

УДК 553.411.2:553.261

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ЗОНАХ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ СЕВЕРО-ВОСТОКА РОССИИ

© 2005 г. А. В. Волков

*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН
119017, Москва, Ж-17, Старомонетный пер., 35*

Поступила в редакцию 17.01.2005 г.

В статье рассмотрены весьма перспективные в промышленном отношении рудные месторождения золота, распространенные в зонах тектоно-магматической активизации (ТМА) Северо-Востока России. ТМА проявляется в формировании поясов даек, малых гипабиссальных интрузий, вулканических покровов, субвулканических тел, рудоносных интрузивно-купольных структур и крупных тектонических блоков, в интенсивном разломообразовании и изменении плана складчатых деформаций. Эти преобразования происходят в зонах глубинных разломов, оперяющих вулканопрогибы Охотско-Чукотского пояса, определяемых автором, как "зоны ТМА". Среди последних выделены продольные и поперечные по отношению к генеральному направлению складчатости пород фундамента пояса и соответственно разновозрастные по времени заложения – ранне- и позднеорогенные зоны. Размещение рудных полей и месторождений в них контролируется: разнотипными интрузивно-купольными структурами и тектоническими блоками. В зонах ТМА выявлены месторождения золота, олова, вольфрама, серебра, полиметаллов, сурьмы, ртути, которые в ряде случаев находятся в одних структурах с более ранним, до- и синаккреционным оруденением. Месторождения, часто крупные и уникальные по масштабу, характеризуются совмещением разных минеральных и структурных типов оруденения. Тесная связь оруденения в зонах ТМА с постаккреционной дифференциацией рудного вещества и особенности рудообразования обусловлены коровыми и подкоровыми процессами и что часть рудных компонентов привнесена из подкоровых мантийных очагов. Этот вывод подтверждается изотопными данными.

ВВЕДЕНИЕ

Северо-Восток России (Магаданская область и Чукотский автономный округ) – одна из крупнейших золотоносных провинций мира, где добыто более 3500 т золота (Природные ресурсы..., 1996; Киселев, Огородников, 2001). С 1940 г. этот регион занимает лидирующее положение в производстве золота в России. Сложившийся к настоящему времени уровень золотодобычи в Магаданской области составляет 27–31 т в год (>25% от общероссийской). В 2004 г., после начала эксплуатации нескольких новых рудных объектов: Джульетта, Лунное, Ветренское, Нявленга и возобновления работы Дукатского ГОКа, не произошло резкого падения золотодобычи, в связи с погашением запасов месторождения Кубака и реконструкцией рудника, разрабатывающего Наталкинское месторождение.

В Чукотском автономном округе добыча золота стремительно снизилась с 15 т в год в 1980–1990 годах до 4.5 т в 2004 г. (~1.5 т добывается из рудных месторождений: Каральвеем, Двойной, Сопка Рудная, Валунистый). В ближайшее десятилетие пред-

полагается ввести в эксплуатацию крупные месторождения золота и серебра Майское и Купол, что позволит компенсировать это падение.

Таким образом, высокая потенциальная значимость рудных месторождений золота в качестве главного источника развития золотодобывающей промышленности Северо-Востока России в наступившем веке определяет необходимость их всестороннего изучения.

Проблемы золоторудных месторождений, связанных с процессами ТМА, рассматривались в трудах А.Д. Щеглова, А.А. Сидорова, И.Н. Томсона, В.И. Гончарова, Ю.Г. Сафонова, В.И. Казанского, А.И. Калинина, Р.Б. Умитбаева, автора и многих других исследователей.

Представления о широком распространении и важной рудоконтролирующей роли зон ТМА на Северо-Востоке России получили развитие, в связи с открытием в мезозойских складчатых структурах месторождений и рудопроявлений, обнаруживающих сходство с вулканогенно-плутоногенным оруденением Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. В результате проведенных исследований выяснилось, что эти зоны являются структурами особого типа, развивающимися в тесной связи с

Адрес для переписки: А.В. Волков. E-mail: alexandr@igem.ru

постаккреционными процессами, сопровождавшими формирование окраинно-континентально-го вулканогенного пояса.

В настоящей статье поставлены следующие задачи: 1) показать влияние процессов ТМА на размещение и условия образования золотого оруденения; 2) провести типизацию золоторудных месторождений, связанных с ТМА; 3) выявить геолого-структурные и минералого-геохимические особенности месторождений; 4) выяснить генетические взаимоотношения золотого оруденения различных типов; 5) сделать сравнительный анализ условий образования золоторудных месторождений различных типов.

КРАТКИЙ ОЧЕРК ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ СЕВЕРО-ВОСТОКА РОССИИ

В последние годы геологическое строение и металлогения Северо-Востока рассматриваются с плей-тектонических позиций (Парфенов и др., 1993; Сидоров и др., 1994; Шпикерман, 1998). Эти исследователи полагают, что структура, магматизм и металлогения Верхояно-Колымских мезозойских структур определяются коллизией Верхоянской пассивной континентальной окраины с островными дугами (устанавливаемыми на месте Колымского срединного массива), Охотским и Омолонским микроконтинентами (фиг.1). В пределах Чукотского сегмента в коллизию были вовлечены более мелкие и разнообразные по своей природе блоки (террейны), представленные фрагментами континентальной коры, островных дуг и поднятий, что нашло свое отражение в смешанном характере металлогении (Парфенов и др., 1993). Террейны подвержены тектоно-магматической активизации в период мезозойской аккреции и в связи с развитием постаккреционного Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (Сидоров и др., 1994). В синаккреционный этап сформировались орогенные структуры Яно-Колымского и Чукотского складчатых поясов, которым соответствуют металлогенические пояса.

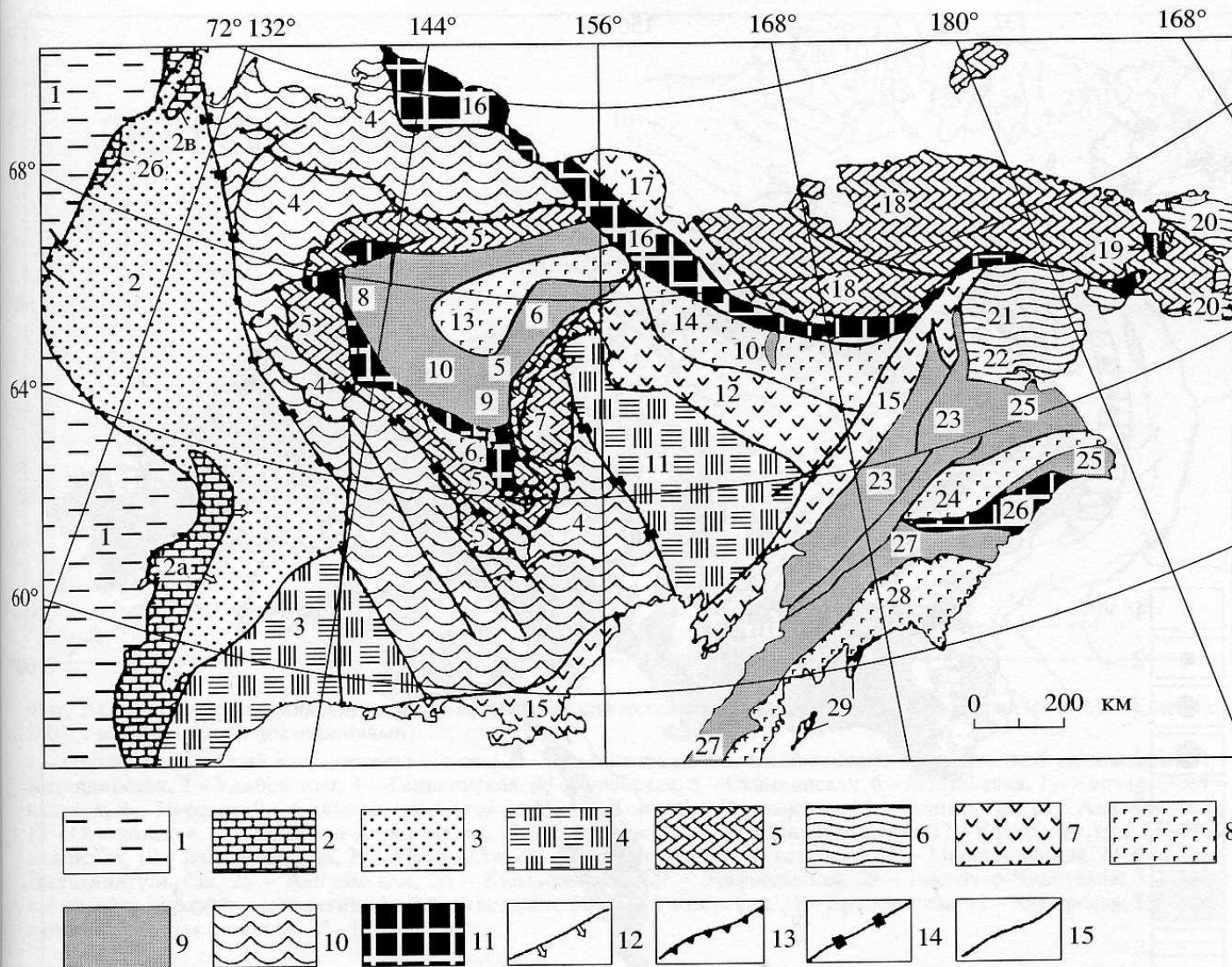
Яно-Колымский складчатый пояс простирается от Якутии на северо-западе до Охотско-Колымского водораздела на юго-востоке. Рудовмещающие толщи Иньяли-Дебинского, Аян-Юряхского и Оротуканского субтеррейнов сложены грауваками, песчаниками, глинистыми сланцами и флишоидными пачками верхоянского комплекса. Крупные зоны разрывных и складчатых дислокаций, равно как и многочисленные гранитные массивы и мощные толщи молассового комплекса, слагающего наложенные впадины и компенсационные остаточные прогибы, сформировались преимущественно в период коллизии континентальных блоков в поздней юре и раннем мелу. Пояс определяется цепью колымских гранодиорит-гранитных плутонов, которым предшество-

вали многочисленные рои даек и малых интрузий среднего состава. Именно эти рои нередко обнаруживают тесные пространственные и временные связи с золото-кварцевыми и золото-редкометалльными месторождениями и рудопроявлениями.

Чукотский складчатый пояс отличается развитием прерывистых линейных рифтообразных прогибов, сопровождающихся раннетриасовым габбро-диабазовым магматизмом, и складчато-глыбовым строением и занимает центральную и западную части Чукотского террейна пассивной континентальной окраины. Рудовмещающие толщи Паляваамского, Куульского, Чаунского и Анюйского субтеррейнов представлены раннемезозойскими (реже позднемезозойскими) песчаниками, аргиллитами, глинистыми сланцами и менее распространенными карбонатными породами. Золото-кварцевые жилы и золотоносные зоны прожилкования приурочены к антиклинальным поднятиям и вмещаются триасовыми алевролитами, аргиллитами и песчаниками, реже триасовыми габбро-диабазовыми силлами и раннемеловыми гранитными дайками. Размещение месторождений контролируется преимущественно раннеорогенными разломами и зонами смятия северо-западного направления. Часть жильных месторождений расположена в аллохтонных среднепалеозойских терригенных и карбонатных толщах.

Аккреция террейнов закончилась в послеготеривское-предальбское время и зафиксировала на Северо-Востоке положение новообразованной континентальной окраины. В площадном отношении здесь преобладают террейны, в фундаменте которых находится докембрийская континентальная кора. Однако значительная часть золоторудных и в особенности оловорудных месторождений завершило свое развитие в постаккреционный период.

Постаккреционный Охотско-Чукотский вулканический пояс (ОЧВП), по В.Ф. Белому (1994), формировался в течение 25 млн. лет (со среднего альба до сеномана) на границе континентального Верхояно-Чукотского и Корякско-Камчатского коллажа террейнов и представляет собой самостоятельную структуру земной коры, сложенную субэральными вулканическими породами. По Р.Б. Умитбаеву (1986), активизация мезозойских складчатых структур в перивулканической зоне ОЧВП связана с последовательным поддвижением блоков океанической коры под континентальную по пологопадающим под материк палеосейсмофокальным плоскостям (зонам субдукции). Тектоно-магматическая активизация сопровождалась подновлением и переориентацией разломов, активизацией ранее существовавших и образованием новых магматических очагов, инверсионным преобразованием складчатых структур, формированием наземных вулканических дуг, по-



Фиг. 1. Схематическая геологическая карта террейнов Северо-Востока Азии (составлена с использованием работ: Л.М. Парфенова и др. (1993); В.И. Шпикермана (1998)).

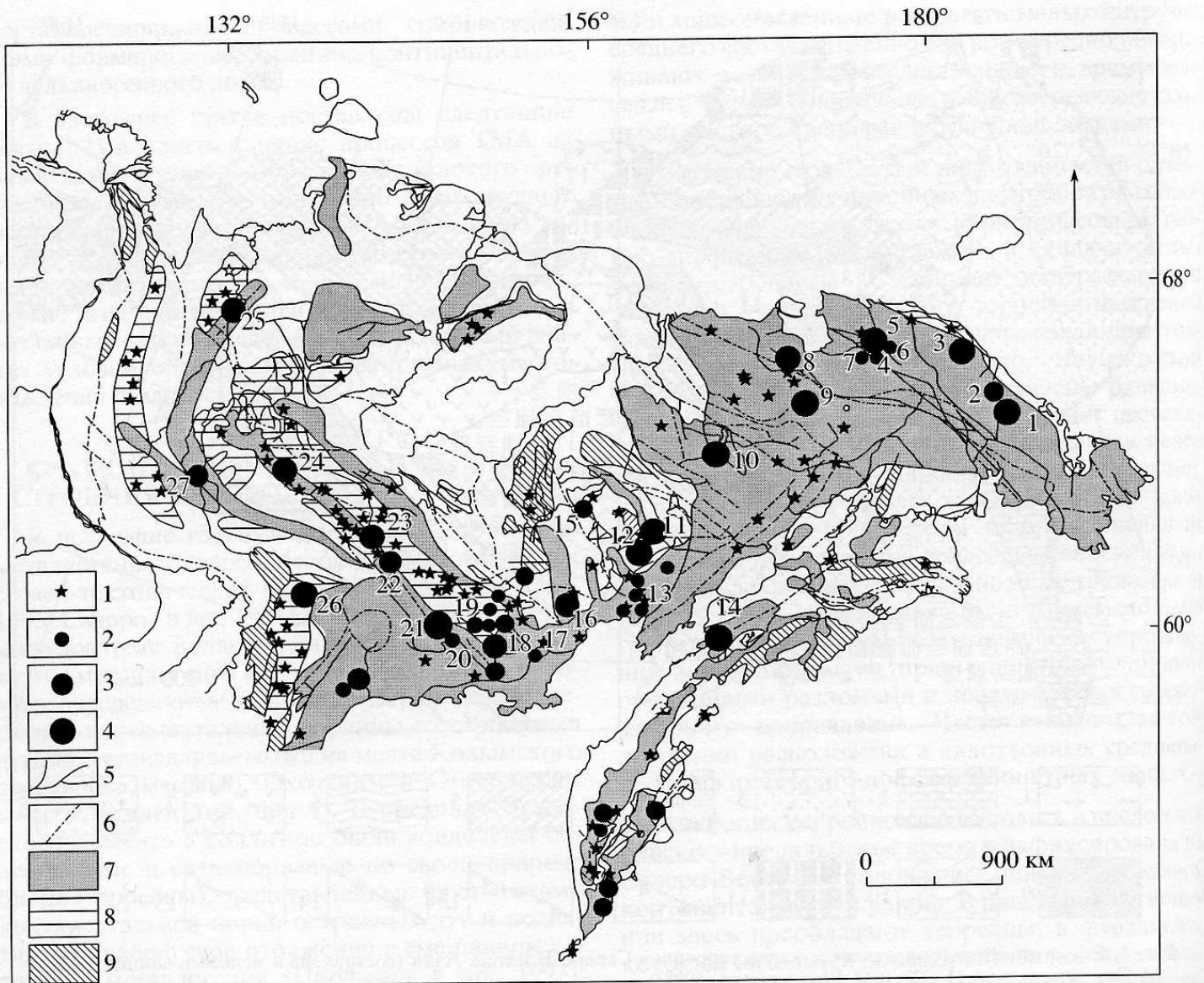
1 – платформенный чехол; 2, 3 – комплексы погруженной окраины кратона: 2 – карбонатный шельфовый, 3 – терригенный (проградационный); 4–11 – террейны (различных геодинамических типов): 4 – кратонные, 5 – пассивной континентальной окраины, 6 – метаморфизованной континентальной окраины, 7 – энсалической островной дуги, 8 – энсиматической островной дуги, 9 – аккреционной призмы, 10 – энконтинентального флишевого бассейна (микроокеана), 11 – океанические; 12 – границы горст-антиклинорий; 13 – надвиги; 14 – сдвиги; 15 – недифференцированные разломы.

Названия структурных элементов: 1, 2 – Северо-Азиатский кратон: 1 – Сибирская платформа, 2 – Верхоянский миогеоклинальный складчатый пояс, в том числе горст-антиклинорий: Сетте-Дабанский (2а), Джарджанский (2б), Хара-Улахский (2в); 3–29 – тектоно-стратиграфические террейны: 3 – Охотский, 4 – Яно-Кольмский, 5 – Омудевский сложный террейн, 6 – Рассошинский палеотеррейн, 7 – Прикольмский, 8 – Мунилканский, 9 – Аргатасско-Поповкинский, 10 – Момский, 11 – Смоленский, 12 – Олойско-Березовский, 13 – Алазейский, 14 – Хетачанский, 15 – Кони-Мургалский, 16 – Южно-Анюйский, 17 – Нутесинский, 18 – Чукотский, 19 – Вельмейский, 20 – Сьюардский, 21 – Золотогорский, 22 – Пекульнейский, 23 – Таловский, 24 – Майницкий, 25 – Алякватваамский, 26 – Эконайский, 27 – Западно-Камчатский, 28 – Олоторско-Камчатский, 29 – Ветловский.

кровов, интенсивным разломообразованием. Эпоха ТМА в пределах континентального складчатого фундамента при формировании ОЧВП была наиболее продуктивной для магнемаобразования. Характерными особенностями магматизма являются: эволюция от основного к кислому; многообразие форм и размеров интрузивов – от достаточно крупных многофазных плутонов до штоков, субвулканических тел и даек; сосредоточенность магматических образований в линейные тектономагматической зоны; близость вещественного со-

става родственных интрузивных и эффузивных формаций; совмещение магматических очагов различного возраста. Перивулканическая зона рассматривается А.А. Сидоровым и др. (1978) в качестве области тектономагматической активизации мезозой, связанной с деятельностью ОЧВП и расположенной вдоль внешней границы этого вулканогенного пояса.

Внутренняя часть вулканогенного пояса на всем протяжении подстилается Кони-Мургал-



Фиг. 2. Размещение месторождений золота в металлогенических поясах Северо-Востока России (Significant..., 1997, с изменениями и дополнениями).

1–4 – месторождения золота: 1 – Au < 1 т, 2 – Au 1 – 30 т, 3 – Au 30 – 100 т, 4 – Au > 100 т; 5 – водотоки; 6 – разломы; 7–9 металлогенические пояса: 7 – постагреационные, 8 – агреационные, 9 – доагреационные.

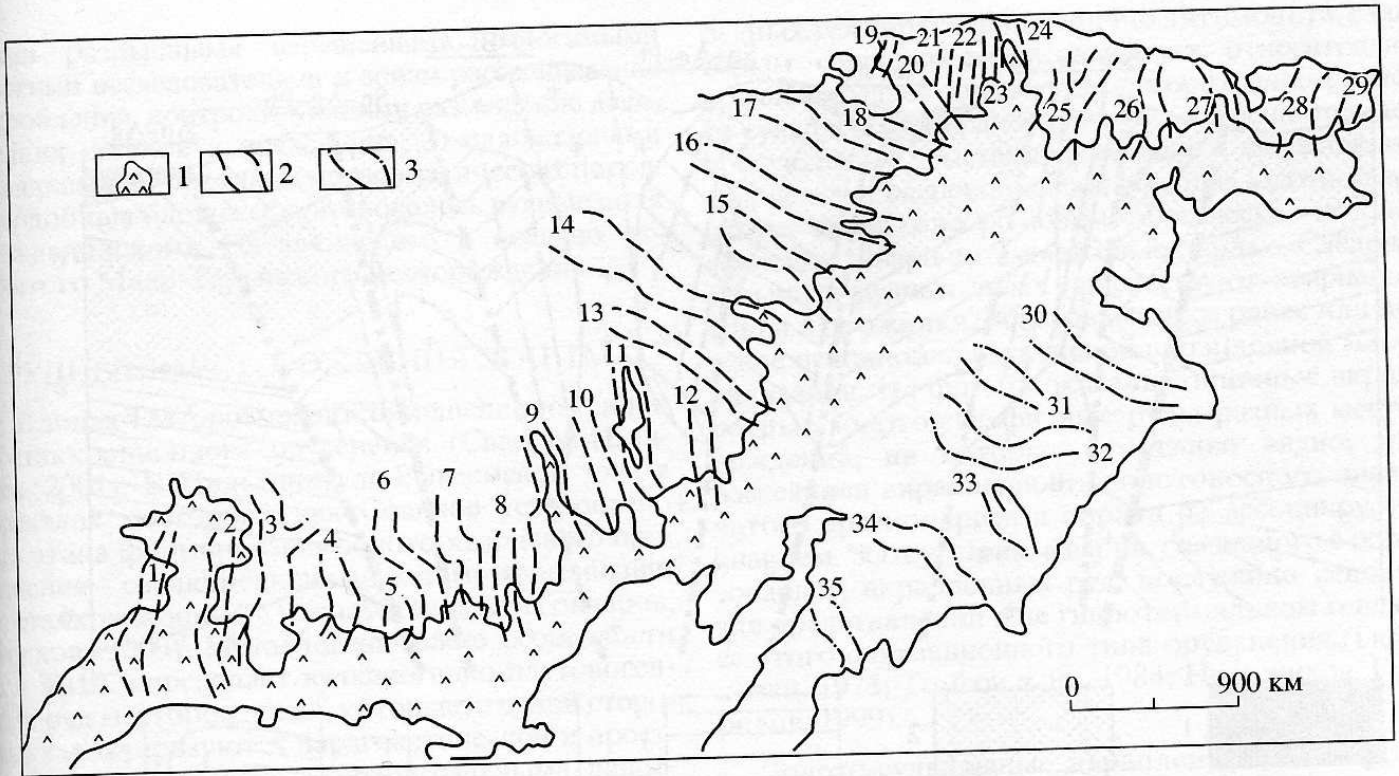
1–27 – золоторудные месторождения: 1 – Туманное, 2 – Свободное, 3 – Совиное, 4 – Сопка рудная, 5 – Майское, 6 – Сильное, 7 – Промежуточное, 8 – Эльвинейское, 9 – Купол, 10 – Песчанка, 11 – Биркачан, 12 – Кубака, 13 – Эвенская группа, 14 – Аметистовое, 15 – Ольча, 16 – Дукач, 17 – Джульегта, 18 – Тэутэджак, 19 – Школьное, 20 – Павлик, 21 – Наталка, 22 – Мало-Тарыньское, 23 – Сарылах, 24 – Сентачан, 25 – Кючус, 26 – Нежданинка, 27 – Аркачан.

ским террейном, представляющим с позднего палеозоя по неоконечную часть островодужной системы и превратившимся на последнем этапе своего развития в окраинно-континентальную магматическую дугу. Чукотский фланг вулканогенного пояса своей внутренней частью наложен на Амгуэмский флишевый и Эргувеемский офиолитовый субтеррейны, а также на Канчаланский шельфовый субтерреин с метаморфическим фундаментом предположительно протерозойского возраста. Весьма сложное строение террейнов основания вулканогенного пояса, его перивулканической зоны, а также самого вулканогенного пояса обусловили большое разнообразие рудных месторождений.

К Охотско-Чукотскому вулканогенному поясу и его перивулканической зоне приурочен крупнейший на Северо-Востоке постагреационный металлогенический пояс, наложенный на ансамбль террейнов (фиг. 2). Важной особенностью пояса, обусловленной коллизиями и агреацией различных террейнов, является непрерывный характер развития синагреационных, коллизионных и постагреационных гранитоидов.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И РУДОНОСНЫЕ СТРУКТУРЫ ЗОН ТМА

Металлогенические зоны в орогенах складчатых областей отличаются линейно-вытянутой



Фиг. 3. Схема расположения зон тектоно-магматической активизации на Северо-Востоке России (по В.М. Кузнецову, 2002, с изменениями и дополнениями).

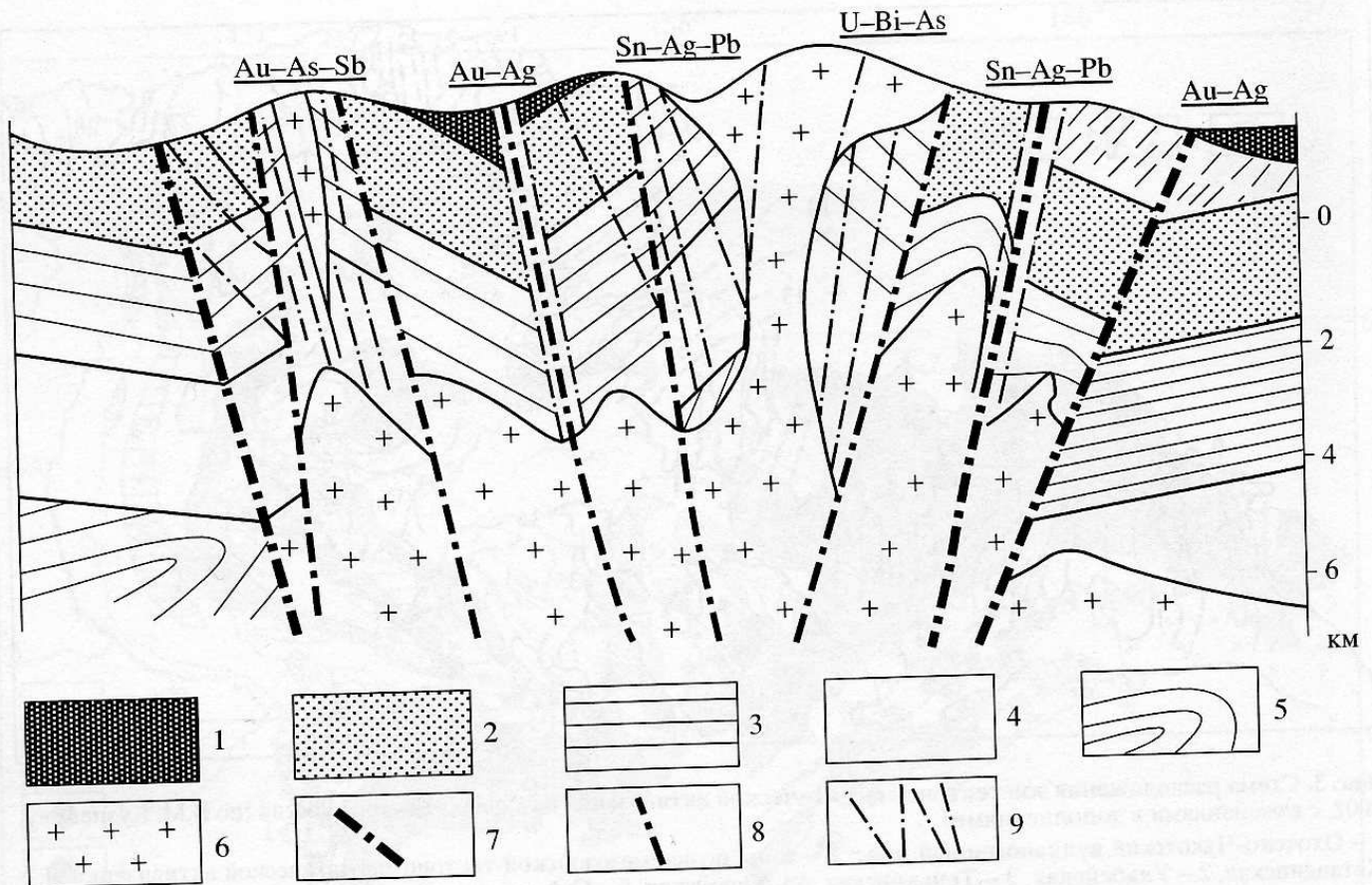
1 – Охотско-Чукотский вулканогенный пояс; 2 – зоны позднемезозойской тектоно-магматической активизации: 1 – Кетандинская, 2 – Ульбейская, 3 – Тенькинская, 4 – Хурэнская, 5 – Сейманская, 6 – Малганская, 7 – Харчан-Оротуканская, 8 – Нурская, 9 – Балыгычано-Сугойская, 10 – Коркодон-Найханская, 11 – Конгинская, 12 – Авландинская, 13 – Омолонская, 14 – Олойско-Березовская, 15 – Южноануйская, 16 – Малоануйская, 17 – Кепервеемская, 18 – Эльвинейская, 19 – Валькумейская, 20 – Палянская, 21 – Карлунгская, 22 – Кукенейская, 23 – Матенвунайская, 24 – Рывеемвинейская, 25 – Амгуэмская, 26 – Кымынейская, 27 – Эргувеемская, 29 – Восточно-Чукотская; 3 – зоны кайнозойской тектоно-магматической активизации: 30 – Краснозерская, 31 – Еропольская, 32 – Хатырская, 33 – Ильпийская, 34 – Пакачайская, 35 – Вывенская.

формой и ориентированы в двух направлениях: согласно с простираем складчатых толщ и поперечном к ним. Металлогенические зоны, согласные со складчатостью, вмещают магматические тела и месторождения раннеорогенного этапа, тогда как поперечные металлогенические зоны сопровождаются позднеорогенным оруденением и магматизмом (Томсон, Полякова, 2000).

Для перивулканической зоны Охотско-Чукотского вулканогенного пояса характерны структуры оперения крупных вулканогенных прогибов – зоны тектоно-магматической активизации (фиг. 3). Протяженность зон ТМА в террейнах Северо-Востока обычно составляет сотни, а ширина – десятки километров. Эти структуры нередко приурочены к “скрытым” разломам и сопряжены с развитием вулканоструктур. Есть основания предполагать, что рудные процессы в них развивались в определенной мере синхронно с важнейшими этапами вулканизма. В частности, рудоконтролирующие разломы отчетливо связаны с развитием вулканопрогибов. Эти разломы являются секущими или даже поперечными по отношению к складчатым структурам основания вулканогенного пояса и, судя по гравиметрическим и сейсмическим

данным, глубоко проникают в земную кору, рассекая, по-видимому, глубинные плитообразные тела палигенно-анатектических гранитоидов. В поле силы тяжести они фиксируются локальными отрицательными аномалиями, гравитационными ступенями, в магнитном поле – локальными положительными аномалиями.

Для позднеорогенных поперечных зон тектоно-магматической активизации в качестве основных рудоносных выступают интрузивно-купольные структуры, которые возникают при внедрении интрузивного массива в пологозалегающие толщи (фиг. 4). Поэтому они встречаются обычно только в районах пологих складчатых дислокаций: в Паляваамском и Раучаунском субтеррейнах Чукотки и в Балыгычано-Буяндинском субтеррейне Яно-Колымского пояса. Интрузивно-купольные структуры занимают дискордантное положение по отношению к брахискладчатости и характеризуются широким развитием зон динамометаморфизма и метасоматического изменения пород. В их пределах позднемезозойские гранитоиды иногда устанавливаются, как залегающие на глубине только по геофизическим данным и находкам ксенолитов в дайках. Интрузивы имеют многофазное, часто эпизо-



Фиг. 4. Геологическое строение и металлогения Майской спутной интрузивно-купольной структуры (схематический разрез по геолого-геофизическим данным).

1 – реликты вулканических покровов; 2 – флишевые песчано-алевролитовые отложения верхнего триаса; 3 – терригенные алевролитовые толщи среднего триаса; 4 – зеленосланцевые толщи нижнего триаса; 5 – терригенно-карбонатные породы палеозойского фундамента; 6 – гранитоиды; 7 – границы зоны ТМА; 8 – глубинные разломы зоны ТМА; 9 – рудовмещающие зоны.

нальное строение, сопровождаются полями даек пестрого состава, характеризуются повышенным фоном радиоактивных элементов. По геофизическим данным, интрузивно-купольные структуры располагаются над поднятием гранитизированного фундамента мезозой (фиг. 4). Интрузивно-купольные структуры Северо-Востока обладают сходными чертами с очаговыми структурами, выделяемыми И.Н. Томсоном (1988) в Приморье, или купольными структурами провинции “Бассейнов и Хребтов” США (Уиссер, 1964). Для рудовмещающих структур характерно развитие хрупких и пластических деформаций типа приразломных смятий, зон динамометаморфизма, а также систем субпараллельных зон пластического течения глинистых пород с элементами брекчирования. В геохимических полях интрузивно-купольные структуры сопровождаются комплексными аномалиями (золота, серебра, урана, мышьяка, сурьмы, ртути, олова, полиметаллов) (фиг. 4). К интрузивно-купольным структурам приурочены многочисленные рудные поля Чукотки и Яно-Колымского пояса.

Таким образом, поперечные зоны ТМА Северо-Востока России можно отнести к позднеорогенным образованиям (Томсон, Полякова, 2000).

Однако процессы ТМА в перивулканической зоне ОЧВП отчетливо накладываются и на раннеорогенные продольные складчатые зоны разломов. В них эндогенное оруденение проявляется дискретно в тектонических блоках, контролирующихся местами пересечения с поперечными зонами разломов. В одних блоках пространственная связь оруденения эпохи активизации с магматизмом отсутствует, в других – она ярко выражена. Рудоносные блоки имеют отчетливую надинтрузивную позицию, вытянутую, часто прямоугольную форму, длина по простиранию значительно превышает ширину, границами блоков служат зоны продольных и поперечных разломов. Блоки сложены преимущественно терригенными флишевыми и монотонными толщами, в их строении могут участвовать штоки гранитоидов и поля даек пестрого состава. Внутренняя структура блоков представлена: 1) сопряженными с основными поперечными и продольными глубинными разломами, кулисообразными, часто субпараллель-

ыми разрывными нарушениями, относимыми многими исследователями к зонам расщепления, контролируемыми размещением даек, мелких штоков и оруденения; 2) наложенными складками; 3) ореолами метасоматических пород. В подобных блоках сформировались рудные поля Нежданинского, Наталкинское и недавно открытого Мало-Тарынского месторождений.

РУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОН ТМА

В зонах ТМА возможно совмещение до-, син- и постаккреционного оруденения (Сидоров, Волков, 2001). В Пильхинкуль-Рывеевской зоне в пределах месторождения Совиное установлено два этапа формирования золото-кварцевого оруденения – синаккреционный метаморфогенный и постаккреционный магматогенный (Гончаров, Волков, 2000). Металлогенические особенности зон ТМА определяет вулканогенно-плутоногенный ряд месторождений, которые, с одной стороны, характеризуются парагенетической и пространственной связью с гипабиссальными ранне-позднемеловыми гранитоидами, а с другой – с субвулканическими телами и дайками вулканоплутонической ассоциаций. Для зон ТМА характерно совмещение плутоногенных касситерит-сульфидных, грейзеновых, вольфрамит-кварцевых месторождений с вулканогенно-плутоногенными серебро-полиметаллическими, золото-серебряными, золото-сульфидными вкрапленными и золото-редкометалльными месторождениями, образующими вертикальные и латеральные зональные ряды.

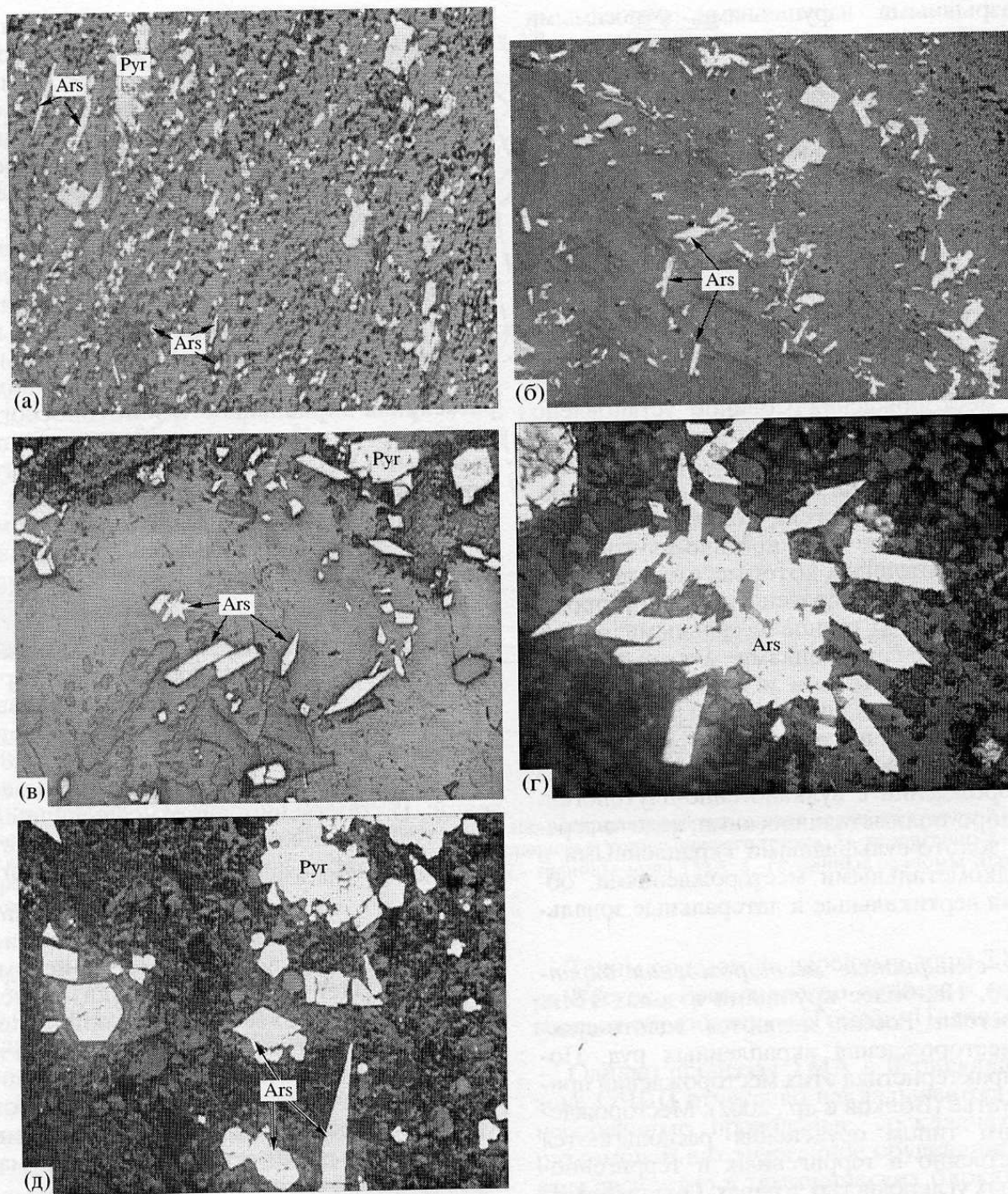
Золото-сульфидные месторождения вкрапленных руд. Наиболее крупными в зонах ТМА Северо-Востока России являются золото-сульфидные месторождения вкрапленных руд. Подробная характеристика этих месторождений приведена в статье (Волков и др., 2002). Месторождения с этим типом оруденения располагаются преимущественно в терригенных и терригенно-карбонатных углеродистых толщах. Они тяготеют к зонам глубинных разломов, характеризуются высоким золото-серебряным отношением (до 10 : 1 и выше) и относительно равномерным распределением золота, присутствующего главным образом в виде тонкодисперсных включений в мышьяковистом пирите (примесь мышьяка 1–5%) и арсенопирите, содержание которых в рудах составляет 5–10%. Золотоносные сульфиды образуют мелкую и тонкую вкрапленность в зонах дробления и расщепления пород. Оруденение непрерывно прослеживается без существенного изменения своего состава и содержания золота на глубины, превышающие 1 км. Причем минералогическая латеральная и вертикальная зональность в рудных телах отсутствует. Постоянно устанавливается тесная корреляционная связь золота и мышьяка. Для

рудных тел характерно наличие антимонита, с которым спорадически ассоциирует относительно крупное позднее золото. На месторождениях золото-сульфидных вкрапленных руд встречаются до-продуктивные метаморфогенные существенно кварцевые и распространены поздние золото-кварцевые, кварц-серебро-полиметаллические и золотоносные кварц-антимонитовые жилы. Следовательно, в рудных телах присутствуют кварцевые жилы и прожилки, образовавшиеся ранее или позднее основной продуктивной вкрапленной минерализации. На фиг. 5 показаны типичные вкрапленные золото-сульфидные руды разных месторождений, на которых отчетливо видно, что рассеянная вкрапленность золотоносного игольчатого арсенопирита и пирита не ассоциирует с кварцем. “Отсутствие” кварца, связанного с образованием вкрапленных руд, послужило основой для представлений о не гидротермальном генезисе этого формационного типа оруденения (Гарьковец, 1973; Томсон и др., 1984; Новожилов, Гаврилов, 1999).

Золото-сульфидные вкрапленные месторождения Северо-Востока России характеризуются разнообразными обстановками локализации руд и различным соотношением вкрапленного и жильного оруденения (Волков и др., 2002), что позволило выделить следующие типы месторождений: 1) собственно золото-сульфидный; 2) золото-сульфидно-кварцевый; 3) золото-антимонитовый; 4) золото-антимонит-киноварный.

Возраст золото-сульфидного вкрапленного оруденения может быть определен по отношению к магматическим породам. На Майском месторождении (Центральная Чукотка) минерализованные зоны дробления и расщепления отчетливо пересекают позднемеловые дайки лампрофиров и риолитовых порфиров (изотопный возраст 107–97 млн. лет; Волков, Сидоров, 2001). Аналогичные взаимоотношения оруденения и позднемеловых даек установлены на Туманном и Эльвиинском месторождениях и др.

В пределах Наталкинское месторождения (Гончаров и др., 2002) известны ранние дайки спертитов и порфиритов (159–130 млн. лет), и поздние дайки риолитов (100 млн. лет). Золото-сульфидное вкрапленное и штокверковое золото-кварцевое оруденения месторождения, по нашим наблюдениям, отчетливо пересекают как ранние, так и поздние дайки. По данным В.И. Гончарова и др., (2002), дайки риолитов месторождения Павлик, расположенного в 20 км к востоку от месторождения Наталкинское – пострудные. На Нежданинском месторождении оруденение имеет отчетливый позднемеловой возраст (Гамянин и др., 2000). Позднемеловой возраст наиболее вероятен и для месторождений Сарылах и Сентачан в Адыч-Тарынской зоне ТМА (Амузинский и др., 2001).



Фиг. 5. Золото-сульфидные вкрапленные руды (игольчатый арсенопирит и пирит с тонкодисперсным золотом). а – вмещающие карбонатно-углисто-сланцевые метасоматические породы, главное рудное тело, месторождение Олимпиада (Красноярский край), увел. 50; б – вмещающие тонкозернистые песчаники, месторождение Наталкинское (Магаданская область), увел. 100; в – вмещающие карбонатно-углисто-сланцевые метасоматические породы, месторождение Кокпатас (Узбекистан), увел. 200; г – вмещающие алевролиты, рудное тело 1, Майское месторождение (Центральная Чукотка), увел. 400; д – вмещающие березитизированные алевролиты, месторождение Бакырчик (Казахстан), увел. 200.

Таким образом, золото-сульфидные вкрапленные месторождения на Северо-Востоке России образовались близко одновременно в позднем мелу в связи с постаккреционными процессами ТМА, сопровождающимися становлением Охотско-Чукотского и Уяндино-Ясаченского вулканогенных поясов.

Правильное определение золото-сульфидного вкрапленного типа оруденения имеет важное

практическое значение для последующего развития геологоразведочных работ. На многих месторождениях золото-сульфидные вкрапленные руды по экономическим и технологическим причинам не разведываются, и запасы этих руд не подсчитываются, а эти месторождения относятся к золото-кварцевой, золото-ртутной, золото-серебряной или золото-сурьмяной рудным форма-

циям. Наибольшее количество примеров такого подхода характерно для месторождений Адыча-Тарынской металлогенической зоны. По нашим данным, в ее пределах могут быть выявлены и разведаны несколько крупных вкрапленных золото-сульфидных месторождений. Этот прогноз подтверждается обнаружением вкрапленных руд на Мало-Тарынском месторождении (Акимов и др., 2004). Подобные руды известны также в Адыча-Тарынской зоне на золото-сурьмяных месторождениях Сарылах, Сентачан и, вполне вероятно, на золото-кварцевом месторождении Бадран (Волков и др., 2002). Однако целенаправленные поиски вкрапленных руд в этой металлогенической зоне не проводятся.

Весьма перспективны на открытие новых месторождений зоны ТМА Западной Чукотки (фиг. 3), в которых известно несколько золото-мышьяковых и золото-сурьмяных проявлений (Аксенова и др., 1978), обладающих большим геологическим и минералого-геохимическим сходством с золото-сульфидными месторождениями вкрапленных руд.

Вовлечение в эксплуатацию большеобъемных золото-сульфидных месторождений на Северо-Востоке России позволит увеличить и стабилизировать уровень золотодобычи до конца текущего века, так как из каждого месторождения можно добывать десятилетиями ежегодно от 5 до 15 и более тонн золота. В различных золоторудных районах Северо-Востока весьма высок потенциал открытия новых месторождений этого типа, а на многих известных месторождениях возможен значительный прирост запасов, так как разведочные работы в их пределах прекращены.

Месторождения золота, связанные с гранитоидами. Потенциально-промышленные в зонах ТМА Северо-Востока России – месторождения золота, связанные с гранитоидами. Важное преимущество этих месторождений, например, по сравнению с большеобъемными месторождениями золото-сульфидных вкрапленных руд – возможность широкомасштабного применения “кучного выщелачивания”. Кроме золота, в рудах этих месторождений в заметных количествах присутствуют минералы молибдена, вольфрама, висмута, теллура, иногда олова и серебра. Рудопроявления золота в гранитоидах известны на Северо-Востоке России с начала его освоения. Однако промышленное месторождение Школьное было открыто только в 90-х годах прошлого века.

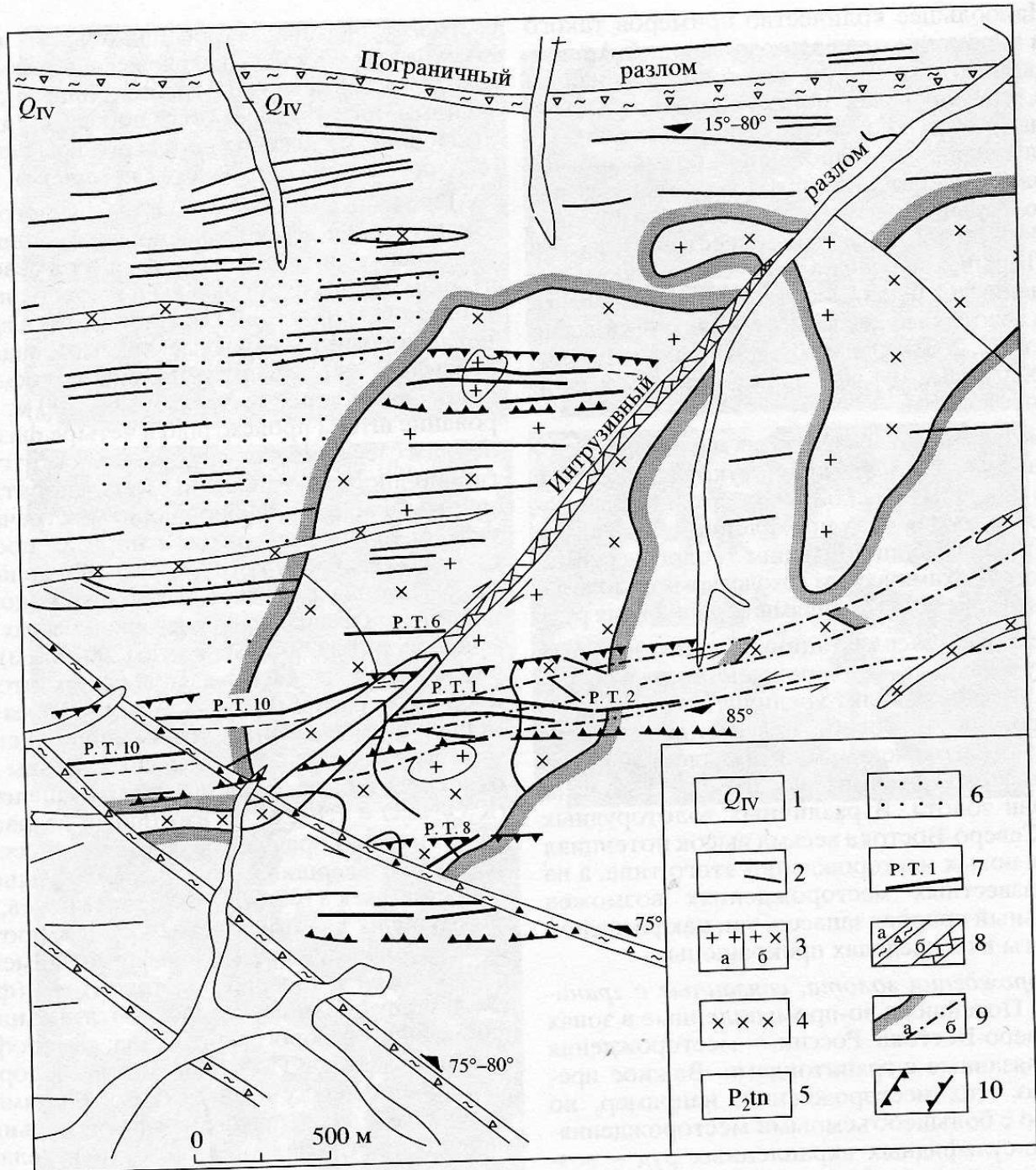
В гранитоидных штоках и массивах, в зонах ТМА происходит наложение друг на друга разных типов оруденения: раннего золото-редкометального, золото-сульфидного и золото-серебряного. В результате образуются месторождения с богатыми бананцовыми рудами.

Месторождение Школьное локализовано в сложном многофазном интрузивном теле штоко-

образной формы, в строении которого принимают участие диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, адамеллиты и граниты (фиг. 6). Вмещающими интрузивное тело породами являются осадочные отложения пермского возраста, богатые органикой (Верхоянский комплекс).

Главный элемент структуры рудного поля – Бургагинский шток гранодиоритов, вмещающий основные рудные тела. Он вытянут в северо-восточном направлении на 3 км и в поперечнике достигает 1 км (фиг. 6). Контакты штока с вмещающими породами – неровные, крутые и падают под углами 70° – 90° к центру. Ширина полосы орогованных пород составляет 300–500 м. Формирование штока происходило в четыре фазы внедрения в следующей последовательности: габбро и габбро-диориты – диориты – гранодиориты – адамеллиты. Габбро и габбро-диориты встречаются в виде крупных ксенолитов в породах последующих фаз (наиболее крупные – до 200 м в поперечнике). Диориты слагают два больших (до 1 км в плане) тела в западной и восточной частях штока. Гранодиориты образуют узкую (200–300 м) полосу в южной, восточной и западной частях штока. Наибольшим распространением пользуются рудовмещающие адамеллиты, занимающие центральную часть штока. Интрузивные породы штока относятся к ряду пород нормальной щелочности ($K_2O/Na_2O = 1.1$ – 2.6), их изотопный возраст 152–146 млн. лет (Горячев, 1998). Магматическая деятельность завершилась внедрением большого количества даек (100–90 млн. лет, Горячев, 1998), образующих два субширотных пояса, протяженностью до 2 км, шириной первые сотни метров, в центральной и северной частях штока (фиг. 6). По составу среди даек выделяются: гранит-порфиры, аплиты – орогенного этапа; лампрофиры и риолиты – этапа ТМА. Дайки имеют дорудный возраст, при пересечении с рудными телами в них отмечаются значительные гидротермальные изменения, иногда они вмещают рудные тела.

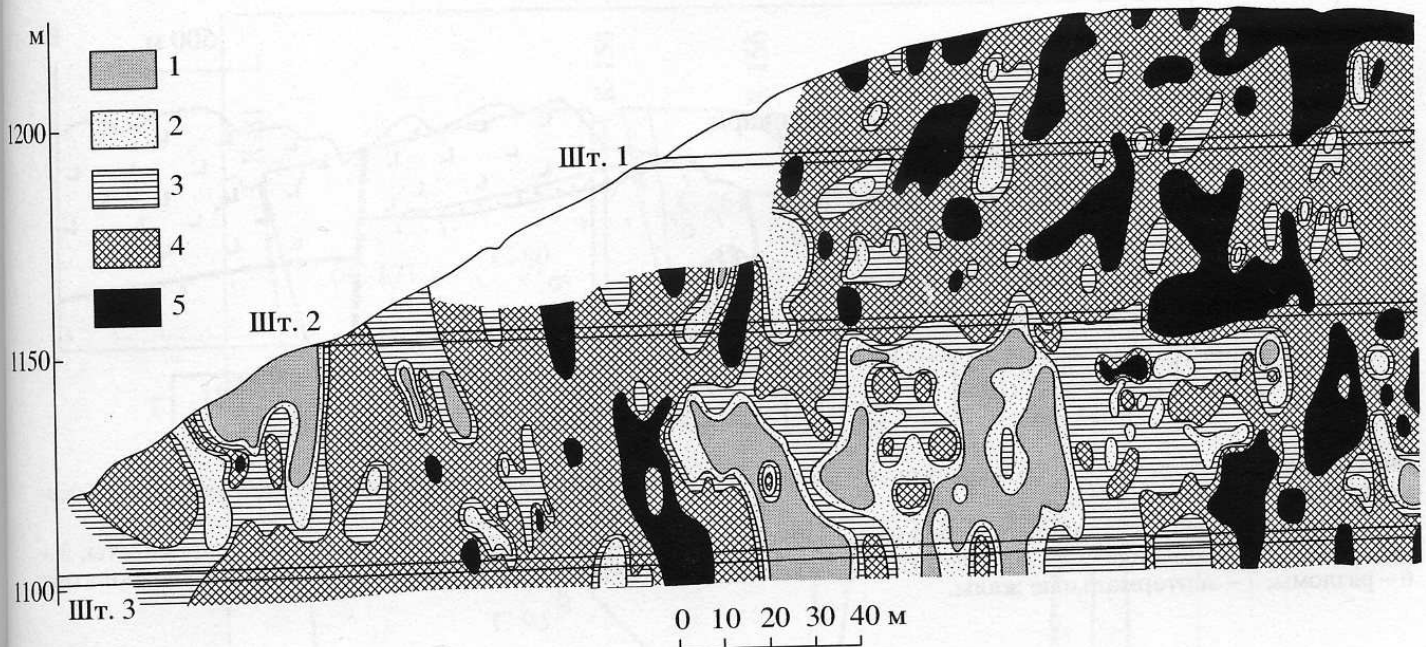
Золоторудная минерализация локализуется в минерализованных зонах дробления, сложенных серицит-гидрослюдисто-кварцевыми метасоматитами и кварцитами, содержащими рассеянную вкрапленность пирита и арсенопирита (до 5%). Простираение рудных зон – субширотное; длина по простиранию до 2 км, падение крутое – южное, мощность измененных пород достигает 100 м. В пределах рудных зон собственно рудные тела представлены эшелонами кулис кварцевых жил и прожилковых зон, содержащих до 3–5% сульфидов. Протяженность отдельных жил от 20 до 200 м, мощность – 0.1–1.5 м. Жилы сложены массивным мелко- и среднекристаллическим кварцем. Среднее содержание золота в жилах – 35–50 г/т (фиг. 7); золото-серебряное отношение составляет 1 : 1. В пределах месторождения наблюдается четкая приуроченность разных типов оруденения к впол-



Фиг. 6. Схематическая геологическая карта золоторудного месторождения Школьное (по материалам Карамкенской ГРЭ). 1 – четвертичные отложения; 2 – ранне-позднемереловые дайки пёстрого состава; 3 – граниты (а), гранодиориты-адамелиты (б), верхнеюрского – раннемелового возраста; 4 – диориты, верхнеюрского – раннемелового возраста; 5 – песчано-сланцевые толщи, верхнепермского возраста; 6 – роговики; 7 – рудное тело; 8 – зоны дробления (а) и трещиноватости (б) пород; 9 – граница штока (а), разломы (б); 10 – границы рудных зон.

не определенным метасоматитам. Золото-редкометалльная прожилково-вкрапленная и жильная минерализация локализуется в зонах березитов и грейзенов, а золото-серебряное оруденение приурочено к аргиллизитам. Первое оруденение в качестве самостоятельного развито на западном фланге месторождения (жила б), а также слагает нижние горизонты рудных тел, часто приурочено к центральным частям жил, второе – слагает

верхние горизонты рудных тел, бонанцы, обычно развивается в зальбандах жил. Для золото-редкометалльных руд характерно присутствие наряду с кварцем хлорита и полевого шпата, заимствованных из вмещающих пород. Основные рудные минералы представлены: арсенопиритом, лелингитом, пиритом, касситеритом, шеелитом, магнетитом, висмутином, теллуридами золота, халькопиритом, пирротинном, тетрадимитом, самородным висму-



Фиг. 7. Распределение содержания золота в плоскости рудного тела Школьного месторождения (по данным промышленной отработки).

1–5 – содержания золота в рудном теле (г/т): 1 – <3.0, 2 – 3.0 – 6.6, 3 – 6.7 – 12.3, 4 – 12.4 – 55.0, 5 – >55.0.

том, жозеитом, молибденитом, сфалеритом, золотом (пробность 820–850‰). В регионе подобные руды характерны для гипабиссального и порфирирового ярусов минералообразования. Для золото-серебряного оруденения характерны: фрейбертит, стефанит, полибазит, буланжерит, джемсонит, хоробетсуит, фаматинит, акантит, электрум, золото. Золото имеет пробность преимущественно 700–750‰, электрум пробностью 560–680‰ встречается редко. Золотое оруденение практически не выходит за пределы штока.

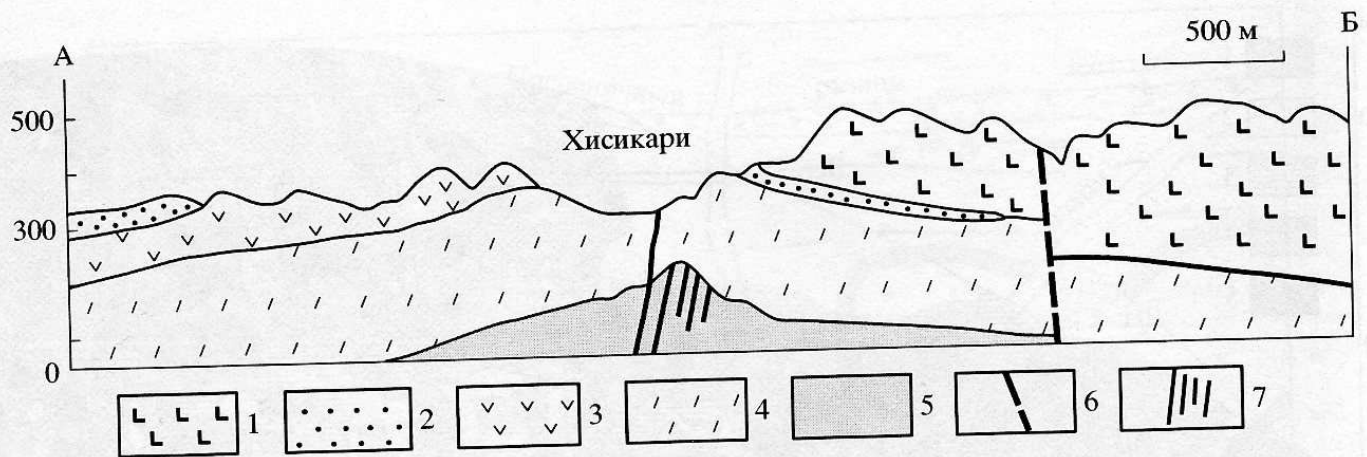
Развернутые в 90-е годы после открытия месторождения Школьное масштабные поисковые работы позволили выявить в различных районах Магаданской области и Чукотки более 100 потенциально “золотоносных” штоков. Однако эти проявления по содержанию золота (3–5 г/т) не удовлетворяют современным экономическим требованиям. Богатейшие руды месторождения Школьное, образовавшиеся в результате совмещения минерализации нескольких этапов в зоне ТМА, – уникальны.

Однако бананцевые объекты, аналогичные месторождению Школьное, можно достаточно уверенно прогнозировать в зонах ТМА, опережающих структуры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (фиг. 3).

Золото-серебряные эпитеpmальные месторождения. В геологической литературе давно укоренилось мнение, основанное на огромном количестве эмпирических фактов, что вулканогенные или эпитеpmальные месторождения не переходят с глубиной в мезотермальные или плутоно-

генные. В своей известной работе Г. Шнейдерхен (1958) отмечает, что вне изверженных пород золото-серебряные руды обычно отсутствуют, но жилы со свинцово-серебро-цинковыми или медными рудами продолжают дальше. В сводке по Южно-Карпатской золотоносной провинции А. Хельке (1946) пишет, что в черных средиземноморских сланцах золото-серебряные жилы выклиниваются, проникая в них на 50 м. После работ этих исследователей терригенные толщи основания вулканоструктур было принято считать неблагоприятной средой для локализации золото-серебряного оруденения. В модели порфирировой рудообразующей системы, включающей и эпитеpmальное золото-серебряное оруденение (Selitoe, 1993), в терригенно-карбонатном основании вулканоструктур предполагается развитие полиметаллического, медно-порфирирового, обогащенного золотом и серебром, а также вкрапленного золото-сульфидного (Au–As–Sb–Hg) типов оруденения.

Однако в Майском рудном поле (Центральная Чукотка) в Кукенейской зоне ТМА (фиг. 3) золото-серебряные эпитеpmальные жилы выявлены в терригенных флишевых толщах фундамента Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (Сидоров, 1966, Волков, 1995). Кроме того, аналогичные проявления обнаружены в терригенно-осадочном обрамлении интрузивно-купольных структур в пределах Хурчан-Оротуканской зоны ТМА в Центрально-Колымском районе (фиг. 3). В терригенных толщах близкого состава залегают золото-серебряные месторождения Высоковольное и Косманьчи Центральных Кызылкум (Рудные место-



Фиг. 8. Геологический разрез АБ в крест простирания золото-серебряных эпитермальных жил месторождения Хисикари, Япония (Izava *et al.*, 1992).

1–4 – плейстоценовые вулканические породы: 1 – биотит-горнблендитовые дациты, 2 – дацитовые пирокласты, 3 – гиперстен-авгитовые андезиты, 4 – андезитовые пирокласты; 5 – переслаивание меловых песчаников и алевролитов; 6 – разломы; 7 – эпитермальные жилы.

рождения..., 2000), Балей и Тассеевское в Забайкалье (Балейское рудное..., 1984).

По нашим представлениям (Волков, Сидоров, 2001), залежи тонко-вкрапленных золото-сульфидных руд не только входят в один рудно-формационный ряд с золото-серебряными месторождениями, но и могут рассматриваться в качестве корневых образований по отношению к рудным полям эпитермальной минерализации. Тонко-вкрапленные золото-сульфидные руды, развитые в терригенном основании, составляют большую часть запасов одного из крупнейших эпитермальных месторождений Тихоокеанского пояса – Поргера (>550 т) в Папуа–Новая Гвинея (Richards, 1990).

Вместе с тем хорошо известен пример месторождения Хисикари, Япония (250 т золота), когда в терригенных толщах основания под покровом вулканитов был вскрыт второй ярус эпитермального оруденения (фиг. 8). В 1979 г. на площади месторождения, где было добыто ранее всего 1 т золота из жил в вулканических породах, были проведены детальные геофизические работы (Izava *et al.*, 1990). Позднее поисковые скважины, заданные для проверки выявленной в результате этих работ положительной гравитационной аномалии, вскрыли на глубине 200 м, уже в терригенном фундаменте, серию сближенных богатейших эпитермальных жил, со средними содержаниями золота 70–25 г/т. В настоящее время годовая продукция рудника достигает 10 т золота и 7 т серебра (Izava *et al.*, 1990).

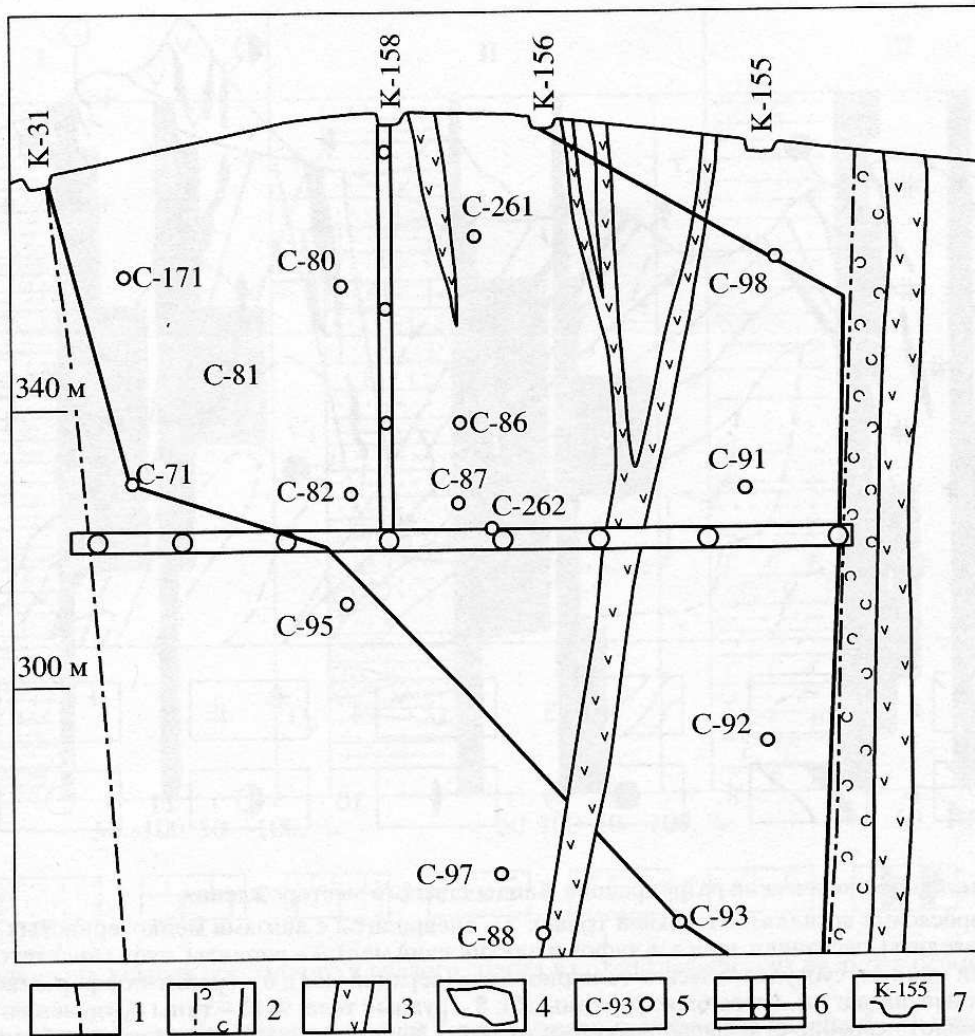
На месторождении Сопка Рудная, в Кукенейской зоне ТМА (фиг. 3), также прогнозируется два яруса эпитермального оруденения (Волков, 2003). На соседнем с Сопкой Рудной месторождении Промежуточное вулканические породы и верхние наиболее богатые горизонты рудных тел эродированы. На месторождении сохранились несколько

бонанц, которые выклиниваются на глубине 50–80 м от поверхности (фиг. 9). Аналогичные месторождению Промежуточное геолого-структурные особенности золото-серебряного оруденения в терригенных толщах характерны для месторождений Печальное и Ветвистое в Хурчан-Оротуканской зоне ТМА и Роговик в Балыгычано-Сугойской зоне ТМА (фиг. 3).

Таким образом, второй ярус чрезвычайно богатых эпитермальных жил в терригенных толщах можно предполагать в зонах ТМА, оперяющих структуры вулканогенных поясов Северо-Востока (фиг. 3). В качестве первоочередных объектов для поисков могут рассматриваться рудные поля, представленные реликтами вулcano-купольных структур, высокая степень эрозии которых обусловлена поднятием терригенных пород фундамента.

Золото-серебро-сульфидно-редкометалльные рудопроявления. В ряде зон ТМА (фиг. 3), оперяющих Приколымский сектор ОЧВП, в терригенном основании, обнажающемся в тектонических окнах среди вулканитов, а также в непосредственной близости к границе эффузивных полей были обнаружены рудопроявления с необычным комплексным типом оруденения (Волков и др., 2003).

Одно из рудных полей – Березовое – расположено в верховьях р. Буюнда в 20 км южнее эпитермального золото-серебряного месторождения Нявленга, обнаружено Хасынской ГРЭ в 1983 г. при заверке потоков рассеяния (Волков и др., 2003). Аналогичное по составу и структуре Березовому рудное поле Ветвистое было открыто в 1993 г. при заверке потоков рассеяния на юге Джугаджахского района (Рыжов и др., 2000). Оно расположено в 40 км к юго-востоку от эпитермального золото-серебряного месторождения Джульетта. В этом же году при проведении геохимических



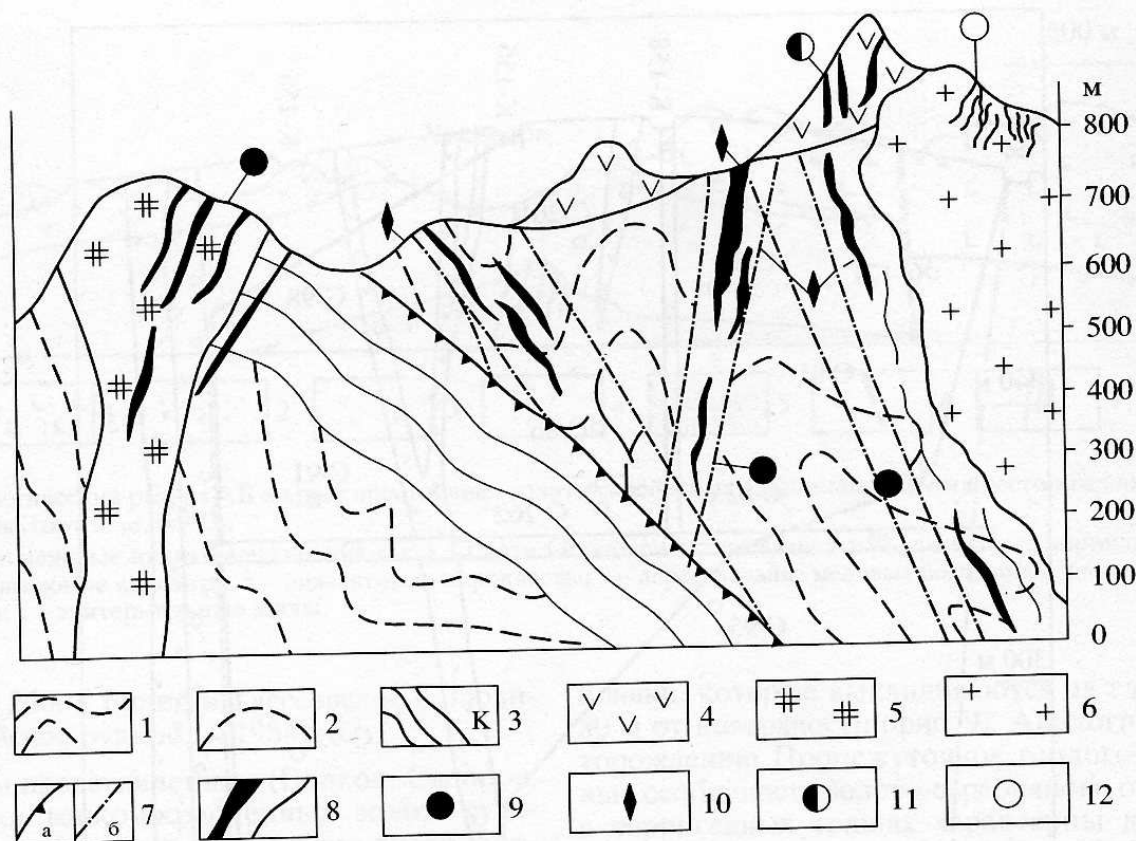
Фиг. 9. Проекция рудного тела 3 Промежуточного месторождения на вертикальную плоскость (по данным геолого-разведочных работ).

1 – рудоконтролирующие разломы; 2 – субширотная зона смятия; 3 – дайки андезито-базальтов; 4 – контур рудного тела; 5–7 – геологоразведочные выработки: 5 – буровые скважины, 6 – штрек и восстающий, 7 – канавы.

поисков по вторичным ореолам рассеяния масштаба в пределах Тэутэджакского скарноворудного поля в Приколымском районе перивулканической зоны ОЧВП был выявлен обширный ореол штокверкового тонкопрожилкового оруденения, представленного пирротин-молибденит-кварцевыми, пирротин-хлорит-кварцевыми, арсенопирит-хлорит-кварцевыми, хлорит-кварцевыми прожилками с теллуридно-висмутовыми минералами и очень тонким (сотые доли миллиметра) самородным золотом (Сидоров, Горячев и др., 2000). Кроме того, аналогичная минерализация широко развита в районе Кандычанского месторождения, граничащем на севере с Арманской вулканоструктурой (Волков, 1989). Возраст оруденения относительно магматических образований определяется как позднемеловой.

Сопоставляя упомянутые выше рудопроявления, отметим их практически полную аналогию по вещественному составу и геологическому строению. Эти рудопроявления, вероятно, зани-

мают промежуточное положение между эпитеpmальным и гипабиссальным золото-редкометальным ярусами. Они достаточно широко развиты в пределах основания ОЧВП и его перивулканической зоны (расстояние между Ветвистым рудным полем и Березовым – 120 км, а между Березовым, Кандычаном и Тэутэджаком – более 200 км). На площади рудных полей распространены в основном терригенно-осадочные отложения юрского возраста, валанжинского яруса, слагающие крупные брахискладки. Терригенные толщи представлены переслаивающимися алевrolитами, глинистыми сланцами с линзами мелкозернистых песчаников и маломощными прослоями углей. Эти породы прорываются многочисленными разновозрастными ранне- и позднемеловыми штоками, силлами, дайками от кислого до основного иногда щелочного состава. В структуре рудных полей важную роль играют региональные разломы надвигового типа (фиг. 10), максимальная амплитуда смещения по которым достигает местами по вертикали 3 км, а по



Фиг. 10. Схематический геологический разрез района Кандычанского месторождения.

1 – алевролиты с прослоями аргиллитов (верхний триас); 2 – алевролиты с линзами мелкозернистых песчаников; 3 – конгломераты, гравелиты, песчаники, прослои туфов и лав (нижний мел); 4 – риолиты, туфы андезитов и дацитов, игнимбриты (верхний мел); 5 – субвулканическое тело риолитов (верхний мел); 6 – гранит-порфиры (верхний мел); 7 – разрывные нарушения: надвиг (а), оперяющиеся разломы (б); 8 – рудные тела; 9–12 – типы оруденения: 9 – касситерит-сульфидный, 10 – золото-серебро-сульфидно-редкометалльный, 11 – эпитермальный золото-серебряный, 12 – медно-молибден-порфировый.

горизонтали 5 км. Фрагментарно устанавливаются радиальные и концентрические нарушения, к которым приурочены многочисленные магматические и рудные тела. Последние представлены кварц-сульфидными и существенно сульфидными жилами и жильно-прожилковыми зонами. Руды имеют главным образом массивную, вкрапленную, реже брекчиевую и полосчатую текстуры. Для продуктивной стадии характерна полиметаллическая сульфидная минерализация, в которой резко преобладает пирротин, ассоциирующий с халькопиритом, арсенопиритом, пиритом, сфалеритом, матильдитом, висмутином, самородным висмутом, самородным золотом, теллуридами золота, серебра и висмута. По данным минералогических исследований, большая часть золота находится в тонкодисперсной форме (размеры золотин 10–30 мкм) в сульфидах – арсенопирите, пирите и пирротине (Сидоров и др., 2004). В геохимическом поле оруденение выражено контрастными аномалиями золота, мышьяка, серебра, висмута, свинца.

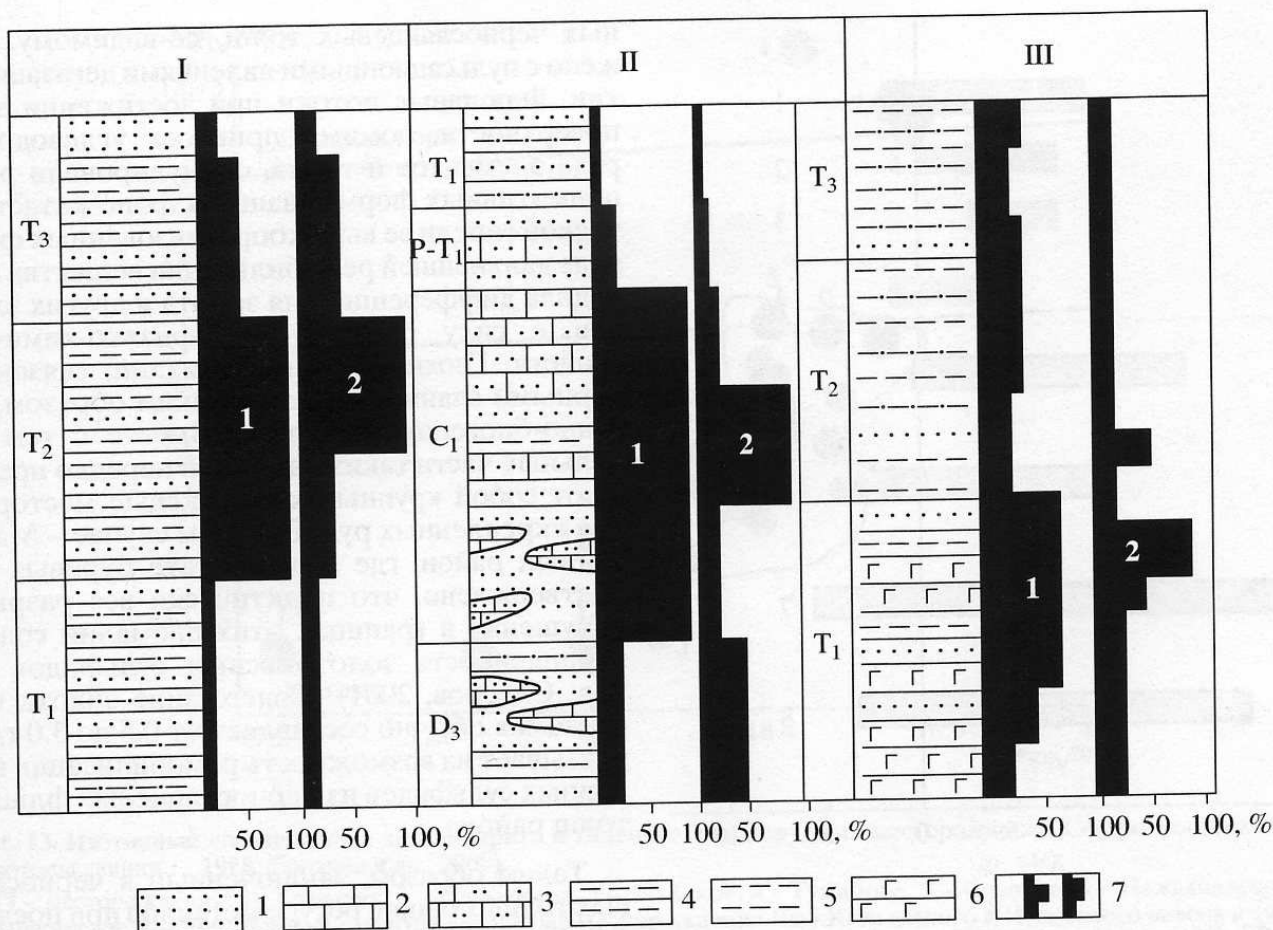
В пределах металлогенических зон устанавливается вертикальная зональность: 1) эпитермальное золото-серебряное оруденение в перекрывающих эффузивах (глубина образования 0,5–1,5 км); 2) зо-

лото-серебро-сульфидно-редкометалльное оруденение и медно-молибден-порфировое, содержащее золото и серебро, оруденения (предполагаемая глубина образования 1,5–3 км); 3) касситерит-сульфидное с серебром оруденение (глубина образования 1,5–4,5 км)

Таким образом, в зонах ТМА, оперяющих Приколывский сектор ОЧВП, выявлен новый золото-серебро-сульфидно-редкометалльный тип оруденения, который заслуживает самого пристального внимания исследователей и дальнейшего изучения. В пределах перспективных рудных полей и площадей могут быть открыты как крупнообъемные штокверковые, так и бонанцевые месторождения, имеющие значительный промышленный потенциал.

ОСОБЕННОСТИ РУДООБРАЗОВАНИЯ В ЗОНАХ ТМА

Особым условиям рудообразования в зонах ТМА соответствует своеобразная металлогения – преимущественное развитие рудных полей и месторождений, вытягивающихся цепочками вдоль основного простирания металлогенических зон.



Фиг. 11. Распределение запасов россыпного и рудного золота в стратиграфических разрезах основных рудных районов Чукотки.

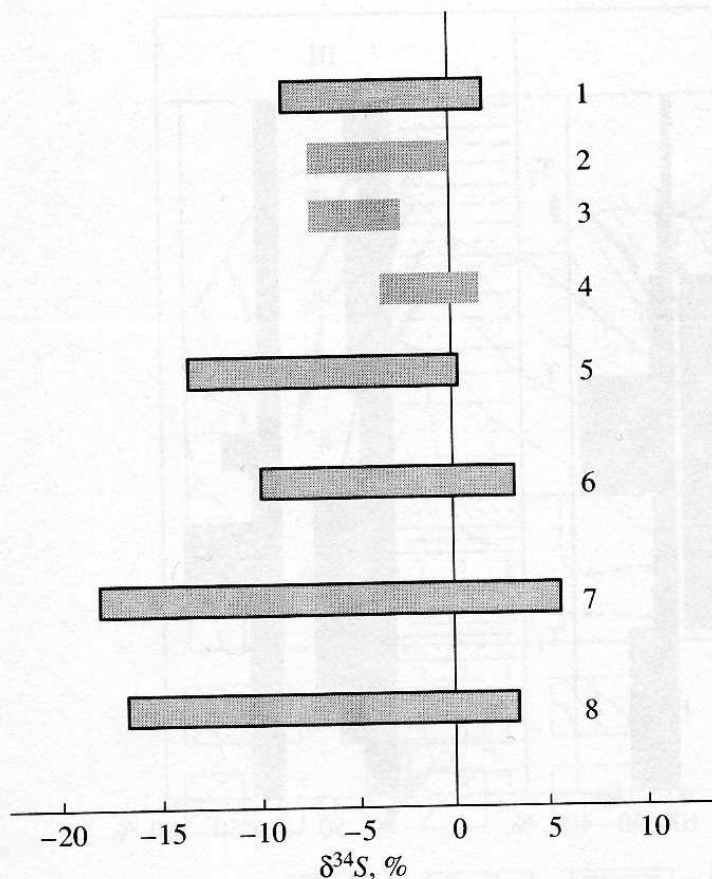
1 – песчанистые толщи; 2 – известковистые толщи; 3 – известково-песчанистые толщи; 4 – сланцы; 5 – алевролиты; 6 – силлы габбро-диабазов; 7 – запасы россыпного (1) и рудного (2) золота. I – III – основные рудно-россыпные районы Чукотки: I – Ичувеемский, II – Куульский, III – Кэпервеемский.

Очевидно, что в этих рудных полях сосредоточены полихронные многоэтапные и одноэтапные месторождения, образовавшиеся на различных глубинах, но в единых рудоносных структурах.

Таким образом металлогения Чукотки связана с возникновением в зонах ТМА интрузивно-купольных структур (фиг. 4), а в Яно-Колымском поясе – крупных тектонических блоков. Кроме того, специфика рудообразования в зонах ТМА проявляется в развитии комплексных золото-олово-серебряных, олово-серебро-полиметаллических, золото-вольфрам-сурьмяных месторождений. Минеральный тип этих месторождений установить достаточно сложно, так как даже в одном рудном теле могут быть локализованы минеральные ассоциации, принадлежащие к двум или более общепринятым минеральным типам оруденения. Характерный пример – Кукнейское касситерит-сульфидное месторождение в Майском рудном районе Центральной Чукотки (фиг. 4). В пределах месторождения отмечается совмещение золотого, серебряного, оловянного и полиметаллического оруденения (Волков, Добротин, 1989). Совмещение различных минеральных типов оруденения происходит в та-

ких месторождениях в результате наложения и регенерированного замещения разновременной минерализации (Волков, 1996). Следует отметить, что редкометальное, в том числе и оловянное оруденение, известно на многих золото-сульфидных вкрапленных месторождениях в зонах ТМА Чукотки. На Майском месторождении в допродуктивный редкометальный этап образуется бедная молибденит-кварцевая и вольфрамит-кварцевая минерализация, приуроченная к метасоматическому ореолу серицитолитов, структурно разобщенная с основным золото-сульфидным вкрапленным оруденением. Вместе с тем на раннее редкометальное оруденение может накладываться поздняя золоторудная минерализация. Эльвинское месторождение долгое время считалось вольфрам-висмутовым и только в последние годы, после проведения ревизионных поисковых работ, в его пределах установлены вкрапленное золото-сульфидное, золото-редкометальное и золото-кварцевое оруденения (Волков, Сидоров, 2001).

Золото-серебряное эпитермальное оруденение в зонах ТМА формируется в близповерхностных условиях, где преобладали процессы растяжения.



Фиг. 12. Изотопный состав серы сульфидов золото-рудных месторождений зон ТМА Северо-Востока России (Озерова и др., 1991, Гамянин и др., 2000). Анализы выполнены в ИГЕМ РАН (аналитик – Носик Л.П.).

1– 8 – месторождения: 1 – Школьное, 2 – Палягай, 3 – Кючус, 4 – Сарылах, 5 – Туманное, 6 – Наталкинское, 7 – Нежданинское, 8 – Майское.

Золото-редкометальное, золото-кварцевое и золото-антимонитовое жильное и прожилковое оруденение образовались в среднеглубинных (мезотермальных) условиях, в хрупких породах также в условиях растяжения. Типоморфные особенности золото-сульфидного вкрапленного оруденения определяются его образованием в режиме преобладающего сжатия в вязких разломах – зонах динамометаморфизма и рассланцевания, развивающихся в благоприятных пластичных породах, в условиях средних глубин, переходящих из мезо- в ката-зону. Об этом свидетельствует значительный вертикальный размах вкрапленного оруденения, превышающий, по-видимому, 2 км (на месторождениях Майское и Нежданинское вкрапленные руды подсечены структурными скважинами на глубинах 1.2 и 1.5 км от поверхности соответственно).

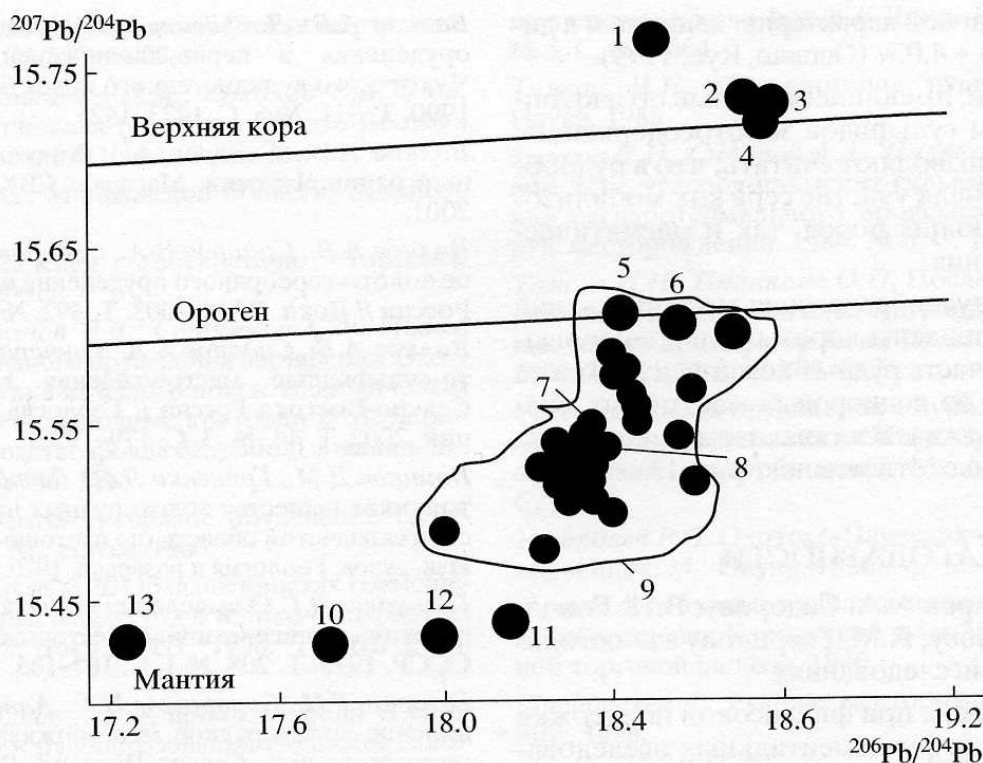
Черносланцевые флишевые толщи, обогащенные рудными элементами, нередко представляют в качестве промежуточных источников рудного вещества (фиг. 11). По данным А.А. Сидорова и И.Н. Томсона (2001), формирование металлонос-

ных черносланцевых толщ, по-видимому, сопряжено с пульсационными явлениями дегазации мантии. Флюидные потоки при достижении земной поверхности, помимо привноса углеводородов, ряда элементов и тепла, стимулировали расцвет примитивных форм жизни на фоне катастрофической гибели ее высокоорганизованных форм. В ходе дальнейшей ремобилизации вещества происходила дифференциация золота и других элементов в силу различий их физико-химических свойств. Геохимические аномалии, связанные с черными сланцами имеют, таким образом, эндогенно-биогенную природу. Вместе с тем центральные части таких аномалий нередко представляют собой крупные комплексные месторождения вкрапленных руд. В нашем случае – Майский рудный район, где в результате буровых работ подтверждено, что практически все разрывные нарушения в границах этих аномалий содержат вкрапленность золотоносных сульфидов (Волков, Сидоров, 2001). Содержание золота в этих разломах обычно составляет от 0.5 до 3.0 г/т, что указывает на возможность ремобилизации вкрапленных сульфидов из черносланцевых флишевых толщ района.

Таким образом, заключенный в черносланцевых толщах общий ресурс металлов при последующих метаморфических, магматических и гидротермальных процессах, происходящих в том числе и в зонах ТМА, представляется легко ремобилизуемым в процессе формирования жильных и прожилково-вкрапленных месторождений.

Роль углерода в процессе рудообразования исследовалась на месторождении Майское (Сидоров, Волков, 1999). В результате было установлено, что в пределах рудных тел месторождения не проявляется отчетливой связи в распределении S_{org} с концентрациями золота и мышьяка и соответственно золотосодержащих пирита и арсенипирита. Существенного привноса S_{org} в рудные тела месторождения Майское в связи с образованием вкрапленных руд не отмечается. Содержание S_{org} в рудных телах не превышает его содержание во вмещающих породах (в среднем 0.5%). Однако все толщи в пределах месторождения с сингенетическим или эпигенетическим S_{org} обычно сопровождаются его перераспределением при региональном, прогрессивном и регрессивном метаморфизме пород, что, безусловно, препятствует выявлению корреляционных связей S_{org} с рудными элементами. Наиболее отчетливая обратная корреляция сульфидной серы и S_{org} свидетельствует о выносе последнего из рудных зон.

В зонах ТМА совмещение разных типов оруденения может определить промышленную ценность месторождения. Типичный пример – месторождение Школьное. Характерная черта процесса рудообразования крупных месторождений в



Фиг. 13. Изотопный состав свинца арсенопирита и галенита золоторудных месторождений Северо-Востока России (Изотопы свинца..., 1988; Горячев и др., 2000).

1–13 – месторождения: 1 – Сарылах, 2 – Пламенное, 3 – Майское, 4 – Туманное, 5 – Совиное, 6 – Нежданнинское, 7 – Наталкинское, 8 – Школьное, 9 – золото-кварцевые месторождения Яно-Колымского и Чукотского поясов и эпitherмальные месторождения Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, 10 – Песчанка, 11 – Западно-Паляинское, 12 – Сентачан, 13 – Кубака.

зонах ТМА (Совиное, Майское, Туманное, Нежданнинское, Наталкинское, Школьное и др.) – развитие нескольких структурных типов оруденения: вкрапленного, штокверкового и жильного. Это совмещение происходит в результате последовательной смены пластических деформаций сжатия на хрупкие деформации растяжения при воздымании рудовмещающих структур (Новожилов, Гаврилов, 1999). Такая тектоническая эволюция геологического строения рудовмещающих структур соответствует геодинамическому режиму развития процессов ТМА (Сидоров, Волков, 1998). Наиболее благоприятной средой для локализации вкрапленного оруденения (для вязких деформаций) являются пластичные алевролитовые толщи, в то время как жильное и прожилковое оруденения локализуются в относительно хрупких породах – песчаниках и сланцах.

Как было показано ранее, в зонах ТМА возможно формирование многоярусного оруденения. Невероятно богатое золотое оруденение зоны Хонко месторождения Хисикари, по данным японских геологов, сфокусировано вблизи зоны структурного несогласия между терригенным основанием и перекрывающими вулканическими породами. Возникновение таких высоких содержаний золота объясняется сочетанием двух про-

цессов (Izava *et al.*, 1990): во-первых, вскипанием высокотемпературных флюидов под экраном вулканогенных толщ, что приводило к отложению первых порций золота; во-вторых, последующим смешением глубинных вод с нагретыми до состояния пара подземными водами вблизи зоны структурного несогласия, что приводило к их быстрому охлаждению и окислению и дальнейшему рудообразованию. Весьма вероятно, что подобным образом сформировались руды месторождений Сопка Рудная, Промежуточное, Печальное, Роговик и других подобных месторождений в зонах ТМА.

Изотопный состав серы был исследован в сульфидных вмещающих осадочных породах и руд золотосодержащих месторождений, образовавшихся в зонах ТМА Центральной и Восточной Чукотки (фиг. 12). Изотопные значения в сульфидных вмещающих толщах находятся в интервале от -21 до -30% , а для сульфидов рудных тел характерны более широкие колебания. На многих месторождениях наблюдается заметное обогащение сульфидов легким изотопом серы. Известно, что для вмещающих осадочных пород наиболее типичными являются значения изотопов серы в интервале от -30 до $+10\%$, а для флюидов, связанных

с гранитоидной магмой характерны величины в диапазоне от -4.0 до $+4.0\%$ (Oumoto, Rye, 1979).

Таким образом, имеющиеся данные об изотопном составе серы сульфидов золотосодержащих месторождений позволяют считать, что в рудообразовании принимала участие сера как мобилизованная из вмещающих пород, так и магматического происхождения.

Особенности рудообразования месторождений могли быть обусловлены коровыми и подкоровыми процессами, а часть рудных компонентов могла быть привнесена из подкоровых мантийных очагов. Это подтверждается анализом диаграммы свинцово-изотопных отношений (фиг. 13).

БЛАГОДАРНОСТИ

Автор благодарен А.А. Сидорову, В.И. Гончарову, Ю.Г. Сафонову, А.М. Гаврилову за постоянное содействие в исследованиях.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 04-05-64359) и проекта программы ОНЗ РАН № 2.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Акимов Г.Ю., Крючков А.В., Крылова Т.Л., и др. Тарыинское месторождение жильно-вкрапленных руд – новый тип золотого оруденения в Верхне-Индигирском районе Якутии // Докл. РАН. 2004. Т. 397. № 3. С. 363–368.
- Аксенова В.Д., Сизых В.И., Берлимба Д.Г. и др. Особенности рудопроявлений золото-сурьмяно-мышьякового типа на Чукотке // Колыма. 1978. № 11. С. 42–44.
- Амузинский В.А., Анисимова Г.С., Жданов Ю.А. и др. Сарылахское и Сентачанское золото-сурьмяные месторождения. М.: МАИК “Наука/Интерпериодика”, 2001.
- Балейское рудное поле / Под ред. Н.П. Лаверова. М.: ЦНИГРИ, 1984.
- Белый В.Ф. Геология Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Магадан, 1994.
- Волков А.В. Близповерхностное оруденение в терригенных толщах перивулканической зоны Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Тихоокеанская геология. 1989. № 4. С. 97–100.
- Волков А.В. Золоторудные месторождения Центральной Чукотки // Геология руд. месторождений. 1995. Т. 37. № 6. С. 482–499.
- Волков А.В. О втором ярусе эпitherмального золото-серебряного оруденения // Геодинамика, магматизм и минерализация континентальных окраин Севера Пацифики // Материалы Всеросс. совещ. XII-годового собрания Северо-Восточного отделения ВМО. Магадан, 2003. С. 151–153.
- Волков А.В. Регенерированные золоторудные месторождения Северо-Востока России // Докл. РАН. 1996. Т. 351. № 6. С. 786–789.
- Волков А.В., Добротин Ю.Р. Новый тип оловянного оруденения в перивулканической зоне Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Докл. АН СССР. 1990. Т. 311. № 6. С. 1423–1426.
- Волков А.В., Сидоров А.А. Уникальный золоторудный район Чукотки. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2001.
- Волков А.В., Сидоров В.А., Сидоров А.А. О новом типе золото-серебряного оруденения на Северо-Востоке России // Докл. РАН. 2003. Т. 392. № 2. С. 217–220.
- Волков А.В., Сидоров А.А., Гончаров В.И. и др. Золото-сульфидные месторождения вкрапленных руд Северо-Востока России // Геология руд. месторождений. 2002. Т. 44. № 3. С. 179–197.
- Воинков Д.М., Гриненко Л.Н., Давиденко Н.М. Об источниках вещества золоторудных проявлений Чукотской складчатой области (по изотопным данным серы) // Изв. вузов. Геология и разведка. 1976. № 2. С. 74–79.
- Гарьковец В.Г. О выделении кызылкумского типа сингенетично-эпигенетичных месторождений // Докл. АН СССР. 1973. Т. 208. № 1. С. 163–185.
- Гамянин Г.Н., Бортников Н.С., Алпатов В.В. Нежданское золоторудное месторождение – уникальное месторождение Северо-Востока России. М.: Геос, 2000.
- Гончаров В.И., Волков А.В. Геология и генезис золоторудного месторождения Совиное (Северная Чукотка). Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000.
- Гончаров В.И., Ворошин В.А., Сидоров В.А. Наталкинское золоторудное месторождение. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2002.
- Горячев Н.А. Геология мезозойских золото-кварцевых жильных поясов Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1998.
- Горячев Н.А., Сидоров В.А., Алексеенко А.В. О новом перспективном типе золото-редкометального оруденения в Яно-Колымском поясе (Северо-Восток России) // Геологическая служба и минерально-сырьевая база России на пороге XXI века. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. Т. 2. С. 74–75.
- Горячев Н.А., Чарч С.Е., Ньюбери Р. Дж. Контраст в свинцово-изотопных характеристиках золоторудных месторождений Северо-Востока Азии и Аляски // Золотое оруденение и гранитоидный магматизм Северной Пацифики. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. Т. 1. С. 149–158.
- Изотопы свинца и вопросы рудогенеза. Л.: ВСЕГЕИ, 1988. Т. 342.
- Киселев А.А., Огородников А.В. Минерально-сырьевая база золота Чукотского АО. Перспективы освоения и развития // Минеральные ресурсы России. 2001. № 1. С. 6–12.
- Кузнецов В.М. Делимость земной коры Северо-Востока Азии: структурно-вещественные комплексы, дизъюнктивные дислокации: Автореф. дис. ... д-ра геол. мин. наук. Магадан, 2002.
- Новожилов Ю.И., Гаврилов А.М. Золото-сульфидные месторождения в углеродисто-терригенных толщах. М.: ЦНИГРИ, 1999.
- Озерова Н.А., Бергер В.И., Виноградов В.И. и др. Источники серы ртутных и сурьмяных месторождений

- Верхояно-Колымской провинции // Геология руд. месторождений. 1991. № 3. С. 5–23.
- Парфенов Л.М., Натанов Л.М., Соколов С.Д. и др. Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии // Геотектоника. 1993. № 1. С. 68–78.
- Природные ресурсы Магаданской области. Магадан, 1996.
- Рудные месторождения Узбекистана. Ташкент: ГИДРОИНГЕО, 2001.
- Рыжов О.Б., Аристов В.В., Стружков С.Ф. Новый тип золото-сульфидного оруденения периферии Охотско-Чукотского вулканогенного пояса: геологическая позиция и поисково-оценочные критерии // Металлогения и воспроизводство фонда недропользования. М.: ЦНИГРИ, 2000. С. 115–116.
- Сидоров А.А. Золото-серебряное оруденение Центральной Чукотки. М.: Наука, 1966.
- Сидоров А.А., Волков А.В. Об особенностях совмещения жильных и вкрапленных руд в золото-сульфидных месторождениях // Докл. РАН. 1998. Т. 362. № 4. С. 533–537.
- Сидоров А.А., Волков А.В. К проблеме роли углеродистого вещества в рудообразовании (Майское золоторудное месторождение Центральной Чукотки) // Докл. РАН. 1999. Т. 369. № 2. С. 241–243.
- Сидоров А.А., Волков А.В. Источники рудного вещества и условия формирования золоторудных месторождений Северо-Востока России // Докл. РАН. 2001. Т. 376. № 5. С. 658–661.
- Сидоров А.А., Томсон И.Н. Рудоносность черносланцевых толщ: сближение альтернативных концепций // Вестн. РАН. 2001. Т. 70. № 8. С. 719–724.
- Сидоров А.А., Еремин Р.А., Найбородин В.И. и др. О рудных формациях перивулканических зон тихоокеанских континентальных вулканогенных поясов // Докл. АН СССР. 1978. Т. 238. № 6. С. 1437–1440.
- Сидоров А.А., Еремин Р.А., Бялобжетский С.Г. и др. Металлогения Северо-Востока России // Геология руд. месторождений. 1994. Т. 36. № 3. С. 271–277.
- Сидоров В.А., Альшевский А.В., Волков А.В. и др. Новые данные о золотом оруденении Приколымского сектора перивулканической зоны Охотско-Чукотско-го вулканогенного пояса // Докл. РАН, 2004. Т. 399. № 5. С. 658–664.
- Томсон И.Н. Металлогения рудных районов. М.: Наука, 1988.
- Томсон И.Н., Сидоров А.А., Полякова О.П. и др. О новом типе углерод-ильменит-сульфидной минерализации негидротермального происхождения // Геология руд. месторождений. 1984. № 6. С. 19–21.
- Томсон И.Н., Полякова О.П. Последовательность образования и направленная миграция металлогенических зон на примере орогена Приморья // Докл. РАН. 2000. Т. 374. № 6. С. 809–812.
- Уиссер Э. Связь оруденения с купольными структурами в Североамериканских Кордильерах // Проблемы эндогенных месторождений. М.: Мир, 1964. Вып. 2. С. 9–196.
- Умитбаев Р.Б. Охотско-Чаунская металлогеническая провинция. М.: Наука, 1986.
- Хельке А. Молодые вулканогенные золото-серебряные месторождения Карпатской дуги. М.: Изд-во Всесоюзной торговой палаты, 1946.
- Шнейдерхен Г. Рудные месторождения. М.: Инстр. лит., 1958.
- Шпикерман В.И. Домеловая минерация Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1998.
- Izava E., Urashima Y., Ibaraki K. et al. The Hishikari gold deposits: high-grade epithermal veins in Quaternary volcanic of southern Kyushu, Japan // Epithermal gold mineralization of the Circum-Pacific. L.: Elsevier, 1990. V. I. P. 1–56.
- Ohmoto H., Rye R.O. Isotopes of sulfur and carbon // Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits. N. Y.: J. Wiley and Sons, 1979. P. 509–567.
- Richards J.P. Petrology and geochemistry of the Porgera gold deposit. Papua New Guinea // Epithermal gold mineralization of the Circum-Pacific. L.: Elsevier, 1990. V. I. P. 141–201.
- Sillitoe R.H. Gold-rich porphyry copper deposits; geological model and exploration implication // Geological Association of Canada. 1993. Special Paper. 40. P. 465–478.
- Significant Metalliferous Lode Deposits and Placer District for Russian Far East, Alaska, and the Canadian Cordillera // Open-File Report 96–513-B. D.: U.S. Geol. Survey, 1997.