

19. Хаин В.Е. Орогенез и тектоника плит //Тектоника, геология альпид «тетисного» происхождения - М.: Наука, 1980. - С.5-15.
 20. Чувашов Б.И., Иванова Р.М., Колчина А.И. Верхний палеозой восточного склона Урала. Стратиграфия и геологическая история. - Свердловск: УФ АН СССР, 1984. - 230 с.
 21. Юдин В.В. Орогенез севера Урала и Пай-Хоя: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. - М., 1991. - 33 с.
 22. Язева Р.Г., Бочкарев В.В. Постколлизийный девонский магматизм Северного Урала /Геотектоника. - 1993. - N4. - С.56-65.
 23. Aubouin I. The West Pacific geodynamic model. //Tectonophysics, 1990, vol. 183, N1-4, P.1-7.

ИДК 553.411.491:550.42

А.Ф. Коробейников

ГЕОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ НОВОГО НЕТРАДИЦИОННОГО ЗОЛОТО-ПЛАТИНОИДНОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ЧЕРНОСЛАНЦЕВЫХ ГОРИЗОНТАХ ОФИОЛИТОВЫХ ПОЯСОВ

На основе разработанной новой методики инверсионного вольтамперометрического определения Au, Pt, Pd, Os, Ir, Ru, Rh в горных породах и минералах (чувствительность $1 \cdot 10^{-7-8}$ мас.%, воспроизводимость 90%, навеска 1-10 г [4]) установлена промышленная платиноносность отдельных участков золоторудных полей, размещенных в бортах и на выклинивании офиолитовых поясов Кузнецкого Алатау, Восточного Саяна, Северо-Восточной Тувы, Западной Калбы. Глубинные разломы, оперяющие их разрывы II порядка контролировали размещение гипербазит-базит-плагиогранитных интрузий, их

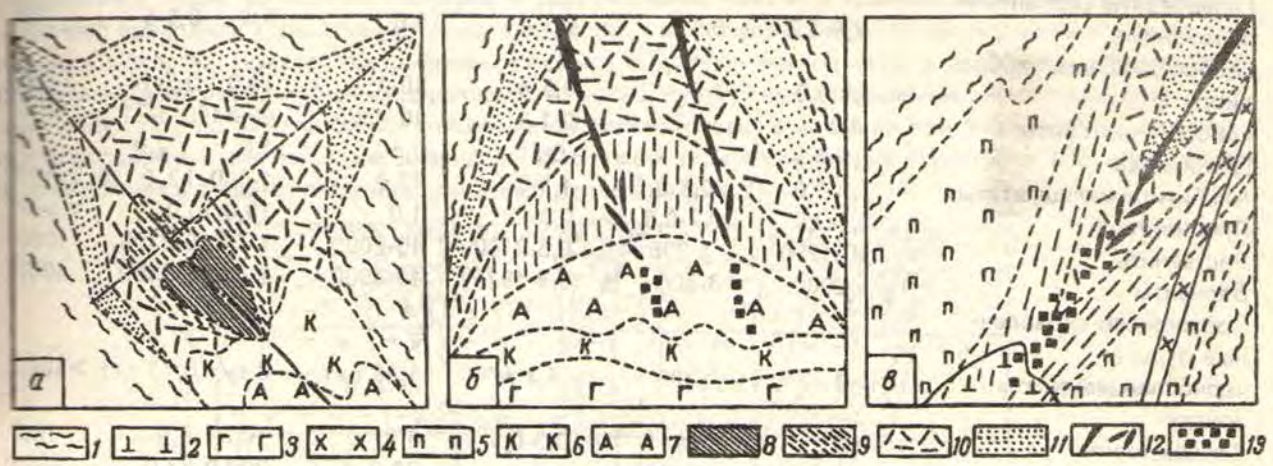


Рис.1. Геологические разрезы через золото-платиноидные месторождения в палеозойских (Б1-С3) черносланцевых толщах офиолитовых поясов Восточного Саяна - СВ Тувы (Б3), Кузнецкого Алатау (Б_{1,2}), СВ Казахстана:

1 - углеродистые сланцы, алевролиты, аргиллиты, песчаники С₁-С₂; 2 - гипербазиты серпентинизированные Б₁-С₃; 3 - габбро-диориты, гранодиориты, плагиограниты даек и штоков Б₁-С₃; 4 - плагиогранит-порфиры, альбитофиры; 5 - пропилиты; 6 - зоны калишпатизации пород; 7 - зоны альбитизации пород; 8 - тремолит-гидробиотитового 9 - хлоритового; 10 - серицит (фуксит) - кварц-пиритового; 11 - карбонатного составов; 12 - кварцевые жилы и штокверки рудоносные; 13 - прожилково-вкрапленные золото-платиноидно-пирит-арсенипиритовые руды

дайки комплексов и золото-платино-платиноидных руд. Комплексные руды размещаются в зонах альбитизации-калишпатизации, пропилитизации, березитизации-лиственитизации среди углеродистых песчаников, алевролитов, аргиллитов, андезито-базальтов, серпентинитов, габбро-диабазов, диоритов, плагиогранитов офиолитовых разрезов (рис.1).

Автором предлагается модель формирования наиболее крупных рудных полей и месторождений в черносланцевых горизонтах терригенно-вулканогенных толщ, развитых в офиолитовых поясах, в их бортах и прилегающих сининверсионных, наложенных терригенных синклиналиях на участках активного проявления глубинных палеодиапиров и флюидных потоков по крупным расколам земной коры [6]. Эти черносланцевые горизонты оказались аккумуляторами металлоносных палеогидротерм и комплексного благороднометаллоносного гидротермально-метасоматического оруденения. Глубинные флюиды через метасоматическое перераспределение Au, Pd, Pt, Os, Ir в офиолитовых сериях пород, включающих

гипербазиты, габброиды, плагиограниты, южно-формированные базальтичных структурах терригенных синклиналей комплексную минерализацию.

Геохимические исследования показывают, что формирование предрудных альбит-калишпатовых, пропилитовых метасоматитов сопровождалось перераспределением и выносом золота до 40-50% из внутренних зон метасоматоза во фронтальные. Коэффициент накопления металла K_{Au}^{Au} от 0,8 до 0,5 [6]. Образование околорудных метасоматитов березит-лиственитовой формации происходило при постоянном привносе золота: K_{Au}^{Au} от 1,3 до 260 и более. Основной же привнос этого элемента в зоны рудообразования происходил в период заключительного окисления и сульфидизации пропилитов, альбититов, лиственитов-березитов: K_{Au}^{Au} составлял более 300.

При ранних процессах серпентинизации, пропилитизации и лиственитизации гипербазитов, габброидов в связи с наложением завершающего гранитоидного магматизма осуществлялось перераспределение, вынос Os ($K_{Os}^{Os}=0,4$) и привнос Pd, Pt ($K_{Pt} = 10$). Калиево-натриевый метасоматоз сопровождался перераспределением, выносом Os ($K_{Os}^{Os} = 0,9-0,7$) и привносом Ir, Pt, Pd ($K_{Pt} = 5-100$) (см.таблицу).

Распределение благородных металлов (мг/т)* в породах черносланцевых толщ офиолитовых поясов Алтае-Саяна и Северо-Восточного Казахстана

Название горной породы и минерала	Au	K_{Au}^{Au}	Os	Ir	Pt	Pd	K_{Os-Pd}^{Os-Pd}
Углеродистые сланцы							
c_{1-2} СВ Казахстана	1,8-6,1	1,0	0,5	1,0	5,0	0,3	1,0
e_{1-3} Саяна-СВ Тувы	1,7-3,1	1,0	0,4	3,1	10,0	8,0	1,0
e_{1-3} Кузнецкого Алатау	6,8-14,5	2-5	0,4	6,6	20,0	10,0	1,0
Гипербазиты серпентинизированные	2,9-3,2	0,9	0,5-4	5,0	6,0	0,3-5	1,0
Габбро-диабазы, габбро-диориты	1,9-6,0	1,0	0,5-4	10,0	10,0	0,3-14	1-2,0
Габбро-анортозиты	4,0	1,2	0,1-3	10-4300	40-6400	3-71	7000
Гранитоиды	2,9-4,3	1,1	0,5	0,5	1,0	2,0	1,0
Альбититы-калишпатиты	1,3-3,0	0,8-0,6	1,1-6	12,0	1-100	12,0	0,5-100
Пропилиты	1,7-2,9	0,7-0,6	0,3	1,0	10,0	10,0	0,5-10
Листвениты	10-1200	5-296	0,3-2100	10-2000	1-40	10-3100	1000
Березиты	5-2000	3-300	0,4-1920	10-4000	1-44	10-3300	1000
Прожилково-вкрапленные руды в черносланцевых горизонтах	>1 г/т	>300	\bar{x} 4,1 г/т	\bar{x} 1,45 г/т	\bar{x} 8 г/т	\bar{x} 0,13 г/т	>1000
Серпентиниты	3,0	0,9	0,3-0,5	6,0	10,0	6,0	10,0
Кварц жильный	0,5-10000	3-1000	0,2	20,0	200,0	83,0	1000
Хвосты обогащения руд вкрапленных			410			60,0	490

* Инверсионно-вольтамперометрический метод из навесок 10 гр. Чувствительность метода составляла 10^{8-7} мас.%, воспроизводимость 80-90%. Аналитики Н.А.Колпакова, С.В.Кропоткина.

Максимальное накопление платиноидов проявилось при лиственитизации, сульфидизации гипербазит-базитов, углеродистых сланцев, гранитоидов, в которых K_{Os-Pd}^{Os-Pd} достигал значений 1000-7000 и более. Именно в золоторудных полях среди черносланцевых толщ кембрия-карбона установлены промышленные концентрации платиновых металлов Pt, Pd, Os, Ir в сульфидоносных альбититах, серпентинитах, лиственитах, жильно-штокверковых и особенно в прожилково-вкрапленных золото-сульфидных ассоциациях. В грави- и флотоконцентратах этих руд на ряде рудных полей выявлены значительные концентрации Os, Ir, Pd ($K_{Pt} 130-12700$), а в хвостах обогащения этих руд зафиксировано 0,41 г/т Os и 0,06 г/т Pd. Приведенные геохимические данные показывают, что при метасоматических процессах поведение платиновых металлов было близким к золоту. Но в высокотемпературных процессах щелочного метасоматоза (480-510°C - по газожидким включениям) в отличие от золота, заимствованного из боковых пород, происходило накопление большинства платиновых металлов.

Платиновые металлы в структурно-формационных зонах офиолитовых поясов размещаются закономерно: наиболее тугоплавкие элементы Os, Ir чаще концентрировались во внутренних полосах-

блоках, непосредственно примыкающих к офиолитам, а более легкоплавкий Pd приурочен к внешней полосе синклинальных компенсационных структур в бортах и на выклинивании офиолитовых поясов. При этом от внутренней зоны офиолитового пояса к его внешней зоне наблюдается сокращение уровня концентрации платиноидов с K_n от 12700 до 860 и даже 230-3 в метасоматитах и золотых рудах внешнего структурного блока [6].

ГЕОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ КОМПЛЕКСНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Для объяснения природы эндогенного рудообразования в черносланцевых толщах офиолитовых поясов привлекается модель астеносферного диапиризма, мантийного и внутрикорового метасоматизма. Согласно представлениям ряда исследователей [1,2,10], диапиры возникают в результате подъема легкого, сильно разогретого вещества из пограничной области внешнего ядра Земли и нижней мантии. В пограничном слое между нижней и верхней мантией температура вещества диапира может достигать 1900-2000°C [8]. При такой температуре возникающие диапиры способны к плавучести в результате термального расширения или отделения плотных фаз исходного вещества. Эти диапиры обеспечивали активный магматизм в зонах глубинных разломов. Летучие компоненты даже при небольшом количестве в 1-2 об. % будут способствовать почти полной деполимеризации коматитовой магмы. Вследствие этого могла возрастать скорость ее подъема. Такие магмы способны достигать поверхности Земли по зонам глубинных разломов. Если происходила жидкостная или кристаллизационная дифференциация в верхней мантии, то следовало разделение вещества на ультрамафитовую и базитовую части. Тем самым такие магмы оказывались исходными для офиолитовых комплексов. Подобные офиолиты, фиксирующие ранние магматические проявления в геосинклиналях, автор связывает с мантийным диапиризмом.

В глубинных разломах офиолитовых поясов основными геодинамическими причинами проявления диапиров являлись периодически повторяющиеся объемные деформации (деформации упругого последствия по [3]), которые служили энергетическими источниками активности глубинных магм и флюидов.

В пределах крупных расколов земной коры и мантии поднимающийся диапир прогревал и разуплотнял вещество мантии. Разогрев и разуплотнение мантии в краевых частях «всплывающих» диапиров приводили к увеличению объема вещества и к образованию сводовых поднятий в геосинклинальных областях. Краевая часть формирующейся структуры земной коры в это время представляла собой относительно неглубокий приразломный прогиб. Рудоносные наложенные синклинали, возникавшие в бортах и на выклинивании поясов, автор рассматривает в качестве компенсационных структур проявляющихся в земной коре диапиров [6]. В таких компенсационных структурах впоследствии и формировались рудоносные черносланцевые формации (рис.2).

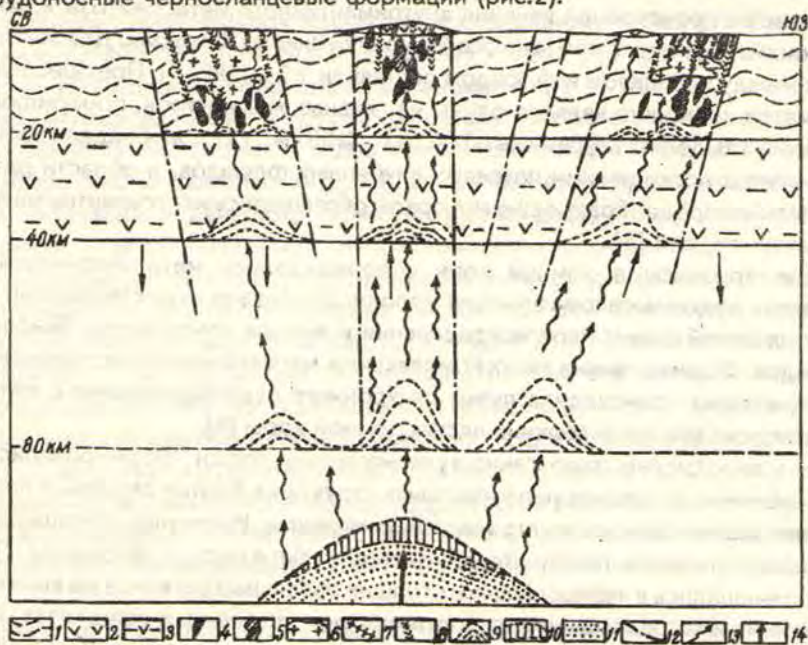


Рис.2. Модель формирования комплексных золото-платино-платиноидных руд в черносланцевых горизонтах офиолитового пояса СВ Казахстана:

1 - седиментная кора; 2 - излившиеся андезито-базальты; 3 - комплекс высоко метаморфизованных пород; 4 - гипербазиты; 5 - габброиды; 6 - гранитоиды; 7 - дайки диорит-лампрофиров, плагиогранит-порфиров; 8 - дайки диабазов долеритов, порфиров; 9 - внутрикоровые диапиры зоны формирования средних, кислых и основных расплавов; 10 - глубинные расплавы диапира; 11 - зоны частичного плавления образований диапира; 12 - глубинные разломы I-II порядков; 13 - глубинные флюидопотоки; 14 - направление движения магмогенерирующей области диапира

Наряду с подъемом формирующегося диапира происходило его частичное плавление и миграция в кору по тектоническим зонам возникающих магм. Вероятной моделью генерации первичных магм в зонах выплавления из мантии можно считать частичное плавление исходного пиролитового субстрата по фракционной схеме. При этом высоконагретые летучие компоненты отделялись от диапира и, поднимаясь вверх, прогревали породы земной коры и вовлекали их в магнообразование с возникновением средних и кремнекислых ассоциаций магматических пород. Эти породы являлись продуктами смешения базальтовых мантийных магм с материалом земной коры или с коровыми выплавками. Типичными продуктами таких процессов явились породы габбро-плагиогранитной формации, широко развитые в офиолитовых поясах и в черносланцевых толщах наложенных компенсационных синклиналей.

Процессы дифференциации магм в возникавших промежуточных очагах обеспечивали формирование офиолитовых комплексов. В промежуточных очагах-камерах происходили процессы дифференциации магм, их насыщение глубинными флюидами, несущими тяжелые металлы. В результате интенсивных растягивающих усилий в зоне офиолитового пояса при отмирании диапира в коре проявлялись рифтогенные разломы, разрушавшие сводовое поднятие. Происходило проседание коры и образование котловин окраинных морей, в которых следовало отложение терригенных комплексов, обогащенных органикой. На участках наибольшего подъема мантийного диапира обособились внутригеосинклинальные поднятия. Здесь вертикальные ряды единых серий магматитов включали базальты, андезиты и интрузивные ультрабазит-базиты. Они сменялись известково-щелочными ассоциациями с небольшими объемами средних и кислых пород, образующими штоки и дайки габбро-плагиогранитной формации. Затем формировались рифтогенные структуры - компенсационные прогибы.

Следовательно, углеродистые терригенные образования возникали в наложенных синклиналиях располагающихся в глубинных разломах палеотроговых структур, несущих гипербазит-базит-плагиогранитные тела единых магматических серий и сопровождающие метасоматиты альбитит-калишпатитовой пропилитовой и лиственит-березитовой формаций. Возникавшие в благоприятных структурах золото-платиноидные проявления размещались чаще в черносланцевых толщах на выклинивании, в бортах офиолитового пояса или непосредственно в гидротермально измененных офиолитах.

Большинство известных месторождений золота складчатых регионов обнаруживают тесную пространственную связь с сининверсионным-орогенным гранитоидным магматизмом повышенной основности (габбро-плагиогранитной формации и формации батолитов пестрого состава). Размещение основных рудных полей и месторождений контролируется надинтрузивными зонами и поясами даундиорит-лампрофирового и диабазового ряда [6].

В этап формирования флюидонасыщенных магм и сопровождающих металлоносных флюидов в пределах верхней мантии происходили явления внутримантийного метасоматоза и накопления золота, платиноидов во флюидизированных магмах и особенно в глубинных флюидах. Для золота коэффициенты фракционирования между расплавом и флюидом составили 1:21...290 [5]. Предшествующий плавлению мантийный метасоматоз возможно являлся одним из главных механизмов, стимулировавших магнообразование. Здесь можно выделить глубинные области (≥ 60 км), где преобладали процессы экстракции некогерентных элементов восходящими потоками глубинных флюидов, и области разгрузки флюидов (15-5 км), где расплавы и породообразующие минералы обогащались некогерентными элементами, в том числе золотом и платиноидами [8].

Магматические процессы в земной коре сопровождалась метасоматическими явлениями с образованием крупных рудно-метасоматических колонн. Длительно существовавшие термофлюидопотоки обеспечивали широкий фронт перераспределения и выноса компонентов боковых пород по пути продвижения флюидов. Формирование таких комплексных магматогенных месторождений в черносланцевых толщах, в офиолитах происходило путем синхронного рудообразования с метасоматизмом при распаде магно-флюидных систем в верхних частях земной коры [6].

Рудоносные углеродистые терригенно-вулканогенные толщи формировались в наложенных синклиналиях зон глубинных разломов палеотроговых структур в бортах сводовых поднятий (палеодиапиров), несущих гипербазит-базит-плагиогранитные комплексы. Интрузивы сопровождалась метасоматитами альбитит-калишпатитовой, пропилитовой, лиственит-березитовой формаций. Проявления благородных металлов размещались в черносланцевых толщах различных регионов на выклинивании, в бортах офиолитовых поясов и непосредственно в гидротермально измененных офиолитах. По взаимоотношениям золото-платиноидных руд с разнотипными интрузивами и полученным геохимическим данными можно полагать о парагенетической связи оруденения с габбро-плагиогранитными интрузиями.

Ранее нами было установлено накопление золота в породах и флюидах поздних фаз габброидных и гранитоидных интрузий: $K_{Au}^{Au} = 1,2-2,7$ и $1,3-7,5$. Это накопление металла связано с явлениями флюидизации и сульфуризации поздних порций расплавов благодаря подтоку глубинных металлоносных флюидов в промежуточные камеры [5]. Коэффициенты распределения металла между флюидом и расплавом базальтоидных интрузий составили 21:1, а для рудогенерирующих гранитоидных интрузий 53...296:1. Экспериментами А.Г.Миронова и др. [9] и термодинамическими расчетами А.Л.Павлова

показано, что накопление золота в расплаве смешанного состава может быть связано с деполимеризацией расплавов в зоне смешения и гибридности за счет повышения концентрации FeO , H_2O и при их ферритизации и сульфидизации. Все это способствовало обогащению благородными металлами исходных магм и гипербазит-базит-плагиогранитных интрузивных тел. Парагенетическая связь комплексного оруденения с габбро-плагиогранитными интрузиями, завершившимися офиолитовые серии магматитов, подчеркивается минералого-геохимическими данными, в том числе повышенными параметрами распределения Au, Pt, Pd, Os, Ir, As и ореолами Cr, Ni, Ti, As, Au, Pt, Pd, Os в зонах сопутствующих метасоматитов. Геохимические исследования магматитов, углеродистых пород, метасоматитов показали повышенные концентрации (вплоть до промышленных) благородных металлов в метасоматитах, несущих пирротин, пирит, халькопирит, арсенопирит. Максимальные концентрации Au, Pt, Os, Ir, Rh, Pd выявлены в сульфидизированных апосланцевых, алогипербазитовых лиственитах, серпентинитах. Рудоносные тела метасоматитов характеризуются такой зональностью: внизу - альбит-калишпатовые или пропилитовые слабопродуктивные породы, а в средней и верхних частях - рудоносные листвениты-березиты. Богатые комплексные руды зафиксированы в средних и верхних частях этих рудометасоматических колонн.

Модель формирования золото-платиноидных руд в черносланцевых толщах офиолитовых поясов фанерозоя представляется в таком виде. В основу положена концепция развития диапиров, мантийного и внутрикорового метасоматизма. Компенсационными структурами палеодиапиров в земной коре являлись наложенные синклинали офиолитовых поясов, в которых формировались рудоносные черносланцевые толщи (см.рис.2).

1. Внедрение по глубинным расколам земной коры базит-ультрабазит-плагиогранитных интрузий и формирование флюидизированных офиолитовых комплексов.

2. Образование рудоносных базит-ультрабазитовых магматитов через промежуточные очаги-камеры при подтоке глубинных флюидов, обеспечивших ферритизацию, сульфидизацию и дальнейшую дифференциацию исходных мантийных базальтоидных магм.

3. При фиксации серы в магматических системах происходило образование золотосных, платиноидных сульфидсодержащих гипербазит-базитовых тел через промежуточные магматические камеры.

4. Контаминация магм коровым материалом при диапиризме и насыщение их сероносными и металлоносными флюидами - продуктами дифференциации глубинных магм приводили к формированию малых интрузий габбро-плагиогранитной формации и метасоматитов альбитит-калишпатит-пропилит-лиственитовых формаций.

Рудогенерирующими явились многофазные габбро-плагиогранитные интрузии с натриево-хлорной и роданистой специализацией металлоносных флюидов. Верхние части таких интрузий и дайковых серий габбро-диабазов, диорит-лампрофиров подвержены площадному и околотрещинному метасоматозу с проявлением в нижних частях рудно-метасоматических колонн отрицательных аномалий ($K_n = 0,8-0,4$), а в верхних частях этих колонн - положительных аномалий ($K_n = 1,8-190$).

Ранние базит-гипербазитовые интрузии принимали участие в золотом оруденении путем автометасоматоза и особенно путем наложения гидротермально-метасоматических процессов, обусловленных становлением габбро-плагиогранитных интрузий. В этот период инверсии формировались флюидизированные «малые интрузии» и дайковые серии. Сопровождающие гидротермально-метасоматические процессы приводили к дополнительному отторжению золота, платиноидов из базит-гипербазитовых пород, вмещающих углеродистых сланцев и к насыщению ими рудообразующих гидротерм. Образование щелочных автометасоматитов и бессульфидных лиственитов обеспечивалось гидротермами с перераспределением и выносом металлов до 20-40 мас. % ($K_n = 0,8-0,6$), а поздние околорудные сульфидоносные березиты-листвениты - с их привносом ($K_n = 190-410$). Расчеты баланса вещества при щелочном автометасоматозе выявили вынос Au из замещаемых габброидов и гранитоидов до 5-12 мг/м³. Изучение газожиidких включений в минералах и сопровождающих метасоматитов рудоносных площадей позволяет сделать вывод о насыщенности рудообразующих растворов хлором, серой, углекислотой, родан-ионом. Экспериментальные исследования А.Г.Мионова [9] в термоградиентных условиях показали, что могли происходить явления разделения путей Na и Cl в колонне метасоматоза, где Na пошел на формирование альбита, а Cl совместно с захваченными из боковых пород золотом и платиноидами выносились вверх по разрезу.

5. Насыщение тел метасоматитов сульфидами сопровождалось концентрацией Au, Pd, Pt, Ir, Os, Rh. Следовательно, гидротермально-метасоматические процессы в офиолитовых поясах с черносланцевыми толщами приводили к ремобилизации благородных металлов и являлись рудоподготовительными для золота, платины и платиноидов.

Однако на уровне формирования руд в рудно-метасоматической колонне среди черносланцевых толщ явления метасоматоза могли обеспечить лишь 20-30% от общего количества благородных металлов в рудных зонах. Этот вывод подтверждается расчетами объемного баланса золота при предрудном и околорудном метасоматозе. Главное количество благородных металлов привносилось в зоны локализа-

ции руд глубинными гидротермами (при выносе части их из корневых участков метасоматических колонн) и отлагалось на окислительных барьерах. Следовательно, метасоматические процессы в черносланцевых горизонтах офиолитовых поясов складчатых областей надо рассматривать в качестве дополнительного рудоподготовительного этапа минералообразования. Богатая концентрация благородных металлов обуславливалась окварцеванием и сульфидизацией черносланцевых тел в верхних частях магмо-рудно-метасоматических колонн.

б. Процессы регионального метаморфизма цеолит-пренит-пумпеллитовой и зеленосланцевой фаций, в том числе и зеленокаменного метаморфизма, проявившегося в базит-гипербазитовых и вулканогенных комплексах офиолитовых поясов, существенно не повлияли на перераспределение и концентрацию благородных металлов в преобразованных офиолитах и черносланцевых горизонтах: $K_{\text{д}} = 1-0,9$. Поэтому ремобилизации благородных металлов при низко-среднетемпературном региональном метаморфизме черносланцевых толщ происходить не могло, что подтверждается экспериментальными данными ряда исследователей [7].

Итак, выявленные новые золото-платиноидные рудопроявления в зонах метасоматоза черносланцевых толщ офиолитовых поясов фанерозоя, а также ранее установленные концентрации этих металлов в разновозрастных черносланцевых горизонтах, не связанных с магматизмом, позволяют утверждать о широком распределении нетрадиционных благороднометалльных руд в углеродистых терригенных комплексах различных регионов. Они включают как сингенетические, так и эпигенетические золото-платиноидные концентрации.

Все это еще раз подтверждает необходимость дальнейшего всестороннего исследования платиноносности различных типов руд в черносланцевых толщах офиолитовых и зеленокаменных поясов во всех золотоносных регионах складчатых областей страны. Здесь можно ожидать открытия новых нетрадиционных типов золото-платиноидных месторождений.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Артюшков Е.В. Геодинамика. - М.: Наука, 1979. - 327 с.
2. Белоусов В.В. Переходные зоны между континентами и океанами. - М.: Недра, 1982. - 200 с.
3. Глухманчук Е.Д. Деформация упругого последствия в верхних слоях земной коры как индикатор миграции магм и флюидов // Геология и геофизика. - 1992. - №. - С.32-36.
4. Колпакова Н.А., Шифрис Б.С., Швец Л.А., Кропоткина С.В. Определение платиновых металлов и золота методом инверсионной вольтамперометрии // Журнал аналитической химии. - 1991. - Т.46. Вып. 10. - С. 1910-1913.
5. Коробейников А.Ф. Фракционирование золота в магматическом расплаве при его кристаллизации // Докл. АН СССР. - 1981. - Т.258, №5. - С. 1200-1204.
6. Коробейников А.Ф. Новый тип золото-платиноидных месторождений в черносланцевых толщах офиолитового пояса Северо-Восточного Казахстана / Томск. политехн. ин-т. - Деп. в ВИНТИ 19.03.91 г. N 1187-B91. - 90 с.
7. Петренко Г.В., Арутюнян Л.А. О мобилизации платиноидов в гидротермальных условиях // Геохимия рудных элементов в базитах и гипербазитах. Критерии прогноза. - Иркутск: Изд-е Ин-та геохимии СО АН СССР, 1990. - С. 12-16.
8. Фролова Т.И., Перчук П.Л., Бурикова И.А. Магматизм и преобразование земной коры активных окраин. - М.: Недра, 1989. - 261 с.
9. Экспериментальные исследования геохимии золота с помощью метода радиоизотопных индикаторов / Миронов А.Г., Альмухамедов А.И., Гелетий В.Ф. и др. - Новосибирск: Наука, 1989. - 281 с.
10. Anderson D. The deeps of mantle reservoirs. - Magmatic Processes Physicochemical in the Principles // The Geochemical Society. Special Publication 1/Edly B.O.Mysen, 1987. P.P.3-12.