

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ СУЛЬФИДИЗИРОВАННЫХ ЧЕРНОСЛАНЦЕВЫХ ТОЛЩ И ИХ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

А.А.Сидоров, И.Н.Томсон

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии, г.Москва

Развивается концепция эндогенно-биогенной природы рудоносности черносланцевых толщ, которые рассматриваются как важнейший протометаллогенический ресурс для последующих концентраций металлов при образовании рудных месторождений. Региональные зоны сульфидизации в черносланцевых толщах – комплексные месторождения будущего. В настоящее время фрагменты этих зон представляют собой уникальные месторождения благородных металлов.

Ключевые слова: зоны сульфидизации, черносланцевые толщи, металлогения, рудоносность.

ВВЕДЕНИЕ

Зоны сульфидизации в черносланцевых толщах следует рассматривать как практически неисчерпаемые комплексные месторождения цветных и особенно благородных металлов, так как по параметрам в целом ряде докембрийских и фанерозойских провинций они сопоставимы с крупнейшими геологическими телами. Самый общий анализ металлоносности углеродистых горизонтов позволяет сделать вывод, что для глинисто-терригенных и карбонатно (кремнисто)-вулканогенных толщ характерно золото-сульфидное оруденение, для вулканогенно-кремнистых - ванадий-молибденовое с фосфором, для карбонатных - полиметаллическое и железо-марганцевое.

Глинисто-терригенные (глинисто-известковистые) толщи, представленные графитистыми и сульфидоносными углеродистыми сланцами, аргиллитами, песчаниками, глинистыми и доломитистыми алевролитами, вмещают крупнейшие золоторудные месторождения Северо-Востока России (Нежданинское, Наталкинское, Майское), Аляски (Джуно), Калифорнии (Мазер Лод), провинции Бассейнов и Хребтов (Карлин, Голд Кворри), Австралии (Бендиго, Балларат) и др. Карбонатно(кремнисто)-вулканогенные толщи сложены углеродистыми сланцами с известняками и доломитами, а также вулканитами; существенно рудоносные карбонатные пачки распространены в протерозойских толщах Карелии, Западного и Восточного Саяна и фанерозойских толщах Казахстана.

Вулканогенно-кремнистые толщи, сложенные раннекембрийскими переслаивающимися кремнистыми сланцами и яшмами, известковыми и углеродистыми сланцами, а также интенсивно измененными эффузивами и туфами с ванадий-молибденовой и фосфорной минерализацией, образуют пояс протя-

женностью 2000 км (от Китая до Центрального Казахстана). Кембрийские горизонты сульфидизированных черных сланцев Китая содержат до 2% Мо и аномальные концентрации Zn, Ni, Au, Pt, Pd [23]. В ряде случаев отмечена положительная корреляция между рудным (V, Mo, Ni, Co) и углеродистым веществом. Эти наблюдения в равной степени относятся как к сингенетичным, так и эпигенетичным (приразломным) углеродистым сланцам.

Все толщи с сингенетичным или эпигенетическим углеродистым веществом (УВ) и оруденением обычно сопровождаются перераспределением УВ при прогрессивном и регрессивном метаморфизме пород, что препятствует установлению корреляционных связей УВ с рудными элементами. Особый интерес в перечисленных толщах представляют зоны тонкой рудной минерализации, проявленной преимущественно в сульфидизации (и гематитизации в докембрийских толщах). Однако специально направленных исследований этих зон, имеющих нередко региональное значение, не проводилось. Наиболее изученными можно считать зоны благороднометалльной, преимущественно золотоносной сульфидизации, часто сопровождающейся платинометалльной минерализацией и проявляющейся в форме крупных или даже уникальных месторождений.

ЗОЛОТОНОСНЫЕ ЗОНЫ СУЛЬФИДЗАЦИИ

В подавляющем большинстве зоны сульфидизации являются первичными по отношению к смежным жильно-прожилковым телам. Зоны тонкорассеянной сульфидной минерализации весьма распространены в земной коре и разнообразны по своему генезису. Это наиболее легко мобилизуемый материал при метаморфизме, или вообще реювенации, любого типа. Зоны особенно типоморфны для террейнов турбидитных бассейнов, а также островодужных террейнов и окраинно-материковых магматических

дуг, где занимают огромные пространства, смежные с колчеданными залежами; широко развиты в пределах гетерогенного основания вулканогенных и вулканогенно-плутоногенных поясов различного возраста, в том числе в терригенных песчано-глинистых, углисто-глинистых или карбонатных породах. В зеленотуфовых провинциях их природа, очевидно, близка к генезису руд куроко. Разумеется, не все эти зоны связаны с развитием черносланцевых формаций и имеют определяющее металлогеническое значение в регионах. В подавляющем большинстве зоны тонкой сульфидизации рассматривались в качестве околорудных (околожилных) образований и, соответственно, их изучение всегда проходило под знаком ореолов рассеяния, сопровождающих оруденение. Так, на золото-сурьмяном месторождении Сарыллах (Якутия) металлоносные зоны сульфидизации были обнаружены значительно позже освоения жильных рудных тел.

В зонах сульфидизации нередко отмечаются также другие тонко рассеянные минералы. Так, на Сухоложском месторождении выявлено более 75 минеральных разновидностей, представляющих классы самородных металлов, металлических твердых растворов и интерметаллидов, сульфидов, арсенидов и сульфоарсенидов, теллуридов и сульфотеллуридов, селенидов, висмутидов, антимонидов, фосфатов, вольфраматов, галоидов и оксидов [3]. Есть основание утверждать, что подобное разнообразие минеральных видов характерно для подавляющего большинства золотых месторождений в черносланцевых толщах с рудами вкрапленного типа. Вместе с тем, эти руды обычно именуются пиритовыми или арсенопирит-пиритовыми, так как основная часть минералов рассеяна в пирите, арсенопирите и породе в виде субмикроскопических выделений. Представления о положительных и отрицательных аномалиях в ореолах рассеяния в принципе хорошо подтверждают высокую степень мобилизации токовкрапленного в породах рудного вещества. Даже частицы самородного золота с размерами 0,1 микрона и меньше являются легко растворимыми [9, 22] в средах, содержащих галоиды, сернокислые соли металлов, органические кислоты или специфические бактерии. Изученность зон тонкой сульфидизации (и вообще тонкой минерализации пород) чрезвычайно низка, из-за чего можно предположить, что кларки рудогенных элементов, особенно так называемые местные кларки, в значительной мере обусловлены этой тонкой минерализацией.

Наиболее изученными являются зоны тонкорассеянной сульфидизации в пределах крупных золоторудных месторождений, таких как Карлин (США, штат Невада), Майское (Чукотка), Нежданское (Якутия), Бакырчик (Казахстан) и другие.

Руды базовых золото-сульфидных месторождений нередко отличаются от вмещающих пород лишь концентрациями равномерно рассеянных сульфидов. Главными продуктивными ассоциациями являются пирит-арсенопиритовая и пиритовая. Эти ассоциации представлены мелким и тонким мышьяковистым пиритом и игольчатым (удлиненно-призматическим) арсенопиритом, рассеянным в углисто-глинистой или глинисто-карбонатной породе. Основная масса золота сосредоточена в виде округлых субмикроскопических выделений в зернах пирита и арсенопирита. Среднее содержание сульфидов в рудах варьирует от 1-2 до 5-7%.

Рассмотрим особенности рудообразования в глинисто-известковых толщах золото-сульфидного месторождения Карлин (США, штат Невада) и терригенных толщах Майского месторождения (Россия, Чукотка). Суммарные запасы золота в рудном районе Карлин (Провинция Бассейнов и Хребтов) оцениваются в 2160 т. Это одно из уникальных открытий, сделанных геологами США во второй половине XX века. По данным Д. Хаусена и П. Керра [19], месторождения этого рудного района приурочены к силурийским глинисто-карбонатным толщам, выступающим из-под тектонического покрова эвгеосинклинальных осадков. Тектонические окна образовались в результате размыва аллохтона на куполовидных поднятиях и прослеживаются вдоль разломов северо-западного простирания, контролирующего размещение даек кварцевых порфиров. Рудные тела согласны с литологически благоприятными горизонтами алевролитистых известняков и алевролитов. В пределах восточной части Провинции Бассейнов и Хребтов (включая штат Юта), с которой одному из авторов удалось познакомиться в период научной экскурсии 1978 года, оруденение карлинского типа пространственно тесно ассоциируется с кайнозойскими меднопорфировыми (Бингем), золото-редкометалльными (Ок-Майн и др.), полиметаллическими (Тинтик), эпитермальными золото-серебряными (Гетчел, Кортес и др.) и ртутными (Мёркер) вулканогенными месторождениями. Первичные (неокисленные) руды золото-сульфидных месторождений нередко отличаются от вмещающих глинисто-карбонатных пород лишь повышенным содержанием тонкорассеянных сульфидов. Основная масса золота сосредоточена в виде округлых субмикроскопических выделений (до 0,04-0,3 мкм) в мышьяковистом пирите. Среднее содержание золота в первичных рудах 8-9 г/т; окисленные руды более богаты и весьма благоприятны для добычи и переработки. На первых этапах исследования в первичных рудах не было обнаружено самородного золота, и поэтому их золотосодержание связывалась исключительно с золото-органическими соединениями [26]. Последующие исследова-

дования [28] убедительно показали, что руды этого месторождения подобны рудам многих месторождений с тонкодисперсным золотом.

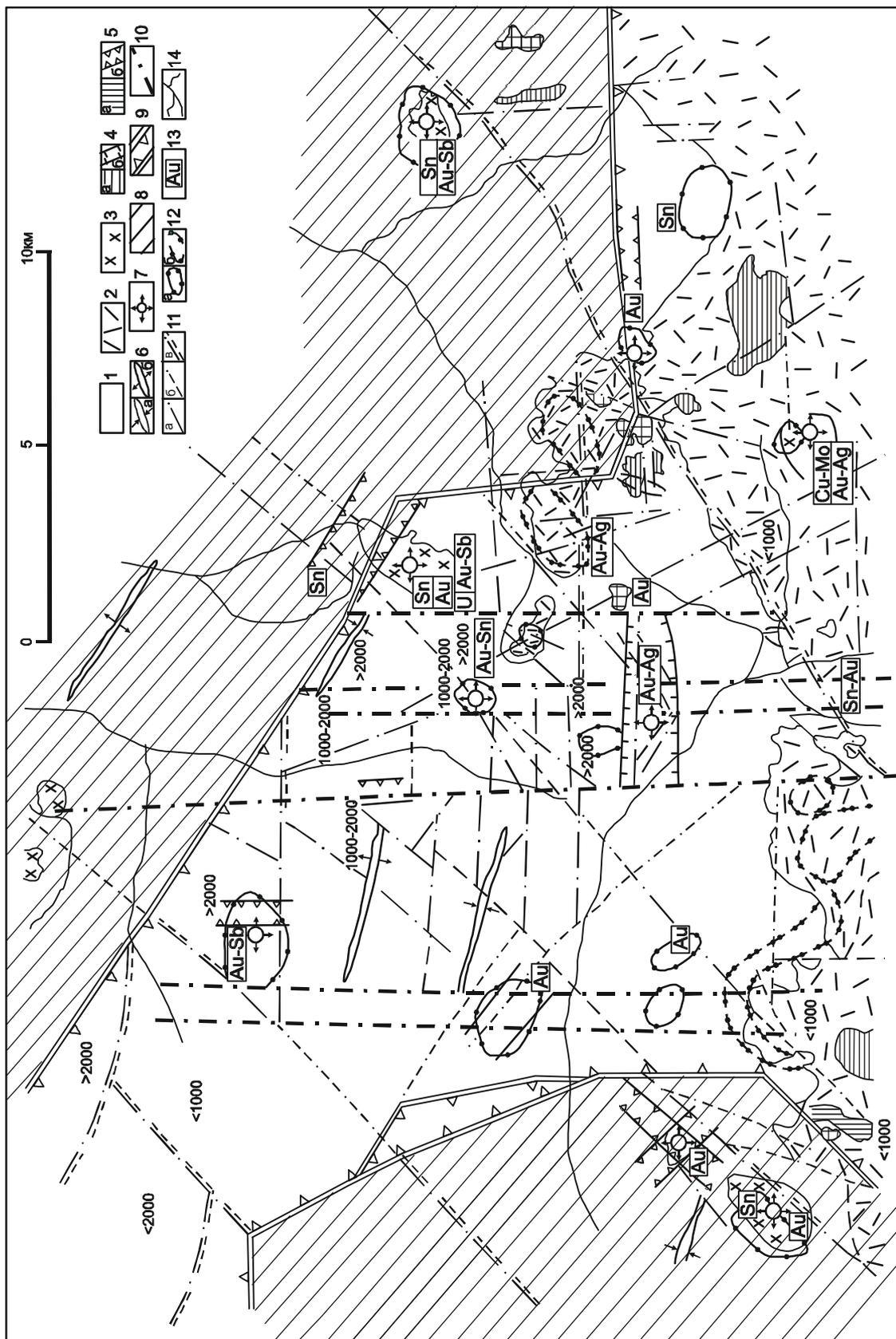
Майское месторождение расположено в триасовой толще глинистых сланцев (алевролитов) и песчаников в пределах зоны тектоно-магматической активизации, связанной с развитием Охотско-Чукотского вулканогенного пояса [11, 13]. Рудный район приурочен к структурам оперения крупного вулканического прогиба (рис. 1). Эти структуры приурочены к "скрытым" разломам. Зоны тонкорассеянной сульфидизации сопряжены с развитием вулканоструктур, и есть основания думать, что рудные процессы развивались в определенной мере синхронно с важнейшими этапами вулканизма, хотя источники рудного вещества находились, по-видимому, в пределах терригенных толщ основания пояса. В золотоносных зонах тонкорассеянной сульфидизации, формировавшихся (реювенированных) по крайней мере на протяжении всего вулканогенного цикла, выявлена углеродисто-сульфидная минерализация, проявления игнибрит-гранитоидного магматизма и кварцевожильного оруденения в так называемых очаговых и купольных структурах. При этом игнибрит-гранитоидный магматизм синхронен или сопряжен с мощным гидротермальным метаморфизмом пород по периферии вулканоструктур и в перивулканической зоне; по окончании наземных извержений гидротермальные системы вновь реювенируются, локализуясь на участках становления гранитоидных интрузий. В период формирования платобазальтов в рудных полях перивулканической зоны развивались пострудные (иногда внутрирудные) дайки андезибазальтов, секущие рудные тела.

Детально изученные нами золото-сульфидные зоны вкрапленных руд приурочены к интенсивно смятым темно-серым алевролитам с тонкорассеянным пиритом и арсенопиритом; в зонах отмечено также повышенное содержание углерода (до 1,5%), самородных сурьмы и мышьяка. Состав и характер вкрапленных руд неизменен до изученных глубин (>2000 м).

Рудовмещающая структура представлена куполовидным поднятием в узле пересечения важнейших региональных разломов района. Оруденение и дайки гранит-порфиров и риолитов сосредоточены в горстообразном блоке в пределах приразломных зон динамометаморфизма (рис. 2). Интенсивность оруденения обнаруживает отчетливую зависимость от зон пластической деформации, слоистости и сланцеватости пород. Золото в рудах так же, как и на месторождении Карлин, преимущественно тонкодисперсное и образует субмикроскопические включения в игольчатом арсенопирите и мышьяковом пирите; среднее его содержание в рудных телах,

оконтуренных в минерализованных зонах, по данным химических и химико-спектральных анализов - 9-10 г/т. В пределах рудного поля отмечены жилы и прожилки различного минерального состава: от кварц-молибденитовых, кварц-касситеритовых, арсенопирит-пиритовых, халькопирит-пирротитовых и галенит-сфалеритовых до эпитермальных серебро-сульфоантимонитовых, антимонит-кварцевых и диккит-самородномышьяковых. Однако их объем в рудах месторождения незначителен. Вместе с тем, эти жилы и прожилки хорошо отражают металлогеническую специализацию рудного района. В частности, золото-сульфидное оруденение в Майском рудном районе тесно связано с оловянным и олово-серебряным оруденением, а также с эпитермальными золото-серебряными и сурьмяно-ртутными месторождениями. Именно на этом основании мы рассматриваем все перечисленные рудные образования в качестве единого рудноформационного ряда, возглавляемого месторождениями золото-сульфидных вкрапленных руд. Золото-сульфидная формация является, таким образом, базовой по отношению к другим рудным формациям. По данным Д. Хаусена и П. Керра [19], месторождения карлинского типа также тесно связаны с эпитермальными золото-серебряными, сурьмяно-ртутными и ртутными месторождениями Провинции Бассейнов и Хребтов.

Если проанализировать состав карлинских и майских руд (табл. 1, 2; рис. 3) [7], то нетрудно увидеть целый ряд аналогий по содержанию рудогенных (Au, Ag) и петрогенных элементов - от содержания $C_{\text{орг}}$ (1,9-0,17% в рудах Карлина и 1,44-0,08% в майских рудах) до поведения калия и натрия в рудоносных метасоматитах. И это при том, что вмещающие породы Карлинского месторождения существенно карбонатные, а Майского - глинистые. Наиболее высокие содержания золота отмечены в тонкоигольчатом арсенопирите. Вместе с тем, на Карлине главным концентратом золота является мышьяковый пирит [28]. Содержания золота в пирите достигают первых кг на тонну. Размеры золотинок в сульфидах 0,3 - 0,04 мкм. Жильный и прожилковый пирит и арсенопирит обычно слабозолотоносен. В наиболее распространенной поздней антимонит-кварцевой ассоциации иногда отмечается высокопробное (от 800 до 920) золото с размером золотинок до первых мм. Однако в целом золотоносность этой ассоциации исключительно гнездовая, и ее роль в рудах невелика. Первичные руды месторождения Карлин со средним содержанием золота 10г/т разделены на нормальные, кремнеземистые, пиритовые, углеродистые, мышьяковистые (см. табл. 2). Среднее содержание золота в выщелоченных окисленных рудах - 50 г/т. Руды нормального типа составляют 60% первичных руд и визуально почти неотличимы от неизмененных вмеща-



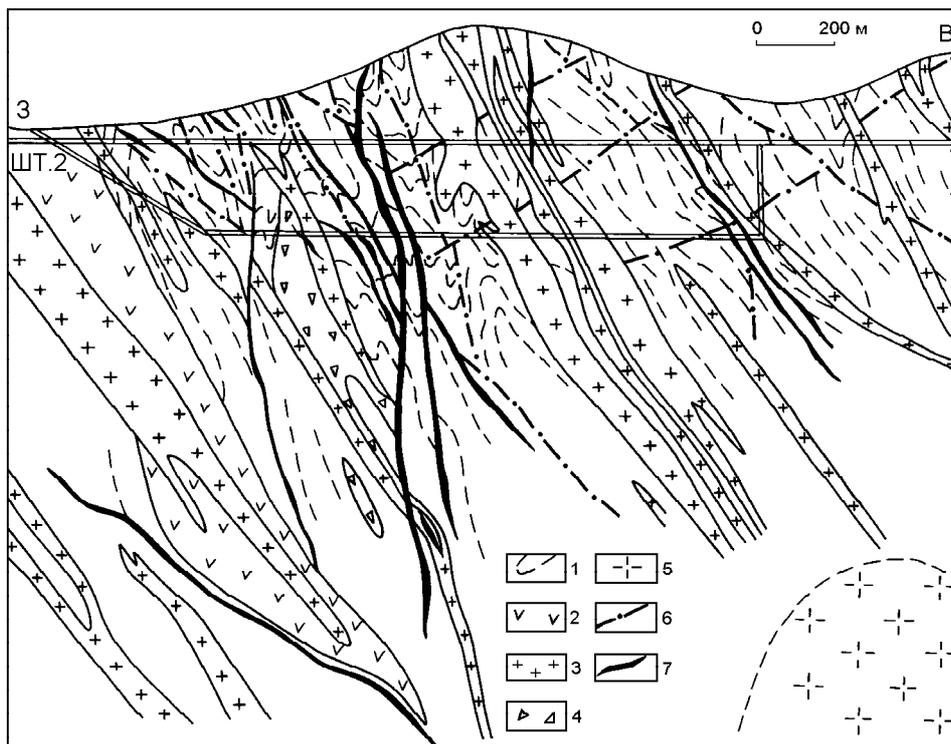


Рис.2. Схематический геологический разрез центрального участка Майского месторождения [11].

1-черносланцевая сульфидизированная толща (переслаивающиеся алевролиты, глинистые сланцы и мелкозернистые песчаники среднего триаса); 2- меловые дайки фельзитовых кварцевых порфиров; 3 - поздне меловые дайки гранитпорфиров, граносиенитпорфиров и сиенитовых порфиров; 4-эксплозивные брекчии; 5-предполагаемое интрузивное тело; 6-разрывные нарушения; 7-рудные тела.

ющих пород. Однако в большинстве случаев от 25 до 50% карбонатных зерен породы выщелочено или замещено мелкозернистым кварцем и пиритом с приносом золота (8 г/т), ртути (25 г/т), таллия (50 г/т), сурьмы (100 г/т) и мышьяка (400 г/т); содержание $C_{орг}$ не превышает 0,25-0,30%, что отвечает его концентрациям в неизменных породах. Состав гипогенных вкрапленных руд на глубину в пределах изученных интервалов (более 2000 м) остается неизменным, что указывает, по-видимому, на осадочное или гидротермально-осадочное рудообразование. Элементы рудной зональности отмечаются только для минеральных ассоциаций жил и прожилков, что подтверждает их гидротермальное образование. При этом в минералах эпитермальной зоны (в жилах и прожилках) резко возрастает количество серебра (табл.3), отмечаются также серебряные сульфосоли [11]. Подобные характеристики вкрапленных и жильных руд легко обнаружить на таких крупных золото-сульфидных месторождениях, как Бақырчик (Казахстан),

Кумтор (Киргизия), Даугызтау (Узбекистан), Нежданское (Якутия) и многих других. Что же касается самого вкрапленного золото-сульфидного оруденения, то оно в той или иной мере проявлено в пределах каждого золотоносного рудного района. Состав элементов-примесей в пирите и арсенопирите обычно коррелирует с таковым вкрапленных руд жил и рудных прожилков.

Золоторудные месторождения тонковкрапленных руд нередко относятся к большеобъемным и уникальным по запасам благородного металла. Однако первичные (гипогенные) руды этих месторождений являются "упорными" и требуют значительных затрат при извлечении из них золота. Гипергенные процессы (зоны окисления), а также метаморфизм руд, способствующий разложению золотоносных сульфидов и укрупнению золотин, многократно увеличивают промышленную ценность месторождений.

Рис.1. Схема строения Майского рудного района (11).

1-нижний структурный этаж (триасовая черносланцевая толща), 2-верхний структурный этаж (вулканогенные толщи Охотско-Чукотского пояса), 3-интрузивные гранитоидные массивы, 4-магматические тела среднего и основного состава: а-субвулканические массивы, б - дайковые поля; 5-магматические тела кислого состава: а-субвулканические массивы, б-дайковые рои; 6-оси брахискладок: а-синклинальных, б-антиклинальных; 7-рудоносные купольные структуры; 8-блоки с предполагаемым залеганием слабогранитизированного основания на глубине более 3 км; 9-границы блоков с поднятым слабогранитизированным основанием (цифры на схеме - глубины залегания этого основания); 10-рудолокализирующие разрывные нарушения и зоны смятия (фрагменты «скрытых» разломов); 11-прочие разрывные нарушения: а, б-по геологическим данным (установленные и предполагаемые), в-по данным гравиметрии; 12-магнитные аномалии: а-связанные с минерализацией пород, б-связанные с магматическими породами; 13-месторождения и рудопроявления; 14 - речная сеть.

Таблица 1. Спектрографические анализы проб руд разных типов (первичных, окисленных и выщелоченно-окисленных), месторождение золота Карлин, окно Лини, округ Эрика, штат Невада [26].

Элементы	Типы руд							
	1	2	3	4	5	6	7	8
Si	10,0	10,0	10,0	10,0	10,0	10,0	10,0	10,0
Al	5,0	7,0	0,5	2,0	3,0	5,0	5,0	5,0
Fe	2,0	2,0	0,5	3,0	1,5	2,0	2,0	2,0
Mg	5,0	10,0	0,15	5,0	10,0	7,0	5,0	0,5
Ca	7,0	10,0	0,003	7,0	10,0	10,0	10,0	0,2
Na	0,05	0,1	0,03	0,05	0,1	0,07	0,03	0,07
K	1,5	3,0	0	1,5	1,5	2,0	1,5	2,0
Ti	0,2	0,2	0,02	0,1	0,1	0,15	0,15	0,3
P	0	0	0	0	0	2,0	0	0
Mn	100	150	7	150	500	150	150	10
Ag	0	0	1	0	2	0	0	0,7
As	154	800	385	180	480	1,000	1,450	790
Au	9	18	23	6	5	69	10	50
B	150	70	7	20	100	30	70	70
Ba	200	200	500	100	500	500	130	300
Co	7	5	0	7	3	3	3	1,5
Cr	70	70	10	30	70	70	50	100
Cu	50	20	70	30	70	50	20	30
Ga	15	15	0	7	7	10	10	20
Hg	25	40	55	25	20	200	35	100
La	50	0	0	50	0	50	70	50
Mo	15	7	5	15	50	10	5	5
Nb	0	7	0	0	0	0	0	10
Ni	50	20	3	70	100	20	20	15
Pb	15	0	0	10	15	0	15	30
Sb	40	150	40	40	60	115	129	360
S	10	15	0	7	7	10	15	15
Sr	150	0	10	100	200	150	100	100
Tl	70	200	0	0	0	150	50	0
V	200	0	70	100	700	70	50	200
W	20	20	20	20	30	20	20	20
Y	20	30	0	15	70	20	30	30
Yb	2	2,5	0	1	3	1,5	3	3
Zn	51	114	6	7	100	5	163	65
Zr	100	150	20	100	70	150	200	300

Примечание. Элементы от Si до P включительно даны в весовом процентном содержании, остальные - в г/т. Здесь и в табл. 2 - 1 - нормальный тип, главное рудное тело, высота 6300 м; 2 - нормальный тип, главное рудное тело, высота 6280 м; 3 - кремнеземистый тип, восточное рудное тело, высота 6300 м; 4 - пиритовый тип, главное рудное тело, высота 6300 м; 5 - углеродистый тип, восточное рудное тело, скважина колонкового бурения P8; 6 - мышьяковистый тип, восточное рудное тело, высота 6380 м; 7 - окисленный тип, главное рудное тело, высота 6330 м; 8 - выщелоченный, окисленный тип, главное рудное тело, высота 6320 м.

Таким образом, жильные руды в конкретных рудных районах имеют, по-видимому, как парагенетические, так и генетические связи с вкрапленными рудами. Вкрапленные и жильные руды имеют единый источник рудного вещества, но вкрапленные руды являются промежуточным источником рудного вещества жильных месторождений.

Учитывая преимущественно дожилый (как на месторождениях Карлин и Майском) возраст вкрапленных руд, логично и целесообразно рассматривать их в качестве начального базового элемента в

универсальной геолого-генетической модели образования полихронных золоторудных месторождений. Вместе с тем, вещественный состав руд этих месторождений убедительно демонстрирует их комплексность с элементами отчетливой зональности более позднего эпитермального рудоотложения.

Минералогическое и геохимическое изучение сульфидного концентрата руд показало неравномерную локальную обогащенность тонкорассеянных сульфидов золотом, серебром, свинцом, цинком, сурьмой и платиновыми металлами [12,15], а также

Таблица 2. Химические анализы проб руд разных типов (первичных, окисленных и выщелоченно-окисленных, месторождения золота Карлин, окно Лини, округ Эрика, штат Невада [26].

Элементы	Типы руд							
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	32,6	39,6	95,7	51,9	33,4	42,1	50,9	73,9
Al ₂ O ₃	5,2	6,7	1,6	4,2	3,3	6,0	5,5	12,0
Fe ₂ O ₃	0,69	1,9	0,66	3,3	1,2	1,9	2,0	3,1
FeO	1,0	0,84	0,1	1,1	0,14	0,68	0,12	0,16
MgO	8,0	9,3	0,06	7,3	11,2	9,1	4,9	1,3
CaO	22,1	14,4	0	10,3	18,0	13,1	15,6	0,48
BaO	0,03	0,02	0,08	0,01	0,09	0,06	0,02	0,03
MnO	0,04	0,03	0,21	0,04	0,05	0,04	0,03	0
Na ₂ O	0,12	0	0	0	0,53	0,03	0,20	0,04
K ₂ O	1,5	1,7	0,26	1,0	1,1	1,06	1,3	3,5
TiO ₂	0,26	0,36	0,03	0,26	0,15	0,30	0,23	0,63
P ₂ O ₅	0,07	0,12	0,07	0,12	1,1	0,25	0,12	0,09
H ₂ O ⁽⁻⁾	0,17	0,42	0,10	0,41	0,23	0,39	0,24	1,1
H ₂ O ⁽⁺⁾	1,2	1,6	0,83	1,1	1,2	1,8	1,4	3,1
CO ₂	26,0	21,6	0,02	15,9	25,6	19,1	16,9	0,04
S _{общ}	0,72	0,82	0,11	2,8	0,8	2,2	0,2	0,11
S _{орг}	0,20	0,31	0,17	0,51	1,9	0,5	0,2	0,05
As	0,02	0,09	0,04	0,02	0,06	1,11	0,15	0,08
Всего	99,92	99,8	100,04	100,27	100,05	99,72	99,71	100,71

Таблица 3. Содержание золота и серебра в рудных минералах Майского месторождения (по результатам абсорбционного и нейтронно-активационного анализов) [11].

Минералы	Содержание в граммах на тонну	
	Золото	Серебро
Арсенопирит тонкоигольчатый из вкрапленных руд (из штуфных проб)	<u>81-1299(593)</u> 10	<u>1.3-45(26)</u> 6
Арсенопирит тонкоигольчатый (из технологических и валовых проб)	<u>302-1554(689)</u> 8	<u>5-880(78)</u> 7
Пирит из вкрапленных руд (из штуфных проб)	<u>5.5-110(30)</u> 16	<u>6.3-72(28)</u> 13
Пирит из вкрапленных руд (из технологических и валовых проб)	<u>2.3-209(43)</u> 25	<u>0.3-210(25)</u> 24
Антимонит (из штуфных проб)	<u>0.01-9(1)</u> 37	<u>0.4-78(18)</u> 31
Антимонит (из технологических проб)	<u>3.3-15(9)</u> 6	<u>22-56(34)</u> 4
Арсенопирит изометричный (мелко-, средне- и крупнозернистый) из кварц-сульфидных жил и прожилков	<u>1.7-75.8(14)</u> 13	<u>5.2-336(57)</u> 13
Пирит из кварц-сульфидных жил и прожилков	<u>0.05-40.4(3.9)</u> 44	<u>3.6-154(27)</u> 43
Сфалерит из кварц-сульфидных жил	<u>0.8-61.5</u> 4	<u>145-1032(434)</u> 4
Галенит из кварц-сульфидных жил	<u>0.4-1.3(0.8)</u> 2	<u>319-1200(759)</u> 2
Сульфоантимониты свинца из кварц-сульфидных жил	<u>0.9-4.8(2.6)</u> 3	<u>854-2697(2080)</u> 3

Примечание. В скобках дается среднее содержание, в знаменателе - число анализов.

другими элементами. В минерализованных породах выделяется углеродистое вещество двух разновидностей: раннее, представленное скрытокристаллическими агрегатами типа графит-антрацит, и позднее - битумоиды типа антраксолит-керит. Содержание углерода в рудах близко к таковым в неизмененных вмещающих породах. Наиболее характерной тенден-

цией изменения химического состава минерализованных пород является вынос или перераспределение калия, натрия, кальция, магния и железа. Хотя в зонах окварцевания количество глинозема и щелочных элементов уменьшается, отношение калия к натрию всегда заметно возрастает.

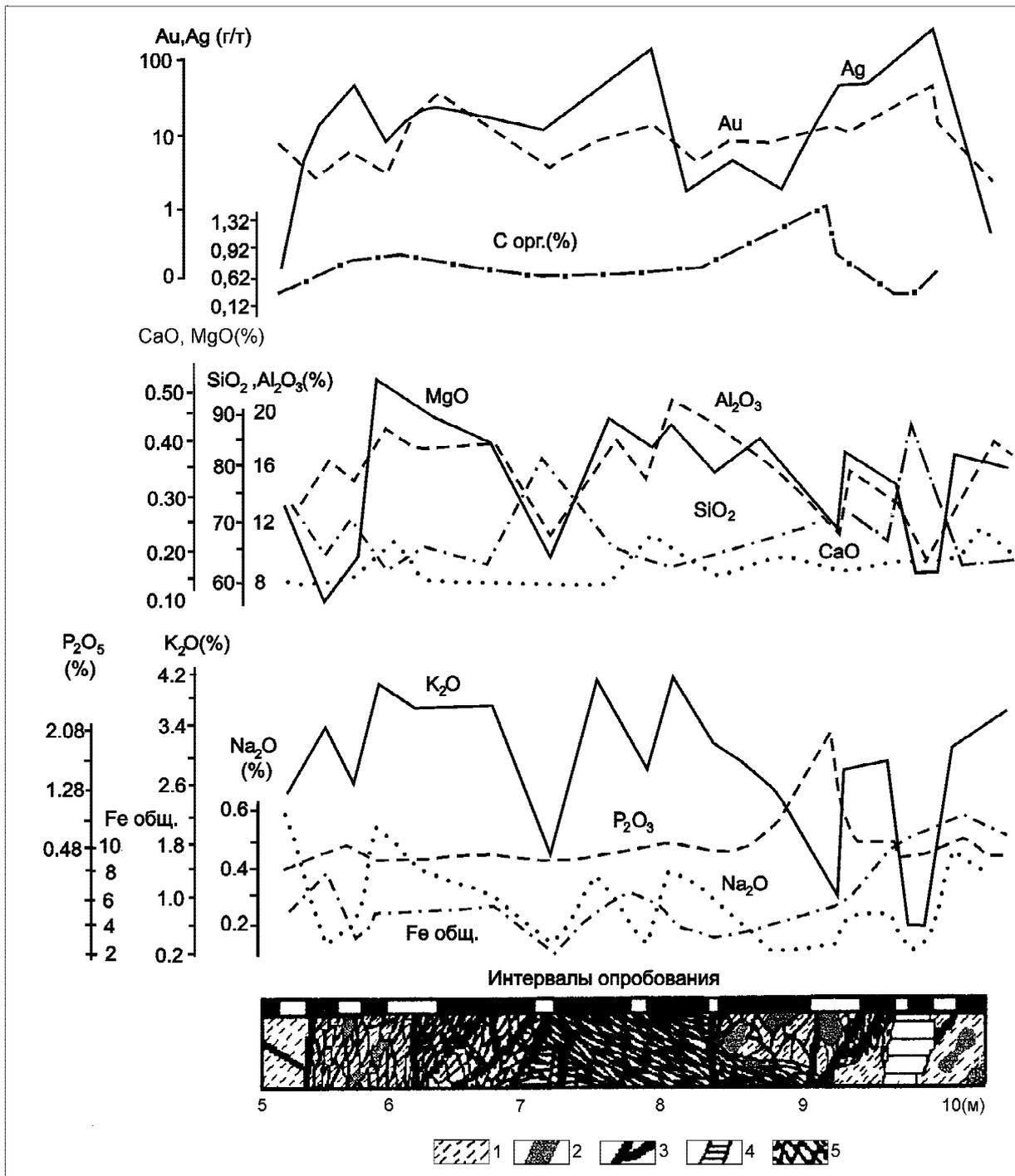


Рис.3. Строение рудного тела Майского месторождения в рассечке 9 штольни 1 и распределение петрогенных компонентов, металлов и С орг. в минерализованных породах зоны смятия.

1-сульфидизированные глинистые сланцы, алевролиты, песчаники; 2-скопления углистого вещества; 3-прожилки кварц-сульфидного состава; 4-метасоматическое окварцевание; 5-смятые, будинированные и минерализованные породы.

Рассмотренные выше зоны сульфидизации отличаются от зон вкрапленной пирротиновой минерализации, развитой в терригенных толщах верхоянского комплекса с типичными месторождениями ко-

лымской россыпеобразующей золотокварцевой формации. Зоны пирротиновой минерализации бедны другими рудными минералами и элементами-примесями; они вполне отвечают регенерированным руд-

ным образованиям Г.Шнейдерхёна [20], что подтверждается также обилием сопутствующих метаморфогенных кварцевых жил.

ОЛОВО-СЕРЕБРОНОСНЫЕ ЗОНЫ СУЛЬФИДИЗАЦИИ

Существенно иной состав тонкорассеянной минерализации наблюдается в Кавалеровском оловорудном и Дальнегорском полиметаллическом районах Приморья (Дальний Восток России). Углеродистые метасоматиты в зонах смятия и будинажа развивались здесь по мезозойским флишоидным толщам, а также по олистостроме с карбонатными олистолитами, подвергшимися доломитизации. На тонкозернистом однородном фоне темно-серых и черных пород нередко отмечаются прожилковидные выделения графита и слабоокристаллизованного углеродистого вещества с рассеянной вкрапленностью рутила и ильменита, а также пирротина, кварца и кальцита; из аксессуарных минералов отмечены вюстит, камасит (?), когенит (?), а также самородное железо, твердые растворы свинца и олова, самородные свинец, олово, твердые растворы железа и цинка, осмистый иридий [17]. Самородные металлы, интерметаллиды и карбиды, а также присутствие восстановленных газов в закрытых порах породы свидетельствуют о резко восстановительных условиях образования метасоматитов. В составе углеродистых метасоматитов Дальнегорского района отмечены золотоносные (до 1г/т) тонкосульфидизированные породы, подобные Майским золото-сульфидным рудам на Чукотке.

Углеродом и рассеянными сульфидами нередко бывают обогащены не только отдельные стратиграфические горизонты, но и приразломные зоны смятия, рассланцевания и будинажа. Это свидетельствует как о сингенетическом образовании углерода в осадочных толщах, так и наложенном метасоматическом науглероживании в различных зонах смятия, трубках взрыва и других тектонических нарушениях. Данные о возрастных соотношениях сингенетичных углеродистых сланцев и наложенных метасоматитов, полученные в Приморье, показали их близость во времени. Абсолютный возраст (Rb-Sr метод) наложенных метасоматитов определен в 117 млн лет, что соответствует альбским черным алевролитам, вмещающим оруденение.

Таким образом, крупные зоны сульфидизации в терригенных черносланцевых толщах имеют, по видимому, различную природу - от гидротермально-осадочной до метаморфогенной и эпигенетической (в том числе глубинно-флюидной). Эти зоны, масштабы которых исключительно велики, являются важнейшими источниками рудного вещества при образовании последующих порфировых и жильных мес-

торождений [14]. Глубина развития охарактеризованных приразломных зон сульфидизации не установлена, но на отдельных участках прослежена до первых километров.

СВЯЗЬ ЗОЛОТОГО И УРАНОВОГО ОРУДЕНЕНИЙ И ПРОБЛЕМА ИСТОЧНИКОВ ВЕЩЕСТВА ТОНКОВКРАПЛЕННЫХ РУД

Крупные золоторудные месторождения в черносланцевых толщах нередко сопряжены не только с оловянными, олово-серебряными, полиметаллическими, но и с урановыми месторождениями и проявлениями (Северо-Казахстанская рудная провинция: Мурунтау, Узбекистан; Майское на Чукотке и др.). В Северо-Казахстанской провинции золотоносные березиты сформированы магмато-метаморфогенными среднетемпературными растворами (260-360°C), ураноносные метасоматиты образовались из низкотемпературных (170-340° C) растворов [1]. Состав руд таких докембрийских месторождений, как Витватерсранд, Олимпик-Дам (Австралия), Атабаска и Ричардсон (Канада), свидетельствует в пользу общности первичных источников рудного вещества для месторождений золота и урана. По мнению А. Барникота и др. [21], золотая и урановая минерализация Витватерсранда сформировалась в результате взаимодействия рудоносного флюида с пластами осадочных пород, обогащенных углеводородами.

Б.Г. Лутц [5], анализируя состав летучей фазы в мантийных породах, определяет начальный состав этих флюидных растворов как метано-водородный (H_2 , CH_4 , C). Как уже отмечалось выше, реликты подобного восстановленного флюида были обнаружены в закрытых порах углеродистых метасоматитов Приморья. Подъем подкоровых флюидов сопровождается их окислением, а также выщелачиванием и экстракцией щелочей и сильных оснований из мантийных пород. Из-за окисления и улетучивания водорода и углеводородов щелочность возрастает настолько, что начинается растворение кремнезема. В результате ювенильные подкоровые растворы, богатые щелочами, кремнеземом и группой некогерентных элементов, в том числе и ураном, оказываются способными гранитизировать континентальную кору. В районах развития континентальной коры накопление тяжелых некогерентных элементов в гидротермальных и осадочных месторождениях (U, Th) проходило особенно эффективно [4]. С.Г. Неручевым [8] показано, что эпохи уранонакопления характеризуются интенсивным накоплением планктоногенного органического вещества. В свою очередь, масса последнего зависит от поступления углеводородов в биосферу эпиконтинентальных водоемов. Таким образом, поступление эндогенного флюида в земную кору, с одной стороны, способствует ее гранитиза-

ции, с другой - стимулирует бурное накопление в осадочных толщах органического вещества, концентрирующего поступающие в водоемы углеводороды. Органические соединения различных металлов, в том числе золота, могут быть привнесены углеводородным флюидом в процессе выщелачивания пород. Вместе с тем, осадочные толщи, богатые органикой (биогенными углеводородами), являются эффективными сорбентами металлов в период регрессивного метаморфизма пород. В результате ареалы глубоководных углеводородных флюидов в областях гранитизированной земной коры представляются районами многократного обогащения пород ураном, золотом и сульфидами различных металлов.

Осадочная и гидротермально-осадочная гипотеза циклического накопления планктоногенного органического вещества (и урановых руд) в земной коре наиболее интересно изложена С.Г. Неручевым [8], который выделяет следующие наиболее глобальные планктоногенные и радиоактивные эпохи в фанерозое: поздний венд-ранний кембрий, поздний девон-ранний карбон, поздняя пермь, поздняя юр-ранний мел, поздний мел-ранний палеоцен, средний и поздний эоцен. Формирование золотых руд Тихоокеанского пояса в общем согласуется с этими и другими эпохами, выделенными Неручевым. Однако есть основания думать, что в докембрии эти эпохи были значительно интенсивнее, продолжительнее и эффективнее. Планктоногенные эпохи тесно связаны, прежде всего, с дегазацией углеводородов из мантии и коры в океанические бассейны. Так, накопление урана в зонах субдукции подтверждается почти пятидесятикратным уменьшением отношения Nb/U в породах континентальной коры по сравнению с породами океанической коры [24]. Представляется важным положение о совпадении циклических эпох интенсивного накопления урана, фосфора и планктоногенного органического вещества в период усиления рифтогенеза, для которого характерно интенсивное развитие эндогенных и экзогенных источников U, V, P, Ni, Cu, Au, Ag, элементов Pt группы и других. Это подтверждается данными о приуроченности крупнейших золотых, золото-урановых и медно-уран-золото-серебряных месторождений к проторифтовым структурам [10, 25, 27]. Накопление углеводородов в терригенных и терригенно-карбонатных толщах связано с развитием планктоногенной биомассы, которая может "многократно превышать суммарную биомассу растений и животных вместе взятых" [16]. Аномальное развитие планктоногенной биомассы обусловлено мощным привнесением углеводородов, урана, фосфора и других, в том числе рудогенных, элементов в субмаринные осадки при рифтообразовании. Существует даже крайнее мнение, что если бы эти элементы систематически не поглоща-

лись планктоногенной биомассой (в особенности прокариотами), то высокоорганизованная жизнь на Земле была бы невозможна. На примере геохимии урана это показано в работах С.Г. Неручева, а на примере геохимии углеводородов представляется еще более убедительным. Планктоногенная биомасса в определенные эпохи являлась экологически важным фильтром или "своеобразным санитаром планеты" (по выражению Неручева), обеспечившим выведение избытка урана, углеводородов и целого ряда элементов из гидросферы и биосферы. В результате с терригенными и терригенно-карбонатными толщами этих в полном смысле слова рудоконцентрирующих эпох связаны крупнейшие месторождения урана, золота, полиметаллов, а также сапропелевых горючих сланцев и нефти. Именно поэтому в докембрийских толщах сохранились такие необычные в физико-химическом отношении руды, как золото-урановые типа Витватерсранд, медно-уран-золото-серебро-редкоземельные типа Олимпик-Дам в Австралии или даже золотосодержащие урановые руды с металлами платиновой группы типа Атабаска в Канаде. При регенерации, в том числе переплавлении подобных рудных скоплений происходила естественная химическая и физико-химическая дифференциация столь различных элементов, как золото и уран, хотя элементы единства их первичных источников в той или иной мере сохранялись.

ЭНДОГЕННАЯ СОСТАВЛЯЮЩАЯ ИСТОЧНИКОВ ВЕЩЕСТВА ТОНКОВКРАПЛЕННЫХ РУД

Широко известные иридиевые аномалии, рассматриваемые рядом исследователей как метеоритные, нередко локализируются на рубежах геологических эпох в пределах черносланцевых толщ. В ассоциации с иридием обычно отмечаются повышенные содержания меди, халькофильных элементов, редких земель, хрома и металлов платиновой группы, которые имеют, по всей вероятности, земное происхождение [6]. Эти геохимические аномалии в различных регионах имеют неодинаковый состав: в одних преобладают элементы группы железа, в других - халькофильные элементы и редкие земли. Так, на Северо-Востоке России распространены золотоносные метасоматиты с элементами платиновой группы в сидерофильной и редкометалльной ассоциациях. В Приморье Дальнего Востока России графит-ильменитовые метасоматиты содержат высокие концентрации титана, а также Mo, W, Zn, Cu, Te, Se, Ag, Au, V. На Сибирской платформе, по данным С.Г. Неручева [8], в черносланцевых толщах распространены аномалии P, U, V, Mo, Ni, Cu, Zn, Cr, Co. Несмотря на высокую роль биоорганических соединений в концентрации перечисленных элементов, углеродистое вещество в зонах смятия и трубах взрыва имеет эндоген-

ное происхождение. При углеродизации карбонатных толщ обычно развивается сопутствующий магнезиальный метасоматоз в форме доломитизации, которая широко распространена, например, на месторождениях Карлинского и Дальнегорского районов.

Эк스가ляционный привнос вещества, особенно в приразломных зонах, вероятен как при осадконакоплении, так и в орогенный и посторогенный периоды. В науглероженных зонах смятия Приморья в составе газов из закрытых пор пород преобладают водород, азот, метан, диоксид углерода; обращает на себя внимание сходство этого набора компонентов с составом поровых газов кимберлитов и непосредственных спутников алмазов [17]. Избирательное замещение слюдястых сланцев углеродистым веществом известно в пределах Осоговского рудного района в Македонии, где полиметаллические рудные тела залегают на контакте с науглероженными породами.

Эпигенетический характер углеродистых скоплений становится особенно очевидным тогда, когда они развиваются по светлоокрашенным неуглистым породам. Так, например, в пределах Тагобиккуль-Кумархского оловорудного поля на Гиссарском хребте широко распространены сланцы барзангинской свиты ордовика. Это светло-зеленые тонко-рассланцованные породы. Вдоль крутопадающих разломов в них развиты зоны графитизации, в которых сланцы приобретают темную до черной окраску и напоминают углистые сланцы [17].

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ И ПЕРИОДИЧНОСТЬ ФОРМИРОВАНИЯ ЧЕРНОСЛАНЦЕВЫХ ТОЛЩ

Рассматривая результаты глубоководного бурения в Тихом океане Г.М. Власов [2] отметил, что при осадконакоплении в мелу и палеоцене периодически происходило формирование черных сланцев с "кладбищами" моллюсков. При этом некоторые горизонты черных сланцев в стабильных геоблоках имеют глобальное распространение. Эти слои, прослеживаясь на определенных стратиграфических уровнях в океане, находят продолжение в углеродистых слоях на континенте. Интересно, что в Приморье (как уже отмечалось выше) нами установлена синхронность проявления приразломной углеродизации (117 млн лет) с образованием альбских "черных" алевролитов. Вместе с тем, рудообразование с перераспределением или привносом углеродистого вещества проявилось здесь в два этапа - в верхнем мелу (70-80 млн лет) и в эоцене (45-50 млн лет).

В подвижных геоблоках массовое формирование углеродистых пород особенно характерно для предорогенного тектонического режима (в заключительную стадию морского режима). Этот режим ха-

рактеризуется геологическими формациями, отличающимися от предшествующей офиолитовой и последующих орогенных формаций. Типоморфные для предорогенных условий формации образуются при активном рифтогенезе и включают вулканиты базит-ультрабазитового субщелочного состава, олистострому, кремнистые и углеродистые сланцы.

По С.Г. Неручеву [8], периодичность возникновения углеродистых толщ составляет 30-32 млн лет и коррелируется с активизацией рифтогенеза. В конце мезозоя углеродистые слои формировались в апте-альбе, сеномане-туроне, коньяке-сантоне. С этими же периодами совпадали бескислородные субмаринные условия. В результате происходила гибель высших форм организмов и возрастала продуктивность примитивных форм жизни, благодаря выделению тепла и притоку углеводородов. В частности, одним из рубежей такой биологической катастрофы является граница мела и палеогена (65 млн лет), когда внезапно вымерло 1/2 всех родов животного мира и 3/4 растений.

По мнению А.А. Маракушева и др. [6], источники восстановленных флюидов связаны с дегазацией жидкого ядра Земли. Дегазация происходила импульсно и сопровождалась развитием пород черносланцевых формаций в процессе осадконакопления. Г. Шнейдерхён [20] одним из первых осознал необходимость выделения эпох рудонакопления (рудоконцентрирующих) и эпох регенерации руд. С ними можно, как было показано выше, связать также аномальные концентрации в породах золота, серебра и ряда других элементов. Наиболее значительными эпохами накопления следует считать, разумеется, докембрийские эпохи, так как по своей продолжительности (более 3,5 млрд лет) они несопоставимы с фанерозойскими. Металлогенетический анализ фанерозойских провинций показал, что крупнейшие рудносные зоны развивались обычно унаследованно по отношению к рудоносности докембрийского фундамента этих провинций. На примере Тихоокеанского рудного пояса нами были прослежены три эволюционные линии образования рядов рудных формаций: мантийная, железистокварцевая и раннего рифтогенеза [10]. Именно последняя была определена как уран-многометалльная. С этой линией связано максимальное рудноформационное разнообразие (см. рис.1), в котором зафиксировано сочетание золотых, серебряных, олово- и медно-порфириновых и урановых месторождений. Это сочетание вполне объяснимо с позиции планктоногенных эпох.

В заключение отметим, что формирование металллоносных черносланцевых толщ происходило периодически, что сопряжено, по-видимому, с пульсационными явлениями дегазации мантии или даже ядра Земли [8]. Флюидные потоки при достижении

земной коры и ее поверхности помимо привноса углеводов, ряда элементов и тепла стимулировали расцвет примитивных форм жизни на фоне катастрофических вымираний ее высокоорганизованных форм. Металлоносные черные сланцы образуют две фациальные разновидности: стратиформных залежей и приразломных зон смятия, включая трубки взрыва с эксплозивными брекчиями.

Сонахождение золотых и урановых месторождений в черносланцевых толщах – явление закономерное, особенно в докембрии. Однако при дальнейшей и многократной ремобилизации вещества очевидна дифференциация золота и урана в связи с весьма различными физико-химическими свойствами этих элементов в земной коре.

Геохимические аномалии, связанные с черными сланцами, имеют, по всей вероятности, эндогенно-биогенную природу; их образование следует рассматривать как протометаллогенический этап развития соответствующего тектоно-магматического цикла. Вместе с тем, центральные части таких аномалий нередко представляют собой крупнейшие комплексные месторождения вкрапленных руд. Заключенный в черных сланцах общий ресурс металлов при последующих метаморфических, магматических и гидротермальных процессах представляется легко ремобилизуемым в процессе формирования жильных и прожилково-вкрапленных месторождений.

Как уже неоднократно случалось в различных научных отраслях, первоначально альтернативные концепции (волновая и корпускулярная теория света, магматическая и метаморфическая природа гранитов и т.д.) удивительно просто совмещались. В настоящее время почти очевидны пути совмещения парадигм эндогенной и биогенной природы углеводородных залежей, а также осадочного и флюидно-гидротермального генезиса золотых, урановых и многих других рудных месторождений. Учитывая, что тонкорассеянные сульфиды углеродистых метасоматитов насыщены разнообразными элементами-примесями и ассоциируются с включениями самородных металлов, в том числе редких и благородных, необходимо планомерное изучение вещественного состава этих зон с целью их геохимической систематизации. В практическом отношении зоны могут рассматриваться в качестве комплексных и в сущности неисчерпаемых рудных месторождений будущего.

ВЫВОДЫ

1. Зоны тонковкрапленной сульфидизации распространены в самых различных осадочных и магматических породах. Однако в черносланцевых толщах докембрийских и фанерозойских рудных провинций они имеют региональные масштабы развития и являлись важнейшим металлогеническим ре-

сурсом при образовании месторождений благородных металлов, олова, вольфрама, урана и других полезных ископаемых.

2. Крупные и уникальные месторождения благородных металлов (Au, Ag, Pt-группы) в черносланцевых толщах - полихронные образования, сформированные прожилково-метасоматическими рудами первых этапов (гидротермально-осадочных, углеводородно-флюидных) и гнездово-жильными рудами последующих метаморфогенных или магматогенно-гидротермальных этапов.

3. В оловорудных районах распространены сульфидизированные титанисто-углеродистые метасоматиты с аксессуориями разнообразных самородных металлов, выявлена также повышенная золотосодержательность периферических зон этих метасоматитов. Состав последних показывает, что они возникли в результате деятельности флюидов, обладающих высокими восстановительными свойствами.

4. Совместное или смежное накопление руд благородных металлов и урана вполне согласуется с эндогенно-биогенной концепцией С.Г.Неручева о металлоносности планктоногенных эпох в развитии стратисферы Земли.

5. Формирование черносланцевых толщ и углеродистых метасоматитов связано с предорогеным рифтогенезом в пределах активных и пассивных континентальных окраин и кратонов. Рифтогенез и осадконакопление сопровождалось дегазацией углеводородов из мантии и коры на субмаринный уровень. Поступление эндогенного флюида в осадочные толщи сопровождалось не только привносом металлов, но и стимулировало бурное накопление в осадках биогенного органического вещества, концентрирующего компоненты этого флюида.

ЛИТЕРАТУРА

1. Борщевский Ю.А., Игнатов П.А., Ильин О.В., Медведовская Н.И. Рудоносные растворы месторождений урана и золота наложенных впадин Северного Казахстана // Руды и металлы. 1995. № 1. С. 16-23.
2. Власов Г.М. Тихий океан: итоги глубоководного бурения и тектоника плит; некоторые геологические проблемы тихоокеанской геологии // Тихоокеан. геология. 1994. № 5. С. 3-15.
3. Дистлер В.В., Митрофанов Г.Л., Немеров В.К. и др. Формы нахождения металлов платиновой группы и их генезис в золоторудном месторождении Сухой Лог (Россия) // Геология руд. месторождений. 1996. Т. 38, № 6. С. 467-484.
4. Казанский В.И., Лаверов Н.П., Тугаринов А.И. Эволюция уранового рудообразования. М.: Атомиздат, 1978. 208 с.
5. Лутц Б.Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980. 248 с.
6. Маракушев А.А., Русинов В.А., Зотов И.А. и др. Гло-

- бальные аспекты эндогенного рудообразования // Геология руд. месторождений. 1997. Т. 39, № 6. С. 483-501.
7. Нарсеев В.А., Сидоров А.А., Фогельман Н.А. и др. Основы прогнозирования золоторудных месторождений в терригенных комплексах. М., 1986. 192 с.
 8. Неручев С.Г. Уран и жизнь в истории Земли. Л.: Недра, 1982. 208 с.
 9. Росляков Н.А. Геохимия золота в зоне гипергенеза. Новосибирск: Наука, 1981. 238 с.
 10. Сидоров А.А. Очерки исторической металлогении. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1995. 70 с.
 11. Сидоров А.А., Абрамсон Г.Я., Андреев Б.С. и др. Поисково-оценочные критерии золоторудных месторождений перивулканических зон. Магадан, 1982. 68 с.
 12. Сидоров А.А., Гончаров В.И., Приставко В.А. и др. О металлах платиновой группы на Наталкинском золоторудном месторождении (Северо-Восток России) // Докл. АН. 1997. Т. 355, № 6. С. 801-804.
 13. Сидоров А.А., Еремин Р.А., Василенко В.П. и др. Геолого-структурные и минералогические особенности проявлений золото-мышьяк-сурьмяной формации // Материалы по геологии и полез. ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1978. Вып. 24. С. 101-111.
 14. Сидоров А.А., Константинов М.М., Еремин Р.А. и др. Серебро (геология, минералогия, генезис, закономерности размещения месторождений). М.: Наука, 1989. 240 с.
 15. Созинов Н.А., Горячкин Н.И., Ермолаев Н.П. и др. Платиноиды в черных сланцах // Природа. 1997. № 8. С. 11-17.
 16. Соколов Б.А. Нефтегазоносность Земли // Наука в России. 1996. № 6 (96). С. 16-20.
 17. Томсон И.Н., Сидоров А.А., Полякова О.П., Полохов В.П. О новом типе углерод-ильменит-сульфидной минерализации негидротермального происхождения // Докл. АН СССР. 1984. Т. 279, № 3. С. 727-730.
 18. Томсон И.Н., Селиверстов В.А. Магматизм и металлогения предорогенного тектонического режима подвижных поясов и кратонов // Геология руд. месторождений. 1992. Т. 34, № 3. С. 3-17.
 19. Хаусен Д.М., Керр П.Ф. Месторождение тонкодисперсного золота Карлин, штат Невада // Руд. месторождения США. М.: Мир, 1973. Т. 2. С. 512-662.
 20. Шнейдерхён Г. Успехи в познании вторично-гидротермальных и регенерированных месторождений // Рудные регенерированные месторождения. М.: Изд-во иностр. лит., 1957. С. 63-82.
 21. Barnicoat A.G., Henderson H.C., Knipe R.J. et al. Hydrothermal gold mineralization in the Witwatersrand basin // Nature. 1997. V. 386, № 6627. P. 820-824.
 22. Boyle R.W., Steacy H.R. An auriferous radioactive hydrocarbon from the Richardson mine, Eldorado, Ontario // Geol. Surv. Canada. Report of activities, part A: April to October, 1972.
 23. Coveney R.M., Nansheng C. Ni-Mo-PGE rich ores in Chinese black shales and speculations on possible analogues in the United States // Mineral Deposita. 1991. V. 26, N2.
 24. Hofmann A.W. Early evolution of continents // Science. 1997. V. 275.
 25. Oreskes N., Einaudi M.T., Hitzman M.W. Tectonic setting of Olympic Dam and relation to other proterozoic Fe-REE Deposits: Abstr. V.2, No 3 // 28-th International Geologic Congress. Washington D.C. USA. July 9-19, 1989. P. 550-551.
 26. Radtke A.S., Scheiner B.G. Studies of hydrothermal gold deposition at Carlin gold deposit, Nevada: the role of carbonaceous materials in gold depositions // Econom. Geol. 1970. V.75, N5. P. 641-672.
 27. Roberts D.E., Hydson G.R.T. The Olympic Dam copper-uranium gold deposit, Roxby Domns, South Australia // Econom. Geol. 1983. V. 78, N5. P. 799-822.
 28. Wells J.D., Mullens T.E. Gold-bearing arsenic pyrites determined by microprobe analysis, Cortes and Carlin gold mines, Nevada // Econom. Geol. 1973. V. 68, N2. P. 187-201.

Поступила в редакцию 21 октября 1999 г.

Рекомендована к печати В.Г. Моисеенко

A.A. Sidorov, I.N. Tomson

Conditions of origin for black shale complexes and their metallogenic implication

The paper develops the concept of endo- diogenic ore content nature of black shales which were considered as the most important protometallogenic reerve for future metal concentrations when ore deposits were forming. Regional sulfidization zones in the black shales produce future complex deposits. At preent, the fragments of these zones represent unique noble metal deposits.