

УДК 553.411.071 (571.5)

Е.А. Кулиш, С.Г. Парада

ПОВЕДЕНИЕ ЗОЛОТА И ДРУГИХ РУДООБРАЗУЮЩИХ ЭЛЕМЕНТОВ В УСЛОВИЯХ МЕТАМОРФИЗМА ПОРОД ЧЕРНОСЛАНЦЕВЫХ КОМПЛЕКСОВ

Исследование Правобуреинского сланцевого купола (Амуро-Охотская складчатая область) позволило установить, что значения содержания элементов в однотипных породах разных зон контактового и регионального метаморфизма существенно различны. Это свидетельствует о неизохимичности процессов метаморфизма и подтверждает возможность метаморфогенного рудообразования. Привлекает внимание уменьшение значений содержания Au в породах по мере возрастания степени их метаморфических и сопутствующих метаморфогенно-метасоматических преобразований. Это служит предпосылкой метаморфогенного перераспределения золота в породах и формирования промышленного оруденения. Нижние сечения метаморфической колонны можно рассматривать как область выноса золота и других рудных и нерудных элементов в зоны формирования золоторудной минерализации.

E-mail: skan@i.com.ua

Постановка проблемы и методика исследования. Одним из факторов формирования крупных золоторудных объектов служит многообразие форм миграции золота как химического элемента. Наиболее ярко это проявляется в черносланцевых толщах, где сочетание экзо- и эндогенных факторов концентрирования золота приводит к образованию огромных ресурсов благородного металла. С одной стороны, предполагается первично-осадочное концентрирование золота органическим веществом, с другой — перераспределение золота в условиях зонального метаморфизма черносланцевых пород. Однако проблема миграционной подвижности золота и других химических элементов в условиях метаморфизма до сих пор дискуссионна, несмотря на большой объем исследований, выполненных в разных регионах. Во многом это связано с невозможностью проследить и опробовать один и тот же пласт в разных зонах метаморфизма, т. к. обычно границы метаморфических зон почти совпадают

с границами стратиграфических подразделений. Поэтому любые изменения значений содержания химических элементов в разных метаморфических зонах можно интерпретировать не только как следствие их метаморфогенной миграции, но и в связи с фаціальными особенностями осадконакопления.

Для решения вопроса о миграционной подвижности золота и других химических элементов в условиях метаморфизма, когда метаморфические зоны в общих чертах конформны стратиграфическим границам, нами изучен Правобуреинский сланцевый купол Амуро-Охотской складчатой области, в пределах которого располагается Ниманский золотоносный район. Здесь не представляется возможным изучить изменение значений содержания разных элементов с помощью классических методов, а именно путем непосредственного прослеживания одного и того же пласта (или пластов) пород вкрест простирающихся изоград или границ зон метаморфизма. Для решения этого вопроса мы предлагаем сопоставлять однотипные разности пород, находящиеся в раз-

© Е.А. Кулиш, С.Г. Парада, 2009

ных зонах метаморфизма. Естественно, данный метод более уязвим, однако он позволяет получить объективные данные.

Нами детально изучены три разновидности пород: черные сланцы (метаалевропсаммиты), зеленые сланцы (метавулканиды основного-среднего состава), кварцитовидные сланцы (метакремни). По опорным разрезам, проведенным через Правобуреинский сланцевый купол, отобраны пробы в разной мере метаморфизованных разновидностей пород (через каждые 250 м по профилям). Выборки формировались по всем зонам эпигенетических преобразований, описанным ниже.

Кроме геохимического исследования проведено детальное изучение шлифов всех разновидностей горных пород, определены оптические константы сквозных минералов (в иммерсионных препаратах) и номера плагиоклазов (на фёдоровском столике), оценены значения температуры выгорания углеродистого вещества (с помощью термического ана-

лиза). Полученные результаты вместе с главными текстурно-структурными признаками выделяемых зон приведены в табл. 1 и 2.

Характеристика зональности эпигенетических преобразований пород. По совокупности полученных данных нами выделены четыре зоны постседиментационных преобразований углеродисто-терригенных пород (рис. 1), соответствующие в общем стратиграфической последовательности. При этом химический состав углеродистых пород из разных зон оказался практически одинаковым [1].

В составе *первой* зоны эпигенетических преобразований объединены породы, прошедшие стадию катагенеза. К ним отнесены углисто-глинистые сланцы, углистые алевролиты и рассланцованные песчаники, а также кремнистые и кремнисто-глинистые породы токурской и экимчанской свит. В этой зоне сохраняются первично-осадочные текстуры и структуры алевропелитовых (рис. 2, а), псаммитовых и кремнистых пород. Эпигенети-

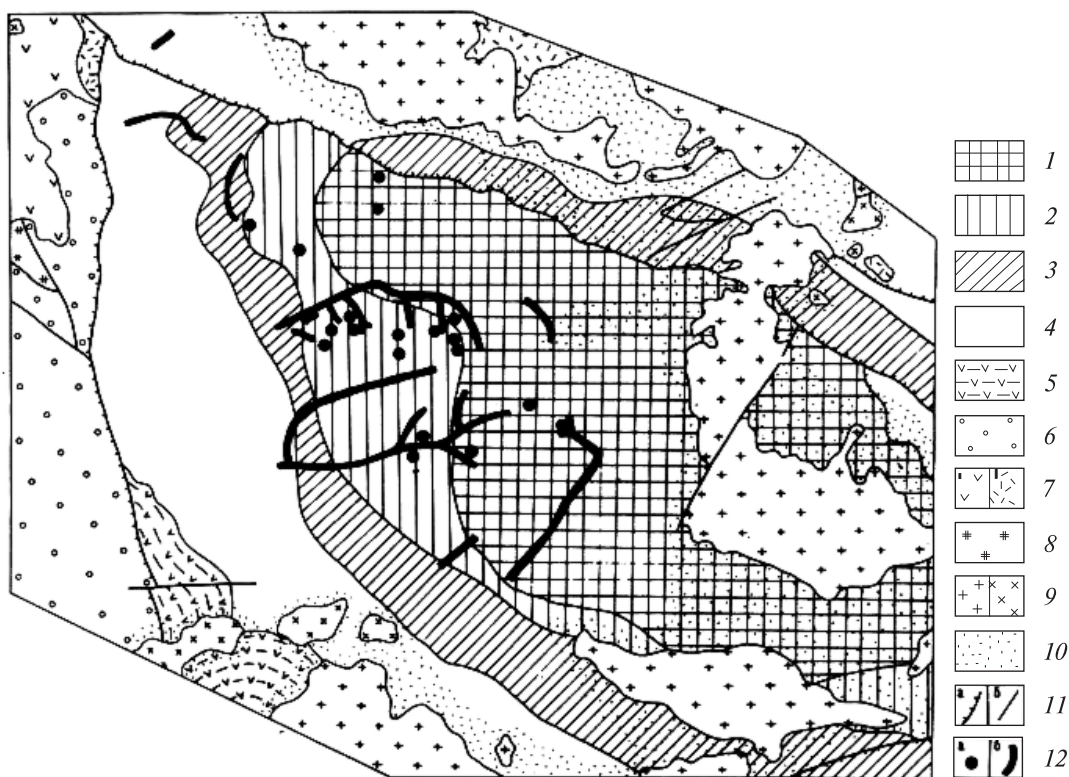


Рис. 1. Зональность эпигенетических преобразований черносланцевого комплекса Правобуреинского сланцевого купола: 1—4 — зоны эпигенетических преобразований (1 — гранат-биотитовая, 2 — биотит-стильпноmelановая, 3 — стильпноmelановая зоны динамотермального метаморфизма зеленосланцевой фации, 4 — зона катагенеза (гидрослюдистая)); 5 — вулканогенно-осадочные породы триаса; 6 — терригенные породы юры; 7 — меловые вулканиды среднего (а) и кислого (б) состава; 8 — палеозойские гранитоиды; 9 — послеметаморфические меловые гранитоиды; 10 — зоны ороговикования; 11 — разломы пологие (а) и крутые (б); 12 — проявления золоторудных формаций (а) и россыпей (б)

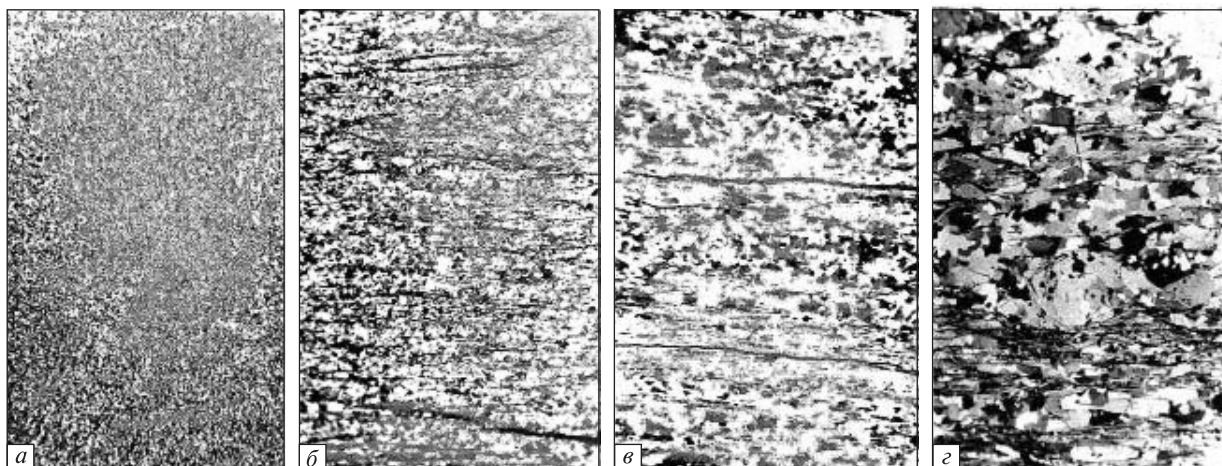


Рис. 2. Микрофотографии шлифов метапелитов из зон I—IV эпигенетических преобразований пород Правобуковинского сланцевого купола: а — I, б — II, в — III, з — IV

ческие преобразования пород этой зоны соответствуют фации I-D (глинистых сланцев), согласно схеме минеральных фаций А.А. Маракужева [3]. Они сопоставляются с цеолитовой фацией метаморфизма, выделенной В.Г. Моисеенко и Г.И. Неронским [5] для Селемджинского золотоносного района. Однако некоторые особенности, в частности разная интенсивность текстурно-структурных и минеральных изменений в переслаивающихся осадочных породах, зависящая от их первичного литологического состава, и наличие гидролитов, не перешедших в серицит, не позволяют

отнести эти преобразования к собственно метаморфическим, а предполагают их катагенетическую природу.

Рассмотрим особенности эпигенетических преобразований пород этой зоны подробнее.

Наибольшей интенсивностью эпигенетических преобразований в первой зоне отличаются метапесчаники. Они обладают сланцеватой текстурой и бластопсаммитовой структурой. Обломочный материал представлен полуокатанными зёрнами кварца, ортоклаза и плагиоклаза размером от 0,1 до 0,6 мм. Обломочные зёрна кварца регенерируются с краев, благода-

Таблица 1. Текстурно-структурные особенности и минеральный состав метапелитов палеозойских черносланцевых комплексов Правобуковинского сланцевого купола (Амуро-Охотская складчатая область)

Зона эпигенетических преобразований	Свита	Текстуры и структуры	Минеральный состав	Размеры минералов основной ткани, мм			
				Кварц	Альбит	Слюды	Хлорит
I	Эжимчанская, токурская	Сохраняются первично-осадочные текстуры и структуры	Кварц, альбит, гидромусковит, хлорит, сфен, РОВ	0,02... 0,04	0,02... 0,04	0,02... 0,08	0,04... 0,04
II	Сагурская, златоустовская	Появляется метаморфическая сланцеватость	Кварц, альбит, серицит, мусковит, хлорит, стильпномелан, лейкоксен, РОВ	0,2... 0,4	0,2... 0,5	0,2... 0,8	0,2... 0,3
III	Самырская	Метаморфическая сегрегационная полосчатость	Кварц, альбит, мусковит, хлорит, стильпномелан, биотит, гранат, сфен, РОВ	0,2... 0,8	0,3... 0,5	0,2... 1,0	0,2... 0,3
IV	Ипатинская, саларинская	Развитие крупных (до 3—5 мм) порфиробласт альбита	Кварц, альбит, мусковит, хлорит, биотит, гранат, эпидот, сфен, РОВ	0,2... 1,0	0,2... 1,0	0,8... 2,0	0,2... 0,5

Примечание. РОВ — рассеянное органическое вещество.

ря чему приобретают бахромчатые очертания. Первично-обломочные плагиоклазы и калишпат полностью замещены альбитом. Для первых характерны реликты полисинтетических двойников, для вторых — шахматная структура, указывающая на то, что альбит образовался за счет замещения ортоклаза. По результатам замеров на фёдоровском столике, номера альбита — от 6 до 20. Первично-пелитовый цемент песчаников полностью перекристаллизован в тонкозернистый (0,02—0,04 мм) хлорит-гидрослюдисто-кварцево-альбитовый агрегат, в котором равномерно рассеяна углеродистая пыль. В песчаниках, где отсутствовал первично-пелитовый цемент, отмечается более высокая степень раскристаллизации обломочных зерен.

Алевропелитовые породы раскристаллизованы в тонкозернистый агрегат кварца, альбита, хлорита, гидрослюды. Типоморфный гидромусковит (иллит) диагностирован по низкому двупреломлению (0,017) и относительно высокому содержанию в породах кристаллизационной воды (2,67 %). Хлорит слабо-зелёный, N_p 1,593—1,6005; N_p альбита 1,528—1,530. Углеродистое вещество распределено равномерно по всей породе, изредка фиксируются пятнообразные скопления лейкоксенизированного сфена и турмалина.

Алевролиты из пропластков в аргиллитах на 50—70 % образованы слабо серицитизированной пелитоморфной массой с включениями (50—30 %) угловатых обломков кварца и полевого шпата.

Кремнистые породы состоят из равновеликих зерен кварца (0,01—0,03 мм) с примесью мелких (0,01 мм) чешуек хлорита и рудного минерала. Характерна гранобластовая структура. Иногда в породе отмечаются тончайшие прожилки кварца. В интенсивно рас-

сланцованных породах степень раскристаллизации кварцевой массы несколько выше (до 0,05—0,1 мм).

Менее всего постседиментационным изменениям подвержены кремнисто-глинистые сланцы. Они представляют собой зеленовато-серую сланцеватую породу. Под микроскопом выглядят как гидрослюдисто-кремнистая масса, в которой зерна кварца не имеют четких очертаний. Иногда в этой массе можно наблюдать остатки радиолярий, что указывает на осадочное происхождение кремнистых пород.

Таким образом, первой зоне свойственна неоднородность постседиментационных преобразований, зависящих от гранулометрического состава первичных осадков. Песчаники подвержены более интенсивным изменениям по сравнению с переслаивающимися с ними алевропелитами и кремнистыми породами. Эти особенности обусловлены лучшей проницаемостью песчаников, способствующей более интенсивному аутигенезу при меньших значениях термодинамических параметров [7]. Преобразования пород первой зоны соответствуют условиям катагенеза.

Динамотермальный метаморфизм проявлен в виде концентрически зональных ареалов, приуроченных к ядерной части Правобуреинского купола. Выделяются три зоны метаморфизма, закартированные нами как вторая, третья и четвертая зоны постседиментационных преобразований (рис. 1).

Вторая зона выделяется по появлению вторичной метаморфической сланцеватости в породах. Она охватывает отложения средней части стратиграфического разреза, представленной сагурской и златоустовской свитами. Граница первой и второй зон довольно резкая и четко соответствует контакту токурской и сагурской свит. Степень эпигенетических пре-

Таблица 2. Изменение оптических свойств эпигенетических минералов, температуры выгорания РОВ, степени восстановления железа и содержания H_2O^+ в углеродистых метапелитах по зонам эпигенетических преобразований

Зона эпигенетических преобразований	Оптические свойства минералов			Температура выгорания РОВ, °С			FeO/Fe ₂ O ₃	H ₂ O, %
	двупреломление (e) светлых слюд	N_p хлорита	N_p альбита	начало	максимум	конец		
I	0,015	1,593... 1,600	1,528... 1,530	520... 540	610... 620	710... 730	1,99	2,67
II	0,025... 0,027	1,593... 1,603	1,529... 1,530	520... 550	650... 680	740... 770	2,22	1,63
III	0,03... 0,033	1,599... 1,600	1,528... 1,531	620... 630	590... 720	780... 800	2,19	1,65
IV	0,029... 0,034	1,576... 1,605	1,527... 1,531	600... 620	690... 700	770... 790	3,19	1,78

Примечание. FeO, Fe₂O₃, H₂O определены в химической лаборатории ДВИМСа (г. Хабаровск).

образований пород при переходе от токурской свиты к сагурской скачкообразно увеличивается. Визуально это выражается в появлении метаморфической сланцеватости и укрупнении зерен основной ткани метапелитов (рис. 2, б). В метаморфических породах этой зоны иллит сменяется серицитом и мусковитом (двупреломление 0,026—0,028), повсеместно в небольших количествах появляется стильпномелан, в единичных случаях — гранат. Кварц, альбит и хлорит сохраняются, однако на порядок увеличиваются размеры их выделений (0,2—0,5 мм), возрастает температура выгорания углеродистого вещества. Стильпномелан наиболее характерен для метапсаммитов, в металавропелитах встречается значительно реже, образуя отдельные зерна и сноповидные агрегаты, представлен темно-коричневой окисно-железистой ферростильпномелановой разностью. Значительно реже вместе с ней отмечен обогащенный закисным железом темно-зеленый ферростильпномелан.

Метапелитам свойственны следующие парагенезисы: $Mu + Chl + Ab + Q$; * $\pm Chl + Kzo + Stil + Mu + Ab + Q$; $\pm Chl + Stil + Mu + Ab + Q$; $Stil + Kzo + Mu + Ab + Q$; $Ep + Chl + Mu + Ab + Q$; $\pm Chl + Gr + Stil + Mu + Ab + Q$; $Gr + Chl + Mu + Ab + Q$. В зеленых сланцах (метабазитах) стильпномелановой зоны резко преобладают эпидот и хлорит. Реже встречаются актинолит, клиноцоизит, стильпномелан, мусковит. Отмечается незначительное (<5 %) количество альбита и кварца. Характерны также минеральные ассоциации: $\pm Q \pm Ab + Ep + Chl$; $\pm Ab + Ep + Chl$; $\pm Q \pm Ab + Stil + Kzo + Ep + Chl$.

Согласно схеме минеральных фаций А.А. Маракушева [3], породы второй (стильпномелановой) зоны метаморфизованы в условиях фации II-D (филлитов). Такие породы в Селемджинском районе отнесены к мусковит-хлоритовой субфации [5].

Породы *третьей* зоны эпигенетических преобразований обладают сегрегационной контрастной полосчатостью (рис. 2, в), благодаря которой приобретают гнейсовидную текстуру. Сюда входят отложения самырской

свиты. Граница с предыдущей зоной нечеткая. В некоторых случаях преобразованиями, свойственными третьей зоне, захвачена нижняя часть златоустовской и верхняя ипатинской свит. Кроме текстурных преобразований для них характерно появление небольшого количества биотита в ассоциации с хлоритом, стильпномеланом, мусковитом и кварцем, часто в этой ассоциации отмечается гранат.

Для метапелитов этой зоны установлены такие характерные ассоциации: $\pm Kzo + Stil + Bi + Chl + Mu + Ab + Q$; $\pm Kzo + Stil + Bi + Mu + Ab + Q$; $Stil + Bi + Gr + Chl + Mu + Ab + Q$; $\pm Ep + Stil + Bi + Gr + Chl + Mu + Ab + Q$. Метабазиты сложены преимущественно хлоритом, актинолитом, клиноцоизитом, альбитом и кварцем. В небольшом количестве присутствуют эпидот, роговая обманка, мусковит, стильпномелан, гранат.

Степень метаморфизма пород третьей (стильпномелан-биотитовой) зоны соответствует фации III-D (сланцев) [3]. Такие породы в сопредельном Селемджинском районе относятся к биотит-хлоритовой субфации [5].

Для *четвертой* зоны эпигенетических преобразований, охватывающей породы ипатинской и саларинской свит, характерно широкое развитие крупных порфиробласт альбита, придающих сланцам очковую структуру и гнейсовидный облик (рис. 2, г). По этому признаку они отнесены к эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма [5]. Эти породы приурочены к ядру Правобуреинского купола. Метаморфические минералы основной ткани не испытывают заметного укрупнения по сравнению с породами зоны III. В то же время альбит, гранат и акцессорный апатит обычно встречаются в виде крупных порфиробласт, а хлорит образует гломеробластовые скопления. В ассоциации метаморфических минералов исчезает стильпномелан, более широкое распространение получают гранаты.

В метатерригенных породах четвертой (биотит-гранатовой) зоны распространены такие минеральные парагенезисы: $Gr + Bi + Chl + Mu + Ab + Q$; $Am + Gr + Bi + Chl + Mu + Ab + Q$; $Am + Gr + Bi + Mu + Ab + Q$; $Bi + Chl + Ab + Q$. Обычно присутствуют, кроме того, в небольшом количестве Ep , Kzo , Sph .

Зеленые сланцы (метабазиты) этой зоны представляют собой породы, по текстурно-структурным особенностям аналогичные со-

* Символы минералов (тут и далее): Ab — альбит; Akt — актинолит; Am — амфибол; Bi — биотит; Chl — хлорит; Ep — эпидот; Gr — гранат; Kzo — клиноцоизит; Mu — мусковит; Q — кварц; Stil — стильпномелан; Sph — сфен.

ответствующим текстурно-структурным различиям метapelитов. Порфиробласты представлены крупными выделениями белого альбита. Основные минеральные парагенезисы metabазитов: Q + Ab + Ep + Am + Chl; Q + Ab + Akt + Kzo + Chl; Q + Chl + Ep + Kzo + Ab; ± Bi + Gr + Ep + Kzo + Akt + Chl + Q + Ab; Ep + Kzo + Akt + Chl + Q + Ab; ± Bi + Ep + Kzo + Am + Chl + Q + Ab. Иногда дополнительно отмечается мусковит, образующий чешуйки разной величины, ориентированные по сланцеватости.

Наиболее типична для метатерригенных пород этой зоны ассоциация граната, биотита, хлорита, мусковита, альбита и кварца. По сравнению с гранатами из сланцев третьей зоны, гранаты четвертой содержат больше алмандинового компонента и значительно меньше спессартинового [6]. Это свидетельствует о большом значении общего давления ($P_{\text{общ}}$) при формировании метаморфических пород [2].

Отмечается прогрессивное нарастание эпигенетических преобразований вниз по стра-

тиграфическому разрезу и в ядерной части куполовидной структуры. Преобразования пород зоны I, приуроченной к верхней части стратиграфического разреза, соответствуют катагенезу. Залегающие глубже породы подвержены зеленосланцевому метаморфизму с образованием концентрического зонального ареала. Для каждой зоны характерны собственные метаморфические парагенезисы и индикаторные минералы: в зоне II — стильпномелан, в зоне III — стильпномелан и биотит, в зоне IV — биотит и гранат.

Распределение золота и других химических элементов в однотипных породах различных метаморфических зон. В углеродисто-терригенных породах выделены элементы, содержание которых закономерно возрастает от I к IV зоне (табл. 3), — Ni, Co, Cu, Zn, Pb, Cr, Sn и Ag. По *t*-критерию Стьюдента установлен высокий уровень значимости различий (от 1 до 10 % для разных пар выборок).

Зеленые сланцы распространены в значительно меньшей степени, поэтому количество проб в выборках заметно меньше. Вместе с тем

Таблица 3. Распределение средних значений содержания редких и рассеянных элементов в различных породах Правобуреинского купола по зонам эпигенетических преобразований, 10–3 %

Порода	Метapelиты				Метабазиты				Метакремни			
	I	II	III	IV	I	II	III	IV	I	II	III	IV
Число проб	32	79	102	111	5	27	50	23	5	12	10	12
Li	3,4	3,1	3,6	3,1	2,6	2,85	2,4	2,5	2,5	2,6	2,5	1,6
Be	0,2	0,26	0,25	0,23	0,16	0,11	0,15	0,12	0,14	0,09	0,08	0,13
Sr	8,2	6,5	6,3	7,7	14,2	36,0	9,3	12,0	6,7	10,0	8,3	5,8
Y	1,7	1,35	1,36	1,12	4,6	2,1	2,2	2,0	1,4	1,0	0,84	0,78
Yb	0,4	0,4	0,28	0,27	0,92	0,40	0,48	0,4	0,15	0,13	0,10	0,13
Zr	25,4	19,2	18,9	19,6	48,0	21,0	18,0	23,0	7,4	6,8	8,7	6,6
Nb	0,8	0,75	0,73	0,72	0,9	0,62	0,49	0,59	0,70	0,64	0,53	0,46
V	17,0	16,9	19,1	15,7	31,0	40,0	46,0	34,0	7,2	5,4	5,2	5,75
Cr	10,0	20,2	20,5	22,5	18,0	36,0	39,0	27,0	8,2	9,3	5,2	20,8
Mo	0,4	0,54	0,46	0,37	0,20	0,34	0,21	0,46	0,28	0,13	0,46	0,48
Co	0,8	0,94	1,1	1,8	2,2	3,0	4,4	3,4	2,6	0,94	0,81	1,13
Ni	2,2	2,4	3,1	4,1	2,9	10,0	10,0	10,0	9,6	2,1	1,5	2,4
Cu	2,3	3,1	3,2	3,5	1,4	5,2	4,9	5,3	12,0	8,3	4,2	3,7
Zn	8,9	10,9	9,3	12,1	10,7	10,3	8,3	9,9	5,8	5,2	4,7	4,4
Pb	2,8	3,15	3,1	3,4	0,22	0,65	0,95	0,87	4,0	2,8	2,25	2,7
Sn	0,5	0,9	0,95	1,0	0,50	0,55	1,38	0,60	0,11	0,21	0,21	0,29
Ag	0,009	0,012	0,027	0,017	He обн.	0,002	0,012	0,007	0,004	0,006	0,007	0,101
Ge	0,2	0,19	0,19	0,18	0,22	0,68	0,90	0,90	0,14	0,17	0,125	0,13
Ga	3,4	3,3	2,9	4,35	1,3	2,6	3,4	8,8	0,5	1,3	1,3	2,7
Sc	1,1	0,8	0,71	0,77	4,6	2,45	2,85	2,0	1,33	0,75	0,59	0,75

Примечание. Здесь и далее — редкие и рассеянные элементы определены с помощью атомно-адсорбционного и эмиссионно-спектрального методов в лабораториях ДВИМСа (г. Хабаровск).

и в этих породах намечается закономерное возрастание содержания Ni, Cu, Ga, Pb, Co, Sn и Ag с усилением степени метаморфизма пород.

Кварцитовидные сланцы в изучаемом районе встречаются спорадически. По величине Fe + Ti/Mn модуля они относятся к эксгальационно-осадочным образованиям с примесью терригенного материала. В связи с этим значения содержания химических элементов в них сильно варьируют. Однако в выборках, сформированных из разных зон метаморфизма, также обнаруживается тенденция возрастания средних значений содержания Ba, Sn, Ag и Ga

с усилением степени метаморфизма. Для Cr, Co, Ni и Pb отмечается постепенное снижение средних значений содержания от I к III зоне и затем некоторое увеличение в зоне IV.

Баланс Au по метаморфическим зонам приведен в табл. 4, из которой видно, что метапелиты содержат Au больше, чем метапсаммиты.

Установлены существенные различия между метапелитами разных свит. Наиболее низким фоном характеризуются метапелиты златоустовской и самырской свит, претерпевшие сегрегационную дифференциацию. Среднее содержание Au в метапесчаниках всех свит

Таблица 4. Распределение средних значений содержания (x) золота по метаморфическим зонам в различных типах пород Правобуреинского сланцевого купола, мг/т

Порода	I + II		III		IV		В % относительно I + II		
	n	x	n	x	n	x	II	III	VI
Метабазиты	10	4,0	12	1,6	5	1,0	100	42	26
Метакремни	4	4,1	7	1,3	5	2,0	100	39	49
Метапелиты	51	3,2	20	1,6	20	2,2	100	46	63
Метапсаммиты	27	2,6	8	0,8	—	—	100	50	—

Примечание. n — количество анализов.

Таблица 5. Распределение редких и рассеянных элементов в зелёных ортосланцах и их ороговиконанных (со звёздочкой) аналогах, $n \cdot 10^{-3} \%$

Порода	Альбит-порфиробластические сланцы саларинской и ипатинской свит		Полосчатые сланцы			
			ипатинской свиты		самырской свиты	
Количество проб	23	9*	19	9*	31	6*
Li	2,5	2,3	2,8	5,8	2,2	3,0
Be	0,12	0,20	0,25	0,17	0,09	0,18
Sr	12,0	9,5	8,2	8,4	10,0	12,0
Ba	17,0	6,0	16,0	40,0	5,0	5,8
Y	2,0	2,4	2,1	1,5	2,3	2,0
Yb	0,40	0,36	0,49	0,28	0,48	0,23
Zr	23,0	22,0	18,0	22,0	18,0	27,0
Nb	0,59	3,7	0,52	0,69	0,48	0,83
V	34,0	36,0	36,0	24,0	52,0	36,0
Cr	27,0	31,0	33,0	27,0	43,0	43,0
Mo	0,46	0,15	0,19	0,16	0,23	0,21
Co	3,4	3,8	5,0	2,6	4,0	4,2
Ni	10,0	7,3	8,8	9,0	12,0	8,5
Cu	5,3	5,3	2,6	2,9	6,2	5,4
Zn	9,9	8,9	9,9	7,8	7,2	9,9
Pb	0,87	1,2	1,0	1,2	0,9	0,6
Sn	0,6	3,3	2,9	0,6	0,45	0,3
Ag	0,007	0,014	0,018	0,013	0,007	0,007
Ge	0,9	0,2	1,2	0,2	0,7	1,3
Ga	8,8	10,9	2,6	7,6	3,9	2,8
Sc	2,0	3,1	2,6	2,1	3,0	2,4

приблизительно одинаковое. Слюдистые кварциты и метавулканы основного состава сагурской и златоустовской свит характеризуются повышенным содержанием Au (3,2—4,7 мг/т). Разным по исходному субстрату породам свойственны разные значения кларка Au. Наиболее низкими значениями характеризуются псаммиты, самым высоким — вулканогенные породы и кварциты. Глинистые породы занимают промежуточное положение. В самырской свите, охваченной метаморфической дифференциацией, указанные различия сглаживаются и генетически разные породы характеризуются одинаково сильно пониженным содержанием Au, при этом еще резче уменьшается дисперсия. В парасланцах и кварцитах саларинской свиты среднее содержание Au снова возрастает, а в зеленых сланцах еще более уменьшается. Различия между I + II и III зонами статистически значимы для метапелитов, метапсаммитов и метавулканитов. Между I + II и IV зонами различия заметны как для пара-, так и для ортосланцев. Между III и IV зонами различия статистически незначимы. Таким образом, устанавливается

зависимость средних значений содержания Au от степени метаморфизма пород, что согласуется с ранее полученными данными по Селемджинскому району [4, 5]. Это позволяет трактовать полученные данные более широко, для всего региона в целом. Локальные отклонения возникают при недостаточном количестве данных. В верхних сечениях метаморфической колонны, где процессы метаморфической дифференциации не проявлены (или слабо проявлены), наблюдаются в целом более высокие значения содержания золота, чем в нижних ее сечениях, а разные типы пород характеризуются разными фоновыми значениями его содержания. В нижних сечениях метаморфической колонны, в зоне проявления сегрегационной дифференциации, все типы пород имеют однообразно низкие, приблизительно одинаковые фоновые значения содержания золота.

Таким образом, по результатам изучения всех типов пород однонаправленные тенденции устанавливаются только для Sn и Ag, концентрация которых закономерно увеличивается по мере усиления метаморфизма. Если же

Таблица 6. Распределение редких и рассеянных элементов в углеродисто-терригенных метаморфических сланцах и их ороговикованных (со звездочкой) аналогах, $n \cdot 10^{-3} \%$

Порода	Альбит-порфиробластические сланцы				Полосчатые сланцы			
	саларинской свиты		ипатинской свиты		ипатинской свиты		самырской свиты	
Выборка	70	69*	41	9*	19	21*	83	4*
Li	3,4	4,7	2,6	3,4	3,4	3,6	3,7	3,8
Be	0,25	0,33	0,21	0,3	0,3	0,3	0,24	0,9
Sr	7,2	9,8	8,7	10,6	7,0	9,7	6,2	13,8
Ba	74	72	72	79	65	79	63	54
Y	0,89	0,02	1,5	2,0	1,2	1,6	1,4	1,8
Yb	0,28	0,31	0,24	0,44	0,24	0,34	0,30	0,4
Zr	20	25	19	29	19	24	19	30
Nb	0,70	0,75	0,77	0,80	0,70	0,90	0,74	1,4
V	16	16	14,5	18,7	21,1	12,4	18,7	13,8
Cr	23	20	21	25	16	26	21,5	30
Mo	0,31	0,29	0,48	0,50	0,53	0,40	0,44	0,9
Co	1,8	1,2	1,6	1,1	1,1	0,9	1,15	1,0
Ni	3,4	2,8	5,2	2,3	3,5	3,5	3,0	1,2
Cu	3,2	2,4	3,9	1,9	4,5	2,3	2,9	1,7
Zn	12,9	6,8	10,6	7,0	8,7	5,8	9,5	6,2
Pb	3,9	2,6	2,5	1,4	3,0	1,3	3,2	2,1
Sn	0,9	1,2	1,1	2,3	1,2	1,8	0,9	1,6
Ag	0,021	0,015	0,012	0,006	0,018	0,012	0,030	0,003
Ge	0,18	0,16	0,18	0,17	0,17	0,18	0,20	0,20
Ga	5,2	3,0	2,9	2,6	3,3	2,2	2,8	2,5
Sc	0,7	2,1	0,9	1,2	0,8	1,0	0,7	1,0

исключить из рассмотрения кварцитовидные сланцы как породы изначально переменного состава, то к названным элементам можно добавить Ni, Co, Cu и Pb. Прямо противоположным образом ведет себя золото. Его концентрация закономерно уменьшается во всех типах пород с усилением степени их метаморфизма. Полученные данные свидетельствуют о неизохимичности процессов метаморфизма и тем самым подтверждают возможность метаморфогенного рудообразования.

Поведение химических элементов в условиях локального контактово-термального метаморфизма. Предпринята также попытка изучить поведение редких и рассеянных элементов в кварц-биотитовых роговиках, развитых вокруг гранитоидов позднемелового возраста, прорывающих углеродистые толщи. Проведено сравнение трех пар выборок зеленых ортосланцев (табл. 5) и четырех пар выборок углеродистых парасланцев (табл. 6). Каждая пара выборок представлена неизменными и ороговикованными породами одного стратиграфического уровня и одной и той же зоны регионального метаморфизма.

Зеленые ортосланцы при ороговиковании обогащаются Li, Zr, Nb и обедняются Ni. Для Yb отмечается прямо противоположная тенденция. Эти тенденции установлены во всех трех изученных парах выборок.

Средние значения содержания Co в двух парах выборок различаются мало, что при данном количестве проб оказывается статистически незначимым. В одной паре выборок (зеленых полосчатых сланцев ипатинской свиты) средние значения содержания Co в ороговикованных породах вдвое ниже, чем в неороговикованных их аналогах, т. е. сохраняется та же закономерность, что и в углеродисто-терригенных парасланцах. Сказанное выше для Co касается также Cu и Sc.

Согласно полученным данным, для каждой пары выборок установлено относительное обогащение ороговикованных углеродисто-терригенных сланцев Li, Sr, Y, Yb, Zr, Nb, Sn, Sc и обеднение Co, Ni, Cu, Zn, Pb, Ag, Ga. Для

остальных изученных элементов (Be, Ba, V, Cr, Mo, Ge) отмечены незакономерные колебания или равные значения.

Установленные различия имеют высокий (0,5–5 %) уровень значимости в большинстве пар выборок. Лишь для Cr, Ge, а в отдельных случаях — Y, Ag, Co, различия значимы только при 20%-ном уровне. Следовательно, в ходе процессов контактового метаморфизма в углеродисто-терригенные парасланцы были привнесены Li, Zr, Sc, Sr, Y, Yb, Sn и вынесены Ni, Co, Cu, Zn, Pb, Ag, Ga. В процессе метаморфизма зеленых ортосланцев привносились Li, Zr, Sc и выносились Ni, Co, Cu, Yb, Mo.

Выводы. Результаты проведенных исследований позволили установить существенные различия между значениями содержания элементов в однотипных разновидностях пород разных зон контактового и регионального метаморфизма. Это свидетельствует о неизохимичности процессов метаморфизма и тем самым подтверждает возможность метаморфогенного рудообразования. Для пород высокотемпературных зон регионального метаморфизма характерно повышенное содержание Sn, Ag, Co, Ni, Cu, Pb, Cr и пониженное Y, Yb, Nb. В условиях контактового метаморфизма намечаются противоположные тенденции: литофильные элементы преимущественно выносятся, халькофильные привносятся.

Особо привлекает внимание уменьшение значений содержания Au в различных разновидностях пород по мере возрастания степени их метаморфических и сопутствующих метаморфогенно-метасоматических преобразований. Этот факт представляется одним из наиболее важных и может рассматриваться в качестве реальной предпосылки, обуславливающей метаморфогенное перераспределение золота в породах, что может привести к формированию промышленного оруденения. Нижние сечения метаморфической колонны, исходя из этого, можно рассматривать как область выноса золота и других рудных и нерудных элементов.

1. Буряк В.А., Парада С.Г. Петрохимические особенности черносланцевых толщ (на примере Среднего Приамурья и других регионов СССР) // Минералогия Приамурья. — Владивосток : ДВО АН СССР, 1989. — С. 16–26.
2. Кепежинская К.Б. Парагенетический анализ и петрохимия среднетемпературных метапелитов // Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР. — Новосибирск : Наука, 1977. — Вып. 295. — 199 с.
3. Маракушев А.А. Петрология метаморфических горных пород. — М. : Изд-во Моск. ун-та, 1973. — 323 с.

4. Мельников В.Д., Сверкунова Т.В. Мобилизация золота из вмещающих пород при формировании золото-кварцевых жил Токурского рудного поля (Приамурье) // Генетические типы и закономерности размещения месторождений золота Дальнего Востока. — Новосибирск : Наука, 1976. — С. 31—42.
5. Моисеенко В.Г., Неронский Г.И. О приуроченности золотого оруденения к метаморфическим комплексам // Метаморфические комплексы Востока СССР. — Владивосток, 1973. — С. 219—225.
6. Парада С.Г., Парада Л.Ф. Петрохимия и метаморфизм углеродистых толщ (на примере районов Среднего Приамурья) // Минералогия Приамурья. — Владивосток : ДВО АН СССР, 1989. — С. 89—98.
7. Янаскурт О.В. Предметаморфические изменения осадочных пород в стратиферу. Процессы и факторы. — М. : ГЕОС, 1999. — 260 с.

Ин-т геохимии окруж. среды НАН и МЧС Украины, Киев
 Отд. Юж. науч. центра, Ростов-на-Дону, Россия

Поступила 27.02.2009

РЕЗЮМЕ. Дослідження Правобуреїнського сланцевого куполу (Амуро-Охотська складчаста область) дають змогу встановити, що значення вмісту елементів у аналогічних породах різних зон контактowego й регіонального метаморфізму істотно різні. Це свідчить на користь неізохімічності процесів метаморфізму і підтверджує можливість метаморфогенного рудоутворення. Привертає увагу зменшення вмісту Au у породах разом зі зростанням ступеня їх метаморфічних і супутніх метаморфогенно-метасоматичних перетворень. Це є передумовою метаморфогенного перерозподілу золота в породах й формування промислового зруденіння. Нижні перетини метаморфічної колони можна розглядати як область виносу золота й інших рудних та нерудних елементів у зони формування золоторудної мінералізації.

SUMMARY. Essential distinctions in the element content for the same types of rocks from different zones of contact and regional metamorphism are fixed in the Pravobureinsk shale dome (the Amur-Okhotsk fold area) as a result of its investigation. This testifies to nonisochemicalness of metamorphic processes and to the possibility of metamorphogenic ore formation. The reduction of Au content in different rocks with an increase of their metamorphic degree and accompanying metamorphogenic-metasomatic transformation are fixed. This is a prerequisite for metamorphogenic gold redistribution in rocks and formation of industrial mineralization. The lower sections of the metamorphic column can be regarded as the area of subtraction of Au and other ore and non-metalliferous elements to the zones of formation of gold ore mineralization.