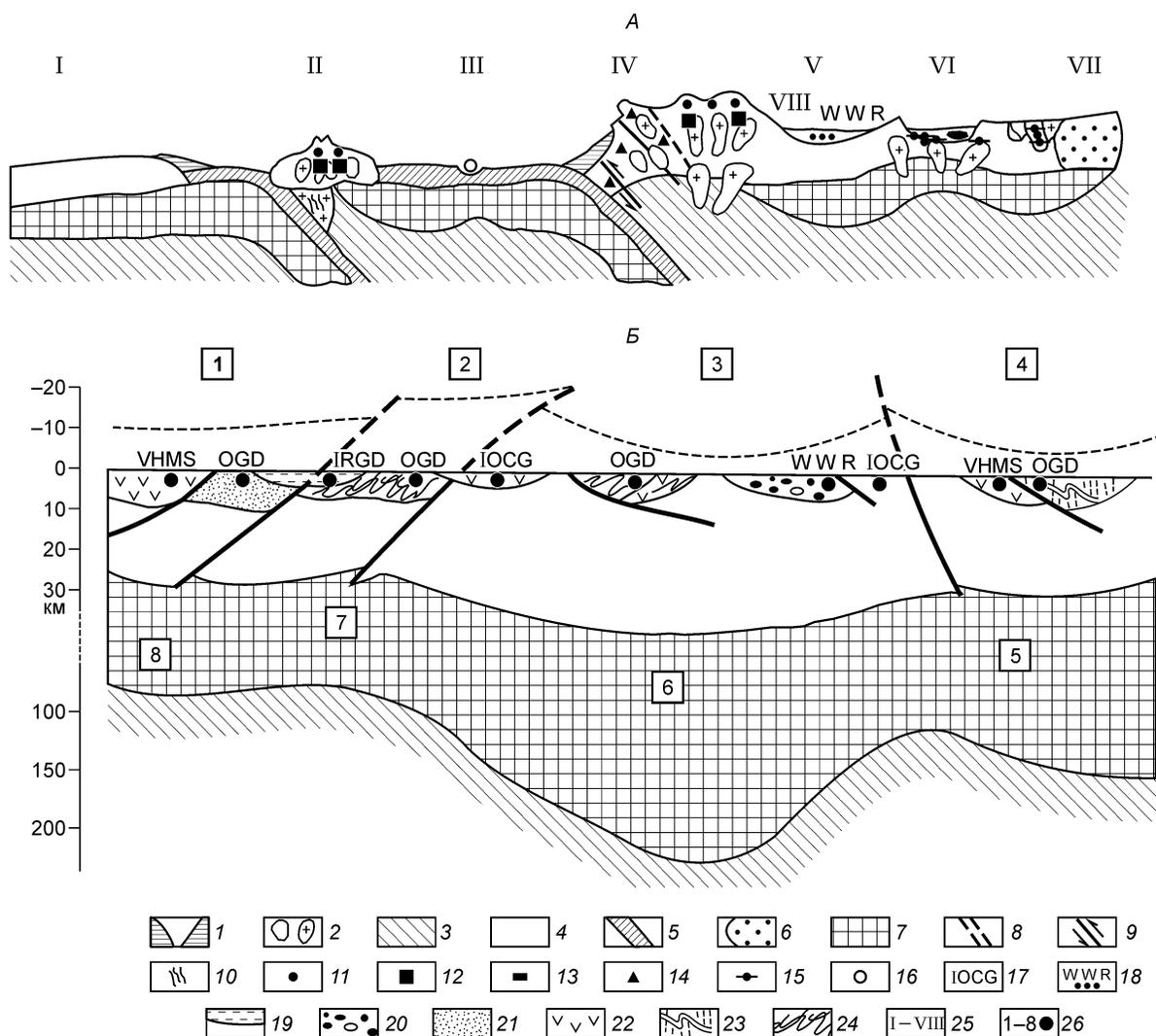
Основное отличие приведенной систематики геолого-генетических типов месторождений от других заключается в отнесении золотоносных „конгломератов“ (рифов) к магматогенным по источникам основной части золота и других рудообразующих компонентов (Si, S, Ni, Co и др.), к полигенным — по условиям и процессам формирования рудных тел-рифов, включая образование осмий-иридиевой и урановой минерализации, генетические особенности которой требуют дополнительных исследований. Рудоносные конгломераты Витватерсранда рассматриваются сторонниками двух основных концепций, существующих сегодня, по их происхождению как „россыпные-метаморфизованные“ или „метаморфогенные“ гидротермальные. Эти концепции показаны в работе, раскрывающей содержание новой генетической модели [Сафонов, Прокофьев, 2006]. Последняя частью совпадает с представлениями Н.А. Шило [2007] о гидротермально-метасоматическом образовании золотоносных „псевдоконгломератов“ Витватерсранда. Им по-новому рассматриваются процессы формирования „сфероидов“ пирита и кварца, роль углерода и кремния в переносе и отложении золота. Нужно отметить, что палеороссыпная и метаморфогенная гидротермальная модели могут относиться и к другим известным месторождениям рудоносных конгломератов с концентрациями золота до 200—300 т (Тыква, Гана и др.), хотя для месторождения Якобина (Бразилия) в последнее время обосновывается модель гидротермального магматогенного образования [Grimaraes Teixeira et al., 2001].

Выполненные исследования руд Витватерсранда [Сафонов, 2003, 2004; Сафонов, Прокофьев, 2006] позволяют относить их к образованным в ходе конседиментационных гидротермальных процессов, обусловленных привнесом в водную среду рудоносных флюидов, генерируемых глубинными базальтоидными магматическими источниками. Из обоснования этой модели образования рудоносных рифов Витватерсранда, приведенного в названных публикациях, подчеркнем лишь одно положение. Выявлена устойчивая геохимическая ассоциация золота и сопутствующих рудных элементов с редкоземельными элементами цериевой группы, носителями которых являются явно новообразованные минеральные фазы

(ортит, флоренсит и другие, окончательно еще недиагностированные). Отметим геохимическую ассоциацию Au с U, Cu и Se в месторождениях Олимпик Дэм [Reeve et al., 1990] Эти данные, наряду с известными фактами нахождения в золоте Витватерсранда примесей Hg, а в пирите — Co и Ni, близких к нулевым значениям  $\delta^{34}\text{S}$  в основной генерации пирита, и значимых содержаний калия в цементе рифов, служат основными доказательствами мантийной природы золотого оруденения этого уникального бассейна.

К магматогенным нами относятся месторождения карлинского и ряда других типов. М.М. Константиновым [Константинов и др., 2000] предложена модель флюидно-магматической рудообразующей системы, основу которой составляют представления о золотоносности базальтоидных магм. С такими системами связывается образование не только месторождений карлинского типа, но и некоторых жильных месторождений золото-сульфидно-кварцевого состава. Образование железокислых медно-золотых месторождений увязывается Д. Гровсом и его коллегами с мантийными магматическими источниками — с метасоматизированной (недеплетированной) астеносферной мантией [Groves et al., 2005]. Основным представителем месторождений этого типа является Олимпик Дэм (Австралия). Близки к нему по составу руд, по физико-химическим параметрам рудообразующих флюидов месторождения Салобо и другие в Северной Бразилии [Kerrich et al., 2000]. Определенными признаками мантийной природы рудного вещества характеризуются многие золото-сульфидно-карбонат-кварцевые месторождения в карбонатных и сланцевых комплексах, а также золото-сульфидно-кварцевые вулканогенно-осадочных комплексов (типа Хемло) и золото-урановые эльконского типа, в которых рудообразование связано с интенсивным калиевым метасоматозом.

Обширная группа золоторудных и золотосодержащих месторождений характеризуется признаками опосредованной связи с глубинными магматогенными источниками рудоносных флюидов при пространственной ассоциации с проявлениями корового вулканизма или интрузивного магматизма. Среди собственно золоторудных месторождений наиболее изучены месторождения зеленокаменных поясов и эпитермальные (Au и Au-Ag). В каждом из этих типов выделяются подтипы. Для эпитермальных месторождений, после работ Р. Силитое [Sillitoe, 1995] и других исследователей, такие подтипы имеют почти общее признание (HS, LS и др.). Проблемой в анализе золоторудных месторождений зеленокаменных поясов, даже после выделения из них месторождений железистой формации и месторождения Хемло, остается разнообразие месторождений, объединяемых в этом типе по составу, геологической позиции и условиям образования (Керкленд Лейк, Австралия; Холлинджер и другие районы: Тимминс, Канада; Колар, Индия и др.). Ряд из этих месторождений имеет значительные сходства с фанерозойскими месторождениями, выделяемыми как „ассоциированные с интрузивами“ или „связанные с интрузиями“ [Thompson et al., 1999; Phillips, Zhou, 1999]. Пространственные ассоциации с „фельзитовыми“ интрузиями, часть которых определены как сиениты, давно известны для месторождений пояса Абитиби (Керкленд Лейк, Ламакви-Сигма и др.). Среди фанерозойских „плутоногенных“ золоторудных месторождений распространены „ассоциированные“ с гранитоидными-базальтоидными (диоритовыми) интрузивами. Для тех и других закономерны связи с „малыми интрузиями“. Широкий спектр интрузивных пород, представленных в золоторудных полях и месторождениях, объясняется различными причинами. Л.В. Таусон [1976], анализируя связи месторождений золота и других металлов с гранитоидами, выделяет среди последних 9 типов, среди которых как генерирующие рудоносные флюиды оцениваются 5 — производные глубинных базальтоидных очагов и коровые, палингенные. Время генерации и отделения рудоносных флюидов, геохимическая специализация палингенных гранитоидов, по Л.В. Таусону, определяется условиями развития магматических очагов, их раскристаллизации, в частности, фактором глубинности. Эти исследования, как и многие другие, показали условность генетической категории „плутоногенных месторождений“, сохраняющуюся и в настоящее время. Обширная накопленная информация показывает, что золоторудные концентрации в земной коре создавались при проявлении разнородного магматизма в широком диапазоне зависимостей формирования рудоносных флюидов от собственно магматических процессов — от прямой до отдаленной, вплоть до опосредованной — при активизации захороненных, пластовых и других вод под воздействием магматического тепла [Эндогенные источники..., 1987]. Имело место и пространственное совмещение месторождений, связанных с различными одинарными рудообразующими системами (при общей мегасистеме), в пределах крупных рудоконтролирующих структур и областей проявления разновозрастного (одного этапа) магматизма. Предложенное разграничение типов месторождений по видам магматических источников, рудоносных флюидов не является их однозначной генетической характеристикой. Такая однозначность может быть достигнута только при анализе петрохимических, изотопно-геохимических и геодинамических особенностей проявлений магматизма в рудных областях и районах. Тем не менее наш вариант классификации золоторудных месторождений в большей мере отвечает задачам оценки металлогенической специализации различных геодинамических обстановок и, соответственно, металлогенического районирования регионального, частью локального, масштабных уровней, чем систематика Д. Гровса с коллегами [Groves et al., 2005; Kerrich et al., 2000].



**Рис. 2. Генерализованные схематические разрезы литосферы, показывающие позицию золоторудных месторождений (А) и условия сохранения от эрозии месторождений определенных типов (Б) по [Groves et al., 1998, 2005].**

1 — аккреционные клинья; 2 — гранитоиды; 3 — астеносфера; 4 — континентальная кора; 5 — океаническая кора; 6 — древние кратоны; 7 — субкрупная литосфера; 8 — разломы обстановки растяжения; 9 — надвиги, разломы обстановки сжатия; 10 — деформированный шельфовый комплекс; 11–17 — типы золоторудных месторождений: 11 — эпитермальные, 12 — медно-порфировые (+скарновые), 13 — карлинского типа, 14 — орогенные, OGD, 15 — ассоциированные с интрузивами, IRGD, 16 — вулканогенные массивных сульфидов, VHMS, 17 — железокислые медно-золотые; 18 — палеороссыпы Витватерсранда; 19 — шельфовые комплексы; 20 — конгломераты; 21 — осадочные породы; 22 — вулканические породы; 23 — метаморфические пояса; 24 — складчатые пояса; 25 — геотектонические обстановки: I — континент, II — океаническая дуга, III — тыловая дуга-1, IV — аккреционные террейны, V — континентальная дуга, VI — тыловая дуга-2, VII — край кратона, VIII — прибрежный бассейн; 26 — плавучесть литосферы, уровень аплифта, типы месторождений, сохранившиеся в обстановках (1–4): 1 — плавучая литосфера — малый аплифт, 2 — литосфера средней плавучести — средний аплифт, 3 — литосфера древняя негативной плавучести — значительный аплифт; 4 — литосфера молодая негативной плавучести — средний аплифт; для субконтинентальной литосферной мантии (SCLM) различного возраста (5–8): 5 — архейский, 6 — палеопротерозойский, 7 — неопротерозойский, 8 — фанерозойский.

#### МЕТАЛЛОГЕНИЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ—ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ РЕЖИМОВ И ОБСТАНОВОК

Последние работы Д. Гровса с соавторами [Groves et al., 1998, 2005] посвящены влиянию временных (вековых) изменений глобальных тектонических процессов на пространственное размещение и специализацию золоторудных и золотосодержащих месторождений. Образование и распространение золоторудных месторождений индикаторных типов увязывается с циклами формирования и распада суперконтинентов, а также с эволюцией подстилающей их литосферной мантии (рис. 2). Состояние литосферы во времени увязывается с общей тенденцией уменьшения теплового потока и ослабления плюмовой активности от архея—раннего протерозоя к палеозою. С высокой плюмовой активностью в раннем

докембрии (~2.7—2.6, 2.0—1.8 млрд лет), ростом коры и плавучестью литосферной мантии связывается массовое образование орогенных золоторудных месторождений и их последующее сохранение от эрозии в центральных частях всплывающих кратонов. Считается, что орогенные среднепозднепротерозойские и палеозойские месторождения были эродированы в связи с изменениями динамического режима, в процессах подъема и эрозии орогенных поясов, при более плотной, „негативной по плавучести“ литосфере, свойственной поздним плейт-тектоническим обстановкам. Авторы делают выводы об эволюции металлогенических процессов, оперируя в основном данными по орогенным месторождениям, а также железоксидным медно-золотым и вулканогенным месторождениям массивных сульфидов. Колчеданные (VMS), как и орогенные, считаются сформировавшимися на протяжении почти всей металлогенической истории золота: с 3.4 млрд лет до 50 млн лет — орогенные месторождения, а с 3.5 млрд лет по третичное время — колчеданные, хотя первые экономически значимые среди них имеют возраст 2.7 млрд лет, а среди орогенных — 3.1 млрд лет (пояс Барбертон, ЮАР; кратон Пилбара, Австралия). Все эти положения, затрагиваемые Д. Гровсом и его коллегами [Groves, 2005], остаются проблемными как в отношении металлогенического значения различных геодинамических событий, так и их индикаторов — геолого-генетических типов месторождений.

Среди общих проблем металлогении могут быть выделены следующие:

- роль литосферной и более глубокой мантии в рудообразовании;
- мантийно-коровое взаимодействие и его металлогенические последствия;
- цикличность проявления плюмового магматизма, его эволюция и металлогеническая специализация;
- масштабность и время развития различных геодинамических процессов, их металлогеническая роль;
- время развития рудообразующих процессов и систем;
- глубинность образования рудных месторождений различных типов, масштабы и скорости эрозионных процессов рудоносных территорий, сформированных в различных геодинамических обстановках.

Основным направлением исследований зависимостей рудообразования от мантийных процессов является изучение эволюции мантийного вещества и его отдельных компонентов, флюидной динамики и, прежде всего, поведения некогерентных элементов, наряду со специализированными направлениями — геодинамики мантийных плюмов и другими. В анализе закономерностей формирования золоторудных концентраций мы использовали представления Ф.А. Летникова [1999, 2001] о флюидных фациях и степенях зрелости литосферы, И.Д. Рябчикова [1988, 2000] — об общих закономерностях геохимической эволюции мантии Земли и поведении индикаторных, а также рудообразующих элементов в этих процессах. В указанных работах, как и в других разработках этих и других исследователей, можно найти обоснование сверхвысокой продуктивности ранних металлогенических эпох, включая формирование золоторудных концентраций.

Закономерности локализации и минералого-геохимические особенности месторождений золота в различных геодинамических обстановках, безусловно, связаны с процессами мантийно-корового взаимодействия, в проявлении которого особая роль, очевидно, принадлежит мантийным плюмам [Добрецов и др., 2001]. Рифтогенезом и плюмовым магматизмом объясняются не только циклическое развитие орогенных складчатых поясов, но и тектономагматическая активизация кратонов и стабилизированных областей, не достигших состояния кратонов. Ранее известные как области автономной или отраженной тектономагматической активизации, характеризующиеся определенной металлогенической специализацией [Щеглов, 1968], они не выделяются в современных плейт-тектонических моделях развития земной коры. В принятом нами подразделении золотоносных геодинамических обстановок эти области рассматриваются как одни из основных (табл. 2). Они реально соотносятся с различными стадиями эволюции орогенных поясов и литосферы в целом, показанными Н.Л. Добрецовым с соавторами [2001]. В отличие от подобного подразделения при анализе распределения рудных месторождений в истории тектонического развития Земли, выполненного В.Е. Хаиным [2000], золоторудные концентрации рассматриваются нами как связанные не только с зеленокаменными и вулканоплутоническими поясами, и коллизионными гранитоидами. Помимо областей внутриплитной тектономагматической активизации, сформировавшихся в протерозое и позже, выделены золотоносные архейские интракратонные впадины-бассейны. Интракратонные рифтогенные впадины, преобразованные в складчатые пояса, также занимают отдельную позицию в этом подразделении (см. табл. 2). При этом учитывалось и нахождение месторождений других металлов, особенности обстановок, в которых размещаются комплексные золотоносные и золотосодержащие месторождения. Так, золотоносность колчеданных руд, главным образом медно-цинковых, можно считать обычным явлением, но значительные концентрации золота установлены преимущественно в палеозойских месторождениях [Попов, 1998] — в Рудном Алтае (Риддер-Сокольное, ~600 т Au), а также в Южно-Уральском поясе (Гайское, ~500 т Au). Докембрийские колчеданные месторождения, позднеархейские в районе Норанда пояса Абитиб, а также протерозойские на Балтийском

Таблица 2. Геолого-тектонические обстановки сверхкрупных золоторудных концентраций

Геолого-тектоническая обстановка	Основная металлогеническая эпоха	Порядок концентраций Au, тыс. т	Геолого-генетический тип*
Интракратонные впадины-бассейны	AR <sub>3</sub> —PR <sub>1</sub>	>100	I
Зеленокаменные пояса	AR <sub>3</sub> —PR <sub>2</sub>	<i>n</i> × 10	II, III, IV, XIV
Интракратонные впадины — рифтогенные складчатые пояса	PR <sub>3</sub> —PZ <sub>3</sub>	<i>n</i> × 10	V, VI
Орогенные области — складчатые пояса	PZ—MZ	<i>n</i> × 1	VI, VIII, X
Области внутриплитной тектономагматической активизации	PR—PZ—MZ—CZ		
— рифтогенной		<i>n</i> × 1	VI, VII, VIII
— плюмовой		<i>n</i> × 10	IX, XI, XII
Вулканические пояса континентальных окраин	MZ—CZ	<i>n</i> × 10	VI, XI, XII, XIII, XIV
Вулканические пояса островных дуг	CZ	<i>n</i> × 10	XI, XII, XIII, XIV

\* Соответственно табл. 1.

щите, лишь в отдельных случаях содержат крупные концентрации золота (Роян Норанда — 400 т, Болиден — 100 т).

Архейские, позднеархейские—раннепротерозойские впадины-бассейны, в соответствии с приведенными выше данными о генезисе рудоносных рифов Витватерсранда, отнесены к вмещающим в основном эндогенное золотое оруденение. Рифтогенная природа бассейна Витватерсранд показана А.Д. Щегловым [1994]. В классификации бассейнов, разработанной Г.А. Беленицкой с соавторами [2001], он отнесен к впадинам внутриконтинентальных рифтов, как Удоканский и другие. Особенностью бассейна Витватерсранд является конседиментационное гидротермальное образование золоторудной минерализации. Совмещение ее с урановой минерализацией, проявившееся во многих рифах, вероятно, связано не только с условиями первичного рудообразования, но и с эпигенетическими процессами, характерными для экзогенного уранового рудообразования [Лаверов и др., 1998]. Моделью проявления рудообразующих гидротермальных процессов, синхронных с развитием бассейна, предусматривается существование в течение длительного времени формирования последнего глубинного очага флюидов, по своим масштабам соответствующего, по крайней мере, половине периметра бассейна на современном срезе.

Важность установления природы рудоносности бассейна Витватерсранд, реконструкции геодинамических условий его формирования не приходится доказывать. При признании конседиментационного гидротермального происхождения рифов Витватерсранда основными периодами генерации в земной коре золоторудных концентраций должны считаться позднеархейский—раннепротерозойский (2.9—2.4 млрд лет) и фанерозойский (последние 500 млн лет), между которыми проявлялись отдельные продуктивные металлогенические события, не имевшие такого глобального значения. Раннему периоду предшествовало образование (начиная с 3.4 млрд лет) ограниченного числа золоторудных месторождений, по определению наших зарубежных коллег — орогенного типа, одно из которых относится к категории крупных (Биг-Бэлл — 100 т, Австралия). Эти месторождения локализованы в древних зеленокаменных поясах (Барбертон — ЮАР и др.), а также в менее определенных тектонических обстановках.

Формирование уран-золотоносных рифов Витватерсранда увязывается с тектономагматической активизацией кратона Каапвааль (протоактивизацией, по [Казанский, 1972]). В начальный период развития бассейна (3.0—2.9 млрд лет), в течение которого были образованы коматиит-толеитовые вулканы и терригенные породы группы Доминион, значительных золоторудных концентраций не было создано, но концентрации урана в некоторых рифах превышают таковые в более молодых золотоносных рифах. Последние залегают главным образом среди терригенных пород супергруппы Сентрал ранд, возраст которой принимается в 2.9—2.84 млрд лет [Frimell et al., 2005]. Однако данные об относительном времени формирования крупного золотоносного рифа Вентерсдорп Контакт, приуроченного к верхнему горизонту супергруппы Сентрал ранд, позволяют определять его возраст в рамках 2.84—2.70 млрд лет, так как этот риф перекрывается толеитовыми базальтами верхней группы Вентерсдорп, имеющей возраст 2.7 млрд лет. В контактовой зоне этих базальтов обнаружена поздняя, отмеченная выше редкоземельная — сульфидная минерализация, аналогичная развитой в рифах. Для бассейна Витватерсранд характерна цикличность формирования в общем однотипных рудоносных рифов. Можно выделить 8—10 высокопродуктивных циклов, завершающим среди которых был тот, который проявился после Вентерсдорпского магматизма. С ним связано образование рифа Блэк, залегающего в основании серии Трансвааль. Его возраст 2.5 млрд лет [Barton, Hallbauer, 1996].

С интервалом 2.7—2.6 млрд лет, как показано канадскими и другими исследователями, связано образование месторождений известного зеленокаменного пояса Абитибид и других на Канадском щите. Характерно геолого-структурное и минералого-геохимическое разнообразие этих месторождений, значительная часть которых относится к крупным как по принятому нами ранжированию, так и еще в большей мере, по канадскому —  $\geq 60$  т. Для большинства этих месторождений показано, что их образование происходило в относительно небольшом временном отрыве (5—30 млн лет) от завершения формирования самих зеленокаменных поясов, включая внедрения кислых (и субщелочных) интрузивов, даек различного состава и процессы метаморфизма. Примечательно сонахождение в поясе Абитибид собственно золоторудных и золотоносных колчеданных месторождений (Роян Норанда — 400 т) с цинково-медной специализацией. В районе Норанда известно месторождение Доян (~100 т Au) с жильно-штокверковым золото-медным оруденением. Преобладают же здесь месторождения, пространственно связанные с интрузивными телами „фельзитов“, сиенитов, среди которых часть имеет сходные минералого-геохимические характеристики с фанерозойскими месторождениями, „ассоциированными с интрузивами“ (развитие Mo, As минералов, турмалина и др.). В то же время имеются своеобразные месторождения с признаками образования из глубинных, возможно, мантийных флюидов. Среди них, помимо Хемло, отнесенного к отдельному типу, — Керр-Эдисон с золотоносными карбонат-фукситовыми метасоматитами.

Своеобразны по своей геологической позиции, минералогии и геохимии золоторудные месторождения блока Йлгарн в Западной Австралии, имеющие тот же возраст, что и охарактеризованные канадские месторождения. Золоторудный гигант — Калгурли (~1700 т Au) выделяется по приуроченности основной части жильно-прожилкового оруденения к долеритовому силлу. Это месторождение отличается также значительным развитием в рудах теллуридов.

К сформировавшимся в конце первого металлогенического периода массового образования золоторудных месторождений относятся месторождения железооксидного медно-золотого типа в штате Караджас Бразилии (Салобо, Игарпе Бахия, 2.57 млрд лет) и золото-кварцевые Колар, Хатти (2.5—2.4 млрд лет) в Индии. Зеленокаменные пояса Колар — Хатти — Маски, по ранней классификации Д. Гровса [Groves et al., 1990], были отнесены к троговым, в отличие от занимающих широкие площади, не выдержанных по линейному протяжению и имеющих не столь крутое залегание (часто синклинальное) слагающих вулканитов — „платформенных поясов“. Последние представлены на других кратонах, а также в Западном блоке того же Дарварского кратона, в Восточном блоке которого расположены названные пояса. Месторождения Колар и Хатти не имеют пространственных связей с интрузивными магматическими телами. Следует подчеркнуть, что они формировались с временным отрывом более чем в 500 млн лет от образования вулканитов древней группы Саргур и более позднего их метаморфизма. В их пределах развиты секущие и субсогласные с рудными зонами дайки долеритов, а на глубинных горизонтах месторождения Колар также пегматитовые тела. Эти месторождения заметно различаются по минералогии, но имеют и общие черты [Золоторудное поле..., 1988]. В них развита более ранняя, по отношению к золоту, шеелитовая минерализация. В рудном поле Колар проявилась предрудная биотитизация амфиболитов, а на месторождении Хатти — и синрудная биотитизация вмещающих метавулканитов. Общей важной чертой этих месторождений является большой вертикальный диапазон распространения золотого оруденения: на Коларе — более 3100 м, по реальной глубине отработки на время закрытия рудника (1990 г.), на Хатти — более 3 км, по геофизическим данным, при сегодняшней отработке на глубинах около 600 м.

Из приведенных выше данных видно, что золоторудные месторождения зеленокаменных поясов не следует рассматривать как единую группу месторождений, связанных только с орогенными обстановками периода формирования первого суперконтинента. Геодинамические условия образования позднеархейских—раннепротерозойских месторождений были различными и в большей мере увязываются с разнообразием процессов воздействия на земную кору мантийных плюмов, вероятно, имевших свою металлогеническую специализацию в каждом из литосферных блоков, выраженную в различии геохимических ассоциаций в рудообразующих системах. Следует также отметить, что существующие концепции метаморфогенной природы рассмотренных месторождений не находят подтверждения.

Значительное внимание, уделенное нами раннедокембрийской металлогении золота, объясняется общей теоретической значимостью этой проблемы и, особенно, важностью ее для российской геологии. Потенциал позднеархейских—протерозойских металлогенических эпох образования золоторудных месторождений на территории России остается не раскрытым, хотя данных о золотоносности докембрийских комплексов становится все больше.

В общем знании металлогении золота, наверное, самым слабым звеном является большая часть протерозоя. В интервале 2.6—1.5 млрд лет эпизодически проявлялись продуктивные на золото рудообразующие процессы, приведшие к образованию отмеченных выше крупных месторождений Индии и Бразилии, а также таких известных месторождений, как Хоумстейк (1.7 млрд лет, 1500 т), Олимпик Дэм (1.5 млрд лет, 1200 т) и менее известных месторождений северо-восточной части Южно-Американского

континента и Западной Африки в металлогеническую эпоху, датируемую 2 млрд лет (Амазонскую — Бирримскую соответственно).

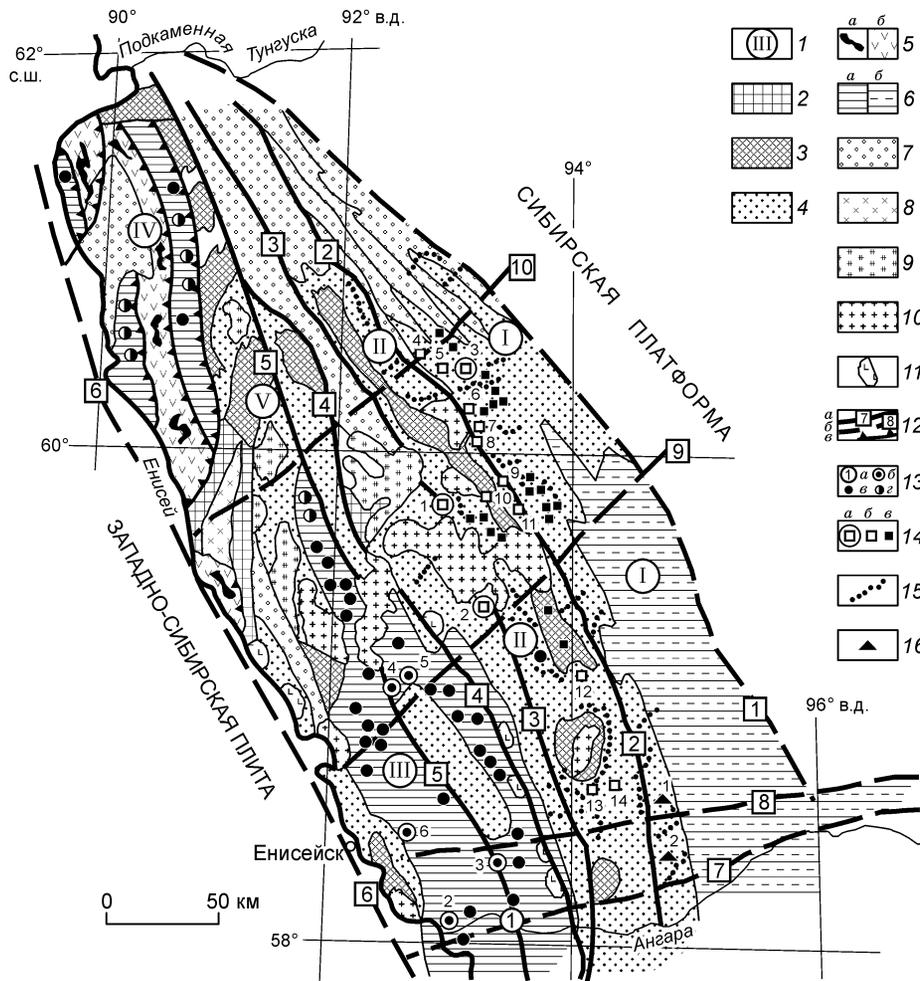
В среднепротерозойское время сформировались золоторудные месторождения в восточной части Балтийского щита, среди которых не выявлено крупных, но есть средние и близкие к крупным [Sindblad, 1999]. На территории Карело-Кольского региона известны только мелкие месторождения, но среди них есть и золото-кварцевое — Майское. Возраст его — 1.9 млрд лет [Сафонов и др., 2003]. Другие месторождения этого региона относятся к иным типам, как и месторождения Финляндии, среди которых золото-кварцевый жильный тип не представлен.

Д. Гровс и его соавторы [Groves et al., 1998] подчеркивают отсутствие орогенных месторождений, имеющих возраст 1.7—0.6 млрд лет, отмечая лишь в виде исключения месторождение Олимпиада (820 млн лет). Это исключение стало основанием для вывода о том, что не только рост ювенильной коры определял пространственное размещение орогенных месторождений, сохранившихся от эрозии [Groves et al., 2005]. Отсутствие же орогенных месторождений в пределах мезо-, неопротерозойских террейнов объясняется эродированностью этих территорий.

Имеющиеся данные по золотоносности северо-восточной и восточной частей Африки, а также азиатского континента, значительные площади которых остаются малоизученными, позволяют предполагать, что в таких террейнах будут найдены новые месторождения. Если же учесть опыт открытия месторождения Олимпик Дэм под чехлом платформенных отложений, то перспективы таких новых открытий сохраняются не только для австралийского континента, но и для Европейской платформы. Опубликованная информация и личные исследования авторов позволяют положительно оценивать потенциал рифейских металлогенических эпох. Они проявились в Северо-Восточной Африке, в Саудовской Аравии, в Восточной Сибири. В нубийской части Судана установлены золоторудные колчеданные месторождения, а также проявления медно-порфировой минерализации и жильные золото-кварцевые месторождения. Некоторые из них определенно ассоциированы с интрузивными телами, залегающими среди рифейских вулканогенно-осадочных и интрузивных пород, что позволяет делать выводы об образовании этих месторождений в верхнерифейское время. К этой же эпохе относятся и некоторые месторождения Аравийского полуострова.

Как особую, можно трактовать роль средне- и позднерифейских металлогенических эпох в золотоносности складчатого обрамления Восточно-Сибирского кратона. Этой проблеме посвящены обширные разносторонние исследования. Поэтому остановимся лишь на некоторых актуальных вопросах. Один из них — условия заложения рифейского пояса и его соотношения с палеозойскими структурами. Большинство исследователей считают, что рифейские отложения накапливались во впадинах-прогибах в краевой зоне кратона, которые по указанной выше классификации Г.А. Беленицкой с соавторами [2001] могут рассматриваться как интракратонные, надрифтовые, т. е. сходные по истории формирования на начальном этапе с бассейном Витватерсранда. Последующая история рифейских — байкалитид западного и южного обрамления Восточно-Сибирского кратона существенно различается. В Енисейском кряже прослеживается полный цикл рифейской геодинамической эволюции надрифтовых прогибов, междуговых и континентальных, объединенных в складчато-блоковые пояса, с проявлением орогенного магматизма. Характерно зональное размещение рудных месторождений: полиметаллических в краевом поясе и золоторудных, тяготеющих к центральному антиклинорию (рис. 3). Распространенные здесь месторождения золота относятся к двум основным структурно-морфологическим типам: прожилково-вкрапленный и жильный (золото-сульфидно-кварцевый). Первый представлен месторождениями Олимпиада, Ведуга, а второй — Советское, Эльдорадо и другими, достаточно многочисленными, но относящимися к категории мелких, иногда средних. Данные по возрасту оруденения, определенному различными методами, в целом относятся к интервалу 770—820 млн лет, охватывающему месторождения обоих типов. Для них характерна общность геохимической ассоциации (Au, As-Sb) при определенном своеобразии месторождения Олимпиада, где отмечается сопутствующая золоту шеелитовая минерализация и проявление интенсивного калиевого метасоматоза. Необходимо отметить, что определенных связей золотого оруденения с магматизмом здесь не выявлено. Золоторудные месторождения не относятся к ассоциированным с интрузивами, хотя и размещаются иногда в непосредственной близости от интрузивных тел [Konstantinov et al., 1999].

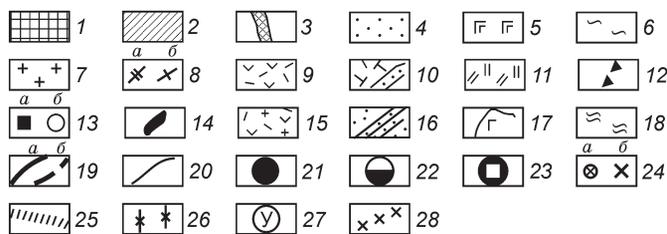
Рифейды Байкало-Патомского нагорья в целом характеризуются значительно более сложным фациальным разнообразием и иным стилем тектонических структур — складчато-разрывных, блоковых. Предлагаемая схема тектонического строения Байкало-Патомского нагорья (рис. 4) построена на основе данных, опубликованных к концу XX века, интерпретированных с учетом представлений по тектонике плит, но не в столь радикальном ее восприятии, которым характеризуются некоторые последние работы. Основным выводом из анализа региональных рудоконтролирующих структур региона для наших целей является определение позиции Бодайбинской впадины как надрифтовой, автономно развивавшейся в течение рифейского времени. Вопросы проявления рифейского магматизма и метаморфизма, как и развития золотого оруденения — синхронного с осадконакоплением и эпигенетического, остаются откры-



**Рис. 3. Геолого-тектоническая схема размещения месторождений и рудопроявлений золотоносного и колчеданно-полиметаллического рудных поясов Енисейского кряжа (составлена В.В. Поповым с использованием геологической карты Красноярского края и Тувинской республики, м-б 1:1 500 000, 1978 г., данных В.А. Верниковского и др., 1994; Т.Я. Корнева и др., 1974; Полиметаллическое..., 1976).**

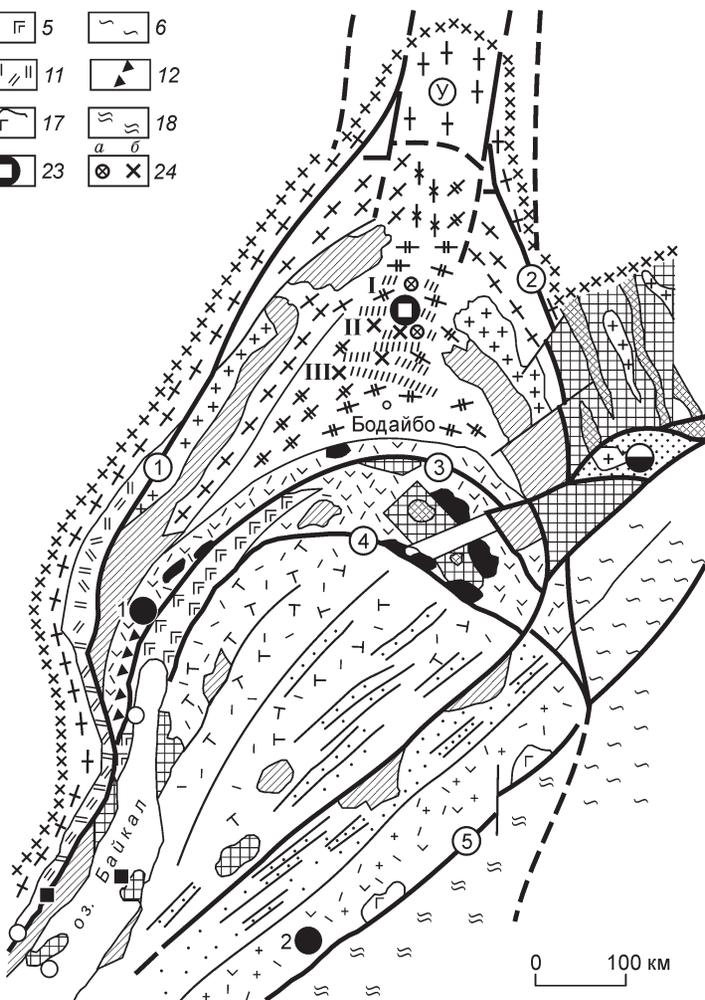
1 — тектонические структуры Енисейского кряжа: I — Ангаро-Питский синклиниорий, II — Центральный антиклинорий, III — Ангаро-Тисский и IV — Исаковский синклинории, V — Приенисейский антиклинорий; 2 — енисейская серия (ранний докембрий); 3 — тейская серия (средний протерозой); 4 — сухопитская серия (средний рифей); 5 — офиолитовый комплекс (средний рифей); а — базальтоиды, б — протрузии гипербазитов; 6 — верхнерифейские образования: а — тунгуская вулканогенно-терригенно-карбонатная серия, б — карбонатно-терригенная серия Ангаро-Питского синклинория; 7 — позднерифейско-кембрийские моласоидные и платформенные отложения; 8–10 — гранитоидные комплексы: 8 — таракский (ранний протерозой), 9 — тейский (средний рифей), 10 — посольно-ангарский (поздний рифей); 11 — габброиды и ультрабазиты (верхний рифей); 12 — зоны глубинных разломов (а — проявленные на эрозионном срезе, б — скрытые): 1 — Анкиновская, 2 — Восточно-Ишимбинская, 3 — Западно-Ишимбинская, 4 — Татарская, 5 — Тисско-Сухопитская, 6 — Приенисейская, 7 — Приангарская, 8 — Рассохинская, 9 — Каменская, 10 — Тунгусская; в — зоны крупных надвигов; 13 — рудные объекты колчеданно-полиметаллического пояса: а — крупные месторождения (1 — Горевское), б — средние и небольшие месторождения (2 — Усть-Ангарское, 3 — Линейное, 4 — Тенегинское, 5 — Верхнекаменское, 6 — Крутое); рудопроявления: в — свинцово-цинковые и полиметаллические, г — медные и медноцинковые; 14–16 — рудные объекты золотоносного пояса: 14 — золоторудные месторождения: а — крупные (1 — Олимпиадинское, 2 — Ведугинское, 3 — Советское), б — средние и небольшие (4 — Сергеевское, 5 — Полярная Звезда, 6 — Александро-Агеевское, 7 — Пролетарское, 8 — Эльдorado, 9 — Ново-Ерудинское, 10 — Старо-Ерудинское, 11 — Кварцевая Горка, 12 — Ахатинское, 13 — Николаевское, 14 — Васильевское), в — рудопроявления; 15 — россыпные месторождения; 16 — сурьмяные месторождения (1 — Удерейское, 2 — Раздольненское).

тыми. Сложная и богатая история палеозойского магматизма, проявившегося в южной части региона и затронувшего краевые части Бодайбинского прогиба, несомненно, включает и рудообразующие процессы. Но их масштабность и металлогеническую специализацию еще предстоит изучить. Имеющиеся данные о генезисе и возрасте образования крупнейшего золоторудного месторождения Сухой Лог [Лаверов и др., 1997; Дистлер и др., 1996], возможно, относятся только к части истории его формирования, по всей



**Рис. 4. Схема геологического строения Байкало-Патомского региона и размещение в его структурах месторождений-гигантов полиметаллов и золота (составлена В.В. Поповым по материалам: Салопы П.И., Лейтиса А.М. и Федоровского В.С., Хаина В.Е., Добрецова Н.Л., Кушева В.Г., Беличенко В.Г. и др., Зоненшайна В.П. и др., Пескова А.И. и Гусева Г.С., Казакевич Ю.П., Буряка В.А. и Хмелевской Н.М., Геологической карты СССР, м-б 1:2 500 000, 1980 и др.):**

1 — архейские комплексы; 2 — раннепротерозойские комплексы; 3 — зеленокаменные пояса; 4 — раннепротерозойские меденосные песчаники; 5 — раннепротерозойская нюрондуканская мафическая серия Муйской зоны; 6 — переработанные архейские комплексы; 7 — раннепротерозойские гранитоиды; 8 — рифейский терригенно-карбонатно-углистый флишoidalный комплекс (а — Бодайбинского синклинория, б — Патомской зоны и Ангаро-Ленского краевого прогиба); 9 — рифейский вулканогенно-терригенно-карбонатно-углистый комплекс



Муйской зоны; 10 — то же, Катеро-Баргузинской зоны (на юге зоны преобладают терригенно-карбонатные образования); 11 — среднепротерозойский акитканский вулканоплутонический пояс; 12 — метаморфизованная олистострома; 13 — дорифейские массивы ультрабазитов: а — с железорудной и сульфидно-никелевой и б — с ильменит-магнетитовой минерализацией; 14 — рифейские ультрабазиты (офиолитовой ассоциации); 15 — каледонский островодужный комплекс преимущественно андезит-риолитового и терригенно-карбонатного состава Еравнинской подзоны Удино-Витимской зоны; 16 — каледонский миогеосинклинальный комплекс Курбинской подзоны Удино-Витимской зоны; 17 — гипербазиты (офиолитовой ассоциации) каледонской Удино-Витимской зоны; 18 — Яблоново-Становая зона (докембрийские и кембрийские комплексы); 19 — линейменты (краевые структурные швы, системы глубинных разломов: а — проявленные, б — скрытые), цифры в кружках: 1 — Байкало-Вилуйский, 2 — Жуинский, 3 — Муйский, 4 — Муйско-Становой, 5 — Удино-Витимский; 20 — глубинные разломы; месторождения-гиганты: 21 — колчеданно-полиметаллические (1 — Холодненское, 2 — Озерное); 22 — Удоканское медное; 23 — золоторудное Сухой Лог; 24 — месторождения золота: а — кварц-золото-сульфидные, б — кварцево-жильные; 25 — основные зоны распространения коренных и россыпных месторождений: I — Хомолхинская, II — Маррокано-Светлинская, III — Артемовско-Васильевская; 26 — дайки лампрофиров; 27 — Уринский горстовый выступ; 28 — граница платформенного чехла.

вероятности, наиболее значимой. Изучение рифейской металлогении золота в регионе требует иного уровня изотопно-геохимических исследований, естественно, в сочетании с геологическим его доизучением. Масштабность распространения россыпного золота и его коренных проявлений в пределах Бодайбинской синклинали и на соседних территориях служит главным обоснованием такой необходимости.

Имеющиеся данные по тектоническим обстановкам локализации золоторудной минерализации, ее возрасту в Байкало-Патомском нагорье приводят к выводу о том, что эта минерализация может рассматриваться (по крайней мере, выявленная в пределах Бодайбинской складчатой области) как обусловленная процессами тектономагматической активизации. Ограниченная распространенность магматических интрузивных пород раннепалеозойского возраста, как и отсутствие выходов более молодых палеозойских интрузивов, недостаточная определенность региональной тектонической позиции золоторудных полей не позволяют раскрыть сущность этих процессов и их роль в образовании месторождений. Распространенные представления о метаморфогенности оруденения сухоложского типа в настоящее время утратили свою приоритетность, а доказательная база концепции гидротермального магматогенного происхождения этого

оруденения пока еще остается ограниченной. Вместе с тем разнообразие по составу, структурно-морфологическим типам, условиям залегания золотого оруденения даже в одном Кропоткинском золоторудном узле позволяет предполагать, что находящиеся здесь месторождения могут относиться не только к различным минералого-геохимическим и структурно-морфологическим подтипам золоторудной минерализации одной металлогенической эпохи, но и представлять различные эпохи, в том числе рифейскую. В этом отношении особый интерес вызывает Вернинское месторождение, где оконтурена крупная субпластовая залежь золотоносных пиритовых руд, характеризующаяся признаками конседиментационного образования. Под залежью среди карбонатных пород, а в более глубоком залегании — среди метатерригенных отложений выявлены зоны жильного золото-кварцевого оруденения. В пределах Байкало-Патомского нагорья и прилегающих площадей обширной Забайкальской рудной провинции и Алданского щита, как известно, представлены разновозрастные месторождения различных металлов (Au, Pb, Zn, Cu, Ti, V, TR) и многочисленные рудопроявления, в том числе урановые и другие, что позволяет рассматривать эту территорию как длительно, циклично развивавшуюся крупную металлогеническую провинцию, отдельные составляющие которой характеризуются определенной металлогенической специализацией. Эта специализация объясняется автономией тектономагматического развития таких составляющих, далеко не полностью отраженной в принятых схемах террейновой металлогении. При начальном рифтогенезе последующие этапы развития региона можно характеризовать как рифтогенно-плюмовый (раннепалеозойский) и плюмовый (среднепозднепалеозойский), что следует из последних исследований геодинамики региона [Ярмолюк и др., 2000].

В палеозойской металлогении золота основное значение имели орогенные-складчатые области пояса. Изменились представления о процессах и механизмах их образования и, в связи с этим, — о закономерностях локализации золоторудных месторождений в этих структурах [Groves et al., 1998; Kerrich et al., 2000]. К орогенным палеозойским месторождениям нами отнесены разнообразные месторождения, соответствующие V, VI, X геолого-генетическим типам нашей классификации (см. табл. 1, 2).

Среди золото-(сульфидно)-кварцевых месторождений метатерригенных комплексов представлены месторождения, существенно различающиеся по условиям образования. Часть из них близка к выше-рассмотренным по отдаленным связям с предшествующим магматизмом и метаморфизмом (Мурунтау и др.). В то же время геологическая позиция таких месторождений, как Кумтор (Киргизия), Бакырчик (Казахстан) с прожилково-вкрапленным, частью также жильным оруденением, и собственно жильных (Бендиго, Австралия) или комбинированных с соразмерным развитием руд обоих структурно-морфологических типов, увязывается с нахождением их в краевых аккреционных комплексах. К этой группе месторождений нужно отнести и мезозойские месторождения Северо-Востока России, среди которых Наталкинское, Майское, Нежданинское, Совиное, Каральвеевское, различающиеся по геологической структуре и составу руд.

Особую группу образуют золото-сульфидно-кварцевые месторождения, „ассоциированные с интрузивами“, отличающиеся от вышеохарактеризованных пространственными связями с интрузивами, главным образом гранитоидными, редко габброидными (Джетыгора, Коммунар), с преимущественно жильным типом руд, в составе которых обычны висмутовые минералы, молибденит, теллуриды. Эти месторождения активно разрабатывались на территории Советского Союза — степнякская группа в Северном Казахстане, в южной части Уральского складчатого пояса — Березовское, Кочкарское и др., в Забайкалье и других регионах. Отличительные черты этих месторождений проявляются с достаточной определенностью, с малой зависимостью от категории геодинамических обстановок их локализации (см. табл. 2). В последних систематиках зарубежных исследователей эти месторождения выделены из группы орогенных месторождений [Groves et al., 2005, см. фиг. 2]. Им уделяется повышенное внимание при изучении мезозойского складчатого обрамления Тихоокеанской плиты (Северо-Восток России, Аляска, Канадские Кордильеры). Из новых данных, полученных американскими и канадскими специалистами, отметим лишь установление зональности в размещении месторождений, различных по составу руд, а также выявление крупных рудных зон с вкрапленно-прожилковой минерализацией. В части региональной металлогении показательно совмещение в южной части Аляски поясов вольфрамовых и золотых месторождений. Заметно отличаются по геологической позиции, разнообразию (часто своеобразию) состава руд золоторудные месторождения палеозойского складчато-глыбового Алтае-Саянского золотоносного пояса. В западной части этого пояса выявлены новые типы золотого оруденения в известных рудных районах, где представлены месторождения, связанные с интрузивами. Здесь открыты рудопроявления карлинского типа, эпитермальные месторождения. В восточной — саянской части пояса, в Урик-Китойской металлогенической зоне, как показано в работах А.Г. Миронова, С.М. Жмодика, А.С. Борисенко и других исследователей, своеобразие золотого оруденения проявлено особенно контрастно [Миронов, Жмодик, 1999; Миронов и др., 2001; Айриянц и др., 2002]. Специфика геологической позиции месторождений — их приуроченность к офиолитовым комплексам прорываемым коллизионными гранитоидами, увязывается с образованием здесь гидротермально-осадочного оруденения, его преобразованием и формированием жильных руд мезо- и эпитермальных месторождений. Среди последних — золото-серебряные и золото-

ртутные. Активное поведение углеродистых соединений на разных этапах-стадиях процессов рудообразования служит другой отличительной чертой этой металлогенической области, сходной по начальному этапу развития с рифтогенными складчатыми поясами.

Золоторудные и комплексные золотоносные месторождения, расположенные в областях внутрикратонной тектономагматической активизации, выделяются нами для разновозрастных металлогенических эпох. Такого геодинамического режима в рамках теории плейт-тектоники не выделяется. Обстановки „аномального“ нахождения рудных месторождений, в частности, Олимпик Дэма (см. табл. 2, тип VII), характеризуются как анорогенные, или обусловленные плюмовым магматизмом, другие — как связанные с внутриплитным рифтогенезом (тренды месторождений карлинского типа). Подобные обстановки представлены в известных областях тектономагматической активизации в Восточной Сибири: Центральном-Алданский район [Казанский и др., 2004; Бойцов, Пилипенко, 1998], Восточное Забайкалье, где локализованы месторождения золота (Балей, Дарасун и др.), урана (Стрельцовское рудное поле), цветных и редких металлов, флюорита. В Центральном-Алданском районе с верхнеюрским субщелочным магматизмом интрузивной и дайковой серии пространственно связана локализация золото-сульфидно-карбонатного оруденения (Лебединое и др.) и золото-ураноносных калиевых метасоматитов Эльконского рудного поля. Если лебединский тип оруденения в определенной мере сходен с карлинским по метасоматическому механизму образования и четкому литолого-тектоническому контролю в карбонатных породах платформенного чехла, то Куранахское месторождение в том же рудном узле еще ближе к этому типу — и по условиям залегания и по составу. Эльконское рудное поле, как показано в ряде работ, пока не имеет аналогов. Мощное проявление калиевого метасоматоза, контролируемое протяженными разрывными нарушениями, лишь отчасти сходно с альбититовыми метасоматитами Украинского щита. Специфику Эльконского оруденения составляют не только калиевые метасоматиты, но и преимущественное развитие браннерита, т. е. определенная ториевая специализация рудоносных флюидов, в начальной стадии раскристаллизации которых вместе с пиритом было отложено золото. В этих характеристиках уранового и золотого оруденения Центрального Алдана можно видеть отражение их связи с процессами мантийно-корового взаимодействия, вероятно, обусловленного позднемезозойским плюмом.

Рифтогенная активизация стабилизированных областей проявилась в хорошо известной Восточно-Забайкальской рудной области. Примечательно, что здесь она последовала вслед за широким развитием юрского гранитоидного магматизма („плюмовой“ активизацией) и выразилась в развитии эпитептермального оруденения в Балейском грабене — месторождение Балей-Тасеевское в пределах вытянутой Ундино-Даинской депрессии. В пределах последней имеются признаки проявления золотой минерализации, что позволяет ожидать обнаружение здесь новых месторождений балейского типа. Балей и Тасеевское характеризуются лишь отдаленными связями с более ранним вулканизмом в Ундино-Даинской депрессии, относящейся к категории рассеянно-рифтовых систем (бассейнов) „с ограниченной деструкцией коры“ [Беленецкая и др., 2001]. Примечательно сходство Балейского грабена, в пределах и в борту которого локализованы золото-адуляр-кварцевая минерализация, с юрско-меловой впадиной, вмещающей урановые месторождения Стрельцовского рудного поля. Эти месторождения относятся к уран-молибденовой формации, выделенной на основании распространения месторождений подобного состава в палеозойских вулканоплутонических комплексах Чаткало-Кураминского хребта (Узбекистан) и в Казахстане [Лаверов и др., 1962, 1992]. Примечательно, что в Стрельцовском рудном поле урановое оруденение из терригенных отложений переходит с глубиной в кристаллические породы основания Забайкальской кратонизированной области. В молодых вулканических поясах подобные месторождения не выявлены, хотя слабая урановая минерализация установлена на некоторых медно-порфириновых месторождениях, как и радоновые аномалии, которые зафиксированы в ряде эпитептермальных золоторудных месторождений.

Проявление террейновой металлогении и металлогенической специализации определенных геодинамических режимов наиболее четко выражены в размещении и типоморфных особенностях рудных месторождений, в том числе золоторудных и комплексных золотосодержащих, а также в ассоциациях месторождений различных металлов, в молодых вулканических поясах, как в окраинных континентальных, так и, особенно, островных дуг. Общие закономерности локализации эпитептермальных золоторудных месторождений, золотоносных медно-порфириновых, сопровождающихся иногда скарновыми, а также колчеданных месторождений охарактеризованы весьма обстоятельно, в том числе и целевым образом [Kerzich et al., 2000; Groves et al., 2005]. По детальной разносторонней изученности минералого-геохимических особенностей и условиям образования эпитептермальные и медно-порфириновые месторождения заметно выделяются среди месторождений других геолого-генетических типов, что отражено во многих публикациях. На территории России эти месторождения имеют ограниченное распространение, хотя перспективы выявления новых таких объектов в Охотско-Чукотском вулканическом поясе, на Камчатке показаны рядом исследователей.

Эпитептермальные золоторудные месторождения в молодых островодужных вулканических системах Тихоокеанского пояса часто размещаются в рудных узлах вместе с золотоносными медно-порфириновыми месторождениями. При этом масштабность концентрации золота в месторождениях неодинакова: круп-

ные (и крупнейшие — Грасберг) медно-порфиновые месторождения сопровождаются мелкими—средними жильными месторождениями различного состава. Наиболее крупные эпитермальные золоторудные и золото-серебряные месторождения не имеют пространственных связей с медно-порфировыми, что можно видеть как в вулканических поясах (Янакоча), так и в рифтогенных структурах областей тектономагматической активизации (Балей). Месторождение Лэдолэм (Лихир, Папуа-Новая Гвинея) выделяется среди эпитермальных месторождений не только явно выраженной приуроченностью к островодужным структурам и молодым возрастом (~0.2 млн лет), но и переходным к порфировому типу с жильно-штокверковым оруденением, связанным со щелочным магматизмом монцитовой—шошонитовой серии [Moyle et al., 1990]. Здесь отсутствуют скарны, интенсивно проявлены раннее пропицит-калишпатовое и более позднее аргиллизитовое изменение пород, брекчирование их при развитии ранней ангидрит-карбонатной стадии в течение рудообразования. Это месторождение выделяется преимущественным развитием золотоносного пирита, марказита, составляющих ~90 % от общей массы сульфидов в рудах. Месторождение сформировалось практически в „субмаринных“ условиях — в береговой вулканической структуре, основной объем золоторудной минерализации в которой размещается ниже уровня моря. Характерно развитие в аргиллизитах тонковкрапленного микронного золота и наноразмерного — в пиритах. „Крупное“ видимое золото размером до 100 мкм отмечено только в зоне окисления. Тонкое золото в виде микронных кристаллов, тонкопластинчатых, игольчатых выделений установлено в кратерных зонах северной группы Новых Толбачинских вулканов (Камчатка), где проявлены современные эксгальационные минерало-рудообразующие процессы [Вергасова и др., 1982]. Кристаллы и выделения золота другой формы установлены в конденсатах современных газовых fumarol мексиканского влк. Колима [Tagan et al., 2000] и действующей парагазовой системы влк. Кудрявый (о. Итуруп, Курилы). Шлаковые отложения в вулканическом поле Толбачека местами характеризуются содержаниями золота, отвечающими бедным рудам. Вероятность нахождения такого субповерхностного оруденения в захороненном состоянии среди палеовулканических обстановок обычно не учитывается. В генетическом отношении изучение современных золотоносных fumarольных—сульфатарных систем, выделяемых некоторыми авторами в отдельный геолого-генетический тип золоторудных месторождений, важно как для установления закономерностей их развития, так и для реконструкции вулканогенных рудообразующих палеосистем. Особый интерес при этом представляют оценки массопереноса рудообразующих компонентов, масштабов их выноса и рассеяния при вулканических извержениях и в стационарных парагазовых системах спящих вулканов, к которым относится влк. Кудрявый.

Проблема эпитермальных, а в более широком охвате „вулканогенных“ (включая вулканогенно-плутонические, с которыми связываются медно-порфировые) систем — одна из наиболее актуальных в металлогении геодинамических режимов. Отмеченное выше разнообразие эпитермального оруденения и распространенность золото-медно-порфирового, выделяющегося выдержанностью основных минерало-геохимических черт в разных обстановках, позволяют видеть общий рифтинговый стиль золотого и сопутствующего оруденения. Основными геодинамическими-металлогеническими характеристиками рифтингового рудогенеза являются: глубинность генерации рудоносных флюидов и формирование ими рудных концентраций в приповерхностной зоне (0—2 км) земной коры; прямая зависимость геохимической специализации флюидов от первичных условий развития рудообразующих систем. От первичных условий, вероятно, зависит и потенциальная продуктивность систем, реализующаяся в различных обстановках в широком диапазоне соотношений факторов концентрации—рассеяния рудных компонентов. Д.В. Рундквист [1993] выделяет рифтогенный (внутриплитный и окраинно-континентальный) тип областей реювенации земной коры, допуская, наряду с формированием новых месторождений, регенерацию ранее образованных месторождений различных металлов, в том числе и золоторудных.

Как одно из важнейших направлений металлогенических исследований, особенно для России, рассматривал „металлогению зон синхронного рифтогенеза“ А.Д. Щеглов [1997], уделяя основное внимание гидротермально-осадочным, стратиформным месторождениям в развитии общих представлений об особенностях металлогении рифтовых зон [Щеглов, 1989]. Накопленная новая информация подтверждает обоснованность такой постановки проблемы как на основе данных об уникальном бассейне Витватерсранд, так и исследований других геодинамических обстановок локализации золотого оруденения. Выделение проблемы „металлогении бассейнов“ как приоритетной в исследованиях территории нашей страны не требует обоснования.

Анализ распространения золоторудных и золотосодержащих месторождений различных геолого-генетических типов показывает геохимическую—металлогеническую специализацию геодинамических обстановок, связанных с развитием мантийных плюмов как термально-химических, так и тепловых. С их проявлением увязывается формирование месторождений, парагенетически связанных с „анарогенным“ магматизмом — в разновозрастных внутриконтинентальных областях тектономагматической активизации. Термально-химические плюмы, вероятно, приводили к образованию специфических рудообразующих систем (Олимпик-Дэм, Элькон и др.). Тепловые плюмы влияли на развитие палингеного магматизма,

и опосредованно на образование коровых рудообразующих систем, с которыми связано образование месторождений, ассоциированных с интрузивами. Такие системы возникали, очевидно, и автономно, в процессах метаморфизма высоких фаций, но также в зависимости от общего геотектонического развития рудоносных территорий.

Индикаторные признаки металлогенической специализации различных геодинамических—геотектонических режимов и обстановок остаются ограниченными, особенно для сложных обстановок, возникших при сопряженности, смене, дискретности проявления процессов различной природы, включая „рудоподготовительные“ этапы при образовании крупных рудных концентраций [Рундквист, 1997]. Необходимость более глубоких исследований в этом направлении безусловна. Это важно как для развития теории рудообразования и методологии прогнозирования месторождений, так и для использования знаний о месторождениях при анализе геодинамического развития глобальных и региональных геоструктур.

Работа выполнена при поддержке программы Отделения по наукам о Земле РАН № ОНЗ-2 и гранта РФФИ № 06-05-64659.

#### ЛИТЕРАТУРА

**Айриянц Е.В., Жмодик С.М., Миронов А.Г., Боровиков А.А., Борисенко А.С., Очиров Ю.И.** Золото-ртутный и золото-серебряный типы оруденения в Восточном Саяне: минеральный состав, физико-химические условия образования // Геология и геофизика, 2002, т. 43 (3), с. 273—285.

**Беленицкая Г.А., Романовский С.И., Феоктистов В.П.** Осадочные бассейны России. Вып. 5. Тектоноседиментологическое моделирование и прогнозно-минералогический анализ основных геодинамических групп рудоносных осадочных бассейнов России. СПб., Изд-во ВСЕГЕИ, 2001, 143 с.

**Бойцов В.Е., Пилипенко Г.Н.** Золото и уран в мезозойских гидротермальных месторождениях Центрального Алдана (Россия) // Геология рудных месторождений, 1998, т. 40, № 4, с. 354—369.

**Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Ножкин А.Д., Пономарчук В.А.** Рифейские офиолиты Исаковского пояса (Енисейский кряж) // Геология и геофизика, 1994, т.35 (7—8), с. 169—181.

**Вергасова Л.П., Набоко С.И., Серафимова Е.К.** Эксгальционное самородное золото // Докл. АН СССР, 1982, т. 264, с. 201—203.

**Дистлер В.В., Митрофанов Г.Л., Семейкина Л.К., Немеров В.К., Коваленкер В.А., Мохов А.В., Юдовская М.А.** Формы нахождения металлов платиновой группы и их генезис в золоторудном месторождении Сухой Лог (Россия) // Геология рудных месторождений, 1996, т. 38, № 6, с. 467—484.

**Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г.** Глубинная геодинамика. Новосибирск, Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1994, 299 с.

**Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г.** Об источниках мантийных плюмов // Докл. РАН, 2000, т. 373, № 1, с. 84—86.

**Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкина А.А.** Глубинная геодинамика. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал „Гео“, 2001, 409 с.

**Золоторудное поле** Колар. М., Наука, 1988, 232 с.

**Казанский В.И.** Рудоносные тектонические структуры активизированных областей. М., Недра, 1972, 240 с.

**Казанский В.И.** Уникальный Центрально-Алданский золото-урановый рудный район (Россия) // Геология рудных месторождений, 2004, т. 46, № 3, с. 195—211.

**Константинов М.М., Некрасов Е.М., Сидоров А.А., Стружков С.Ф.** Золоторудные гиганты России и мира. М., Научный мир, 2000, 270 с.

**Корнев Т.Я., Доценко В.М., Бозин А.В.** Рифейский магматизм и колчеданно-полиметаллическое оруденение Енисейского кряжа. М., Недра, 1974, 132 с.

**Коржинский Д.С.** Очерк метасоматических процессов // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях, М., Изд-во АН СССР, 1953, с. 322—452.

**Коробейников А.Ф.** Фракционирование золота в магматическом расплаве при его раскристаллизации // Докл. АН СССР, 1981, т. 258, № 5, с. 1200—1204.

**Коробейников А.Ф.** Условия концентрации золота в палеозойских орогенах. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1987, 177 с.

**Кузнецов В.А.** Генетические ряды и серии рудных формаций // Современное состояние учения о месторождениях полезных ископаемых. Ташкент, ФАН, 1975, с. 6—16.

**Кузнецов В.А.** Проблемы рудно-формационного анализа и металлогении. Новосибирск, Наука, 1988, 242 с.

**Лаверов Н.П., Рыбалов Б.Л., Хорошилов Л.В.** Геологическая структура урановых гидротермальных месторождений, приуроченных к жерловым фациям эффузивов и субвулканическим интрузивам //

Вопросы изучения структур рудных полей и месторождений. М., Изд-во АН СССР, 1962, вып. 82, с. 116—135.

**Лаверов Н.П., Величкин В.И., Шумилин М.В.** Урановые месторождения стран содружества: основные промышленно-генетические типы и их размещение // Геология рудных месторождений, 1992, № 2, с. 3—18.

**Лаверов Н.П., Дистлер В.В., Митрофанов Г.Л., Немеров В.К., Коваленкер А.А., Мохов А.В., Семейкина Л.К., Юдовская М.А.** Платина и другие самородные металлы в рудах месторождения Сухой Лог // Геохимия, 1997, т. 335, № 5, с. 664—668.

**Лаверов Н.П., Абдульманов И.Г., Бровин К.Г., Лисицин А.К., Нестеров Ю.В., Новосельцев В.В., Солодов И.Н., Фазлулин М.И., Фарбер В.Я., Шмарнович Е.М.** Подземное выщелачивание полиэлементных руд. М., Изд-во Академии горных наук, 1998, 446 с.

**Летников Ф.А.** Флюидные фации континентальной литосферы и проблемы рудообразования // Смирновский сборник-99. М., Изд-во Моск. ун-та, 1999, с. 93—98.

**Летников Ф.А.** Сверхглубинные флюидные системы Земли и проблемы рудогенеза // Геология рудных месторождений, 2001, т. 43, № 4, с. 291—307.

**Летников Ф.А., Медведев В.Я., Иванов Л.А.** Взаимодействие гранитного расплава с карбонатами и силикатами. Новосибирск, Наука, 1978, 151 с.

**Миронов А.Г., Жмодик С.М.** Золоторудные месторождения Урик-Китойской металлогенической зоны (Восточный Саян, Россия) // Геология рудных месторождений, 1999, т. 41, № 1, с. 54—69.

**Миронов А.Г., Жмодик С.М., Очиров Ю.И., Боровиков А.А., Попов В.Д.** Таинское золоторудное месторождение (Восточный Саян) — редкий тип золото-порфировой формации // Геология рудных месторождений, 2001, т. 43, № 5, с. 395—413.

**Полиметаллическое оруденение** Енисейского кряжа. Красноярск, ЗапСНИИГИМС, 1976, 120 с.

**Попов В.В.** Региональные палеотектонические факторы образования крупных полиметаллических месторождений Рудного Алтая // Геология рудных месторождений, 1998, т. 40, № 4, с. 370—378.

**Рундквист Д.В.** Эпохи реювенации докембрийской коры и их металлогеническое значение // Геология рудных месторождений, 1993, т. 35, № 6, с. 467—471.

**Рундквист Д.В.** Фактор времени при формировании гидротермальных месторождений: периоды, эпохи, этапы и стадии рудообразования // Геология рудных месторождений, 1997, т. 39, № 1, с. 11—24.

**Рябчиков И.Д.** Геохимическая эволюция мантии Земли. М., Наука, 1988, 36 с.

**Рябчиков И.Д.** Сульфидные фазы в мантии земли и поведение халькофильных элементов // Геология рудных месторождений, 2000, т. 42, № 2, с. 141—146.

**Сафонов Ю.Г.** Гидротермальные золоторудные месторождения: распространенность — геолого-генетические типы — продуктивность рудообразующих систем // Геология рудных месторождений, 1997, т. 39, № 1, с. 25—40.

**Сафонов Ю.Г.** Золоторудные и золотосодержащие месторождения мира — генезис и металлогенический потенциал // Геология рудных месторождений, 2003, т. 45, № 4, с. 305—320.

**Сафонов Ю.Г.** Процессы образования золоторудных месторождений // Проблемы рудной геологии, петрологии, минералогии и геохимии. М., ИГЕМ, 2004, с. 99—129.

**Сафонов Ю.Г., Прокофьев В.Ю.** Модель конседиментационного гидротермального осадочного образования рифов Витватерсранда // Геология рудных месторождений, 2006, т. 48, № 6, 475—511.

**Сафонов Ю.Г., Волков А.В., Вольфсон А.А., Генкин А.Д., Крылова Т.Л., Чугаев А.В.** Золото-кварцевое месторождение Майское (Северная Карелия): геологические и минералого-геохимические особенности, вопросы генезиса // Геология рудных месторождений, 2003, т. 45, № 5, с. 429—451.

**Смирнов В.И.** Геология полезных ископаемых. М., Недра, 1976, 688 с.

**Таусон Л.В.** Гранитоидные магмы как источники рудного вещества эндогенных месторождений // Источники рудного вещества эндогенных месторождений. М., Наука, 1976, с. 43—57.

**Хаин В.Е.** Основные этапы тектонического развития Земли и их отражение в минерагенезе // Геология рудных месторождений, 2000, т. 42, № 5, с. 403—408.

**Щеглов А.Д.** Металлогения областей автономной активизации. Л., Недра, 1968, 180 с.

**Щеглов А.Д.** Металлогения рифтовых зон // Геология рудных месторождений, 1989, т. 31, № 1, с. 24—30.

**Щеглов А.Д.** О металлогении Южно-Африканской республики, генезисе золоторудных месторождений Витватерсранда и проблеме открытия их аналогов в России. Спб, ВСЕГЕИ, 1994, 44 с.

**Щеглов А.Д.** Синхронный рифтогенез и оруденение // Геология рудных месторождений, 1997, т. 39, № 2, с. 115—126.

**Щербаков Ю.Г.** Распределение и условия концентрации золота в рудных провинциях. М., Наука, 1967, 267 с.

**Щербаков Ю.Г.** Геохимия золоторудных месторождений в Кузнецком Алатау и Горном Алтае. Новосибирск, Наука, 1974, 278 с.

**Шило Н.А.** Золоторудные месторождения метаморфогенной, плутоногенной и вулканогенной формаций // Геолого-геохимические особенности месторождений полезных ископаемых на Северо-Востоке СССР. Магадан, 1976, с. 1—41. (Тр. Сев.-Вост. КНИИ, вып. 69).

**Шило Н.А.** Записки геолога. Т. 2. М., Фонд „Новое тысячелетие“, 2007, 455 с.

**Эндогенные источники рудного вещества.** М., Наука, 1987, 246 с.

**Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И.** Северо-Азиатский суперплюм в фанерозе: магматизм и глубинная геодинамика // Геотектоника, 2000, № 5, с. 3—29.

**Barton E.S., Hallbauer D.K.** Trace-element and U-Pb isotope compositions of pyrite types in the Proterozoic Black Reef, Transvaal, Sequence, South Africa: implications on genesis and age // Chem. Geol., 1996, v. 133, p. 173—199.

**Frimmel H.E., Groves D.I., Kirk J., Ruiz J., Chesley J., Minter W.E.L.** The formation and preservation of the Witwatersrand Goldfields, the world's largest gold province // Econ. Geol., 100th Anniversary v., 2005, p. 769—797.

**Groves D.I., Knox-Robinson C.M., Ho S.F., Rock N.M.S.** An overview of Archean lode-gold deposits. Department of Geology and University Extension, University of Western Australia Publication. 1990, v. 20, p. 2—18.

**Groves D.I., Goldfarb R.J., Cebre-Mariam M., Hagemann S.C., Robert F.** Orogenic gold deposits — a proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types // Ore Geol. Rev., 1998, v. 13, p. 7—25.

**Groves D.I., Condie K.C., Goldfarb R.J., Hronsky M.D., Vielreicher R.M.** Secular changes in global tectonic processes and their influence on mineral deposits // Econ. Geol. 2005, v. 100, p. 203—224.

**Kerrich R., Goldfarb R., Groves D., Garvin S., Jia Y.** The characteristics, origin and geodynamic settings of supergiant gold metallogenic provinces // Science in China (series D), 2000, v. 43, p. 1—58.

**Konstantinov M.M., Cherkasov S.V., Dankovtsov R.F.** Specific crustal features for large and superlarge endogenic gold deposits (Siberia and Far East regions) // Geology Tectonics and Metallogeny, 1999, v. 7, № 2, p. 143—147.

**Moyle A.J., Doyle B.J., Hoogyliet H., Ware A.R.** Ladolam Gold Deposit, Lihir Island // Geology of the mineral deposits of Australia and Papua New Guinea / Ed. E.D. Hughes. Melbourne, The Australasian Institute of Mining and Metallurgy, 1990, p. 1793—1805.

**Phillips N.G., Zhou T.** Gold deposits and Archean granite // SEG Newsletter, 1999, № 37, p. 8—12.

**Reeve J.S., Cross K.C., Smith R.N., Oreskes N.** Geology of the mineral deposits of Australia and Papua New Guinea / Ed. E.D. Hughes. Melbourne, The Australasian Institute of Mining and Metallurgy, 1990, p. 1009—1036.

**Singer D.Q.** World class base and precious metal deposits. A quantitative analysis // Econ. Geol., 1995, v. 90, p. 88—104.

**Sillitoe R.H.** The influence of magmatic-hydrothermal models on exploration strategies for volcanoplutonic arc // Magmas, fluid and ore deposits / Ed. J.F.H. Thompson. Miner. Assoc. Canada. Short Course Ser., 1995, v. 23, p. 511—525.

**Sundblad K.** Gold deposits of Fennoscandian Shield Gold'90. Trondheim (Abstract Volume), Norway, 1999, p. 51—83.

**Taran Yu.A., Bernard A., Gavilanes J.-C., Africano F.** Native gold in mineral precipitates from high-temperature volcanic gases of Colima Volcano, Mexico // Appl. Geochem., 2000, № 15, p. 337—346.

**Teixeira J.B.G., de Souza J.A.B., Silva M.G., Leite C.M.M., Barbosa J.S.F., Coelho C.E.S., Abram M.B., Filho V.M.C., Iyer S.S.S.** Gold mineralization in the Serra de Jacobina region, Bahia, Brazil: tectonic framework and metallogenesis // Miner. Deposita, 2001, № 36, p. 332—344.

**Thompson J.F.H., Sillitoe R.H., Baker T., Laug J.R., Mortenson J.K.** Intrusion-related gold deposits associated with tungsten-tin provinces // Miner. Deposits, 1999, № 34, p. 323—324.

*Рекомендована к печати 7 декабря 2006 г.  
А.С. Борисенко*

*Поступила в редакцию  
25 сентября 2006 г.*