

ГЕОДИНАМИКА, ГЕОФИЗИКА

УДК [551.24 + 553.3.078] (571.65)

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ ОХОТСКО-КОЛЫМСКОГО СЕГМЕНТА ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО ВУЛКАНОГЕННОГО ПОЯСА

*И.И. Абрамович**, *С.Д. Вознесенский,*** *Н.Г. Маннафов***

*Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, г. Санкт-Петербург

** ГП Магадангеология, г. Магадан

Анализ обширного фактического материала, предпринятый в последние годы в связи с составлением комплекта геологических карт Охотско-Колымского региона масштаба 1:500 000, позволяет существенно уточнить геодинамическую историю и металлогенические перспективы соответствующего сегмента Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. В изученном регионе развитие пояса можно рассматривать как результат непосредственного продолжения функционирования Кони-Мургальской зоны субдукции, начиная с поздней юры, когда скорость океанической плиты Кула резко возросла. Из-за интенсивного тектонического стресса и снижения проницаемости литосферы в этот начальный период вся фронтальная зона пояса оставалась авулканичной, и лишь в ее тылу накапливалась вулканогенная моласса. В конце юры – начале мела произошел перескок зоны Беньюфа в сторону океана, после чего вулканическая деятельность проявилась в пределах современных границ пояса, включая территорию, находящуюся под водами Охотского моря. Двустадийная история развития пояса находит отражение в его петрохимической и металлогенической зональности.

Представление о внутриастеносферном перераспределении рудных компонентов под воздействием термо- и бароградиентных полей в период тектоно-магматической активности хорошо согласуется с выявленными закономерностями пространственно-временного распределения рудной минерализации в регионе. Это дает возможность с геодинамических позиций оценить перспективы выявления здесь разнотипных рудных месторождений.

Колчеданно-полиметаллические месторождения могут быть обнаружены в амагматичных продолжениях транстензионных структур в глубоких тылах пояса. Наличие зон локальной проницаемости в сочетании со структурными ловушками дает основание положительно оценивать регион в отношении ртутного оруденения. Режим интенсивного субдуцирования не способствовал полному обособлению золота от серебра во флюидных потоках мантийного происхождения, что отражается в составе руд соответствующих месторождений. О перспективах выявления золото-серебряных объектов с тем или иным соотношением этих металлов можно судить, учитывая петрохимические особенности пород. Наиболее перспективными в отношении оловянного оруденения являются области пересечения транслитосферными разломами структур типа Тарынского субвулкана и Куйдусунского вулканического поля, являющихся поверхностными выражениями палеоастеносферных ловушек.

Ключевые слова: геодинамика, металлогения, колчеданно-полиметаллическое, золото-серебряное, оловянное оруденение, Охотско-Чукотский вулканогенный пояс.

ВВОДНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Охотско-Колымский (Примагаданский) сегмент Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП) на протяжении последних 50–60 лет по ряду объективных причин играл роль полигона, на котором изучались основные закономерности геологического строения и рудоносности, присущие ОЧВП в целом. В результате этого сегмент оказался наиболее изученной частью ОЧВП. Тем не менее, многие принципиальные вопросы, касающиеся особеннос-

тей его развития, до сих пор остаются дискуссионными [3]. Среди исследователей нет единодушия даже в оценке возрастных границ и, соответственно, длительности формирования пояса. Причем разногласия в этом вопросе весьма существенные – от 15 до 90 млн лет [4, 17]. Высказываются самые разнообразные мнения о природе петрологической и металлогенической зональности пояса. Одни геологи видят в ней отражение неоднородностей, возникших во время протопланетной аккрекции, некие “атавистические

узоры”, другие – в специфике земной коры и (или) мантии, обычно без достаточной конкретизации своих представлений. Даже в тех случаях, когда перво-степенное значение в этом плане отводится влиянию фундамента, аргументация оказывается противоречивой [8, 17]. Р.Б. Умитбаев [17], касаясь причин пространственной обособленности оловянного и полиметаллического оруденения, полагает, что первое “свойственно лишь зонам и районам, субстрат которых представлен песчано-сланцевыми толщами”, в то время как второе “предпочитает карбонатные толщи чехлов срединных массивов”. Никаких пояснений, касающихся механизмов, обуславливающих указанное “предпочтение”, не приводится.

Принципиально новый подход к изучению региона наметился в связи с использованием идей тектоники плит [5, 7, 13, 14, 18]. Однако вопросы металлогении пояса в этом плане затронуты лишь в самом общем виде [5, 12] и заслуживают дальнейшего рассмотрения. В данной статье излагаются результаты палеогеодинамического анализа, предпринятого авторами в связи с составлением Металлогенической карты Охотско-Колымского региона масштаба 1:500 000 на плейттектонической основе.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ

Непосредственная геологическая предьстория Охотско-Колымского сегмента ОЧВП связана с функционированием Кони-Мургалской зоны субдукции. На протяжении приблизительно 100 млн лет ($P_2 - J_3$) здесь происходило медленное – (2–3 см / год) [7] поглощение литосферы океанической плиты Кула. На первых палинспастических схемах Л.П. Зоненшайна и его коллег рассматриваемая зона субдукции располагалась на значительном удалении от Сибирского материка, так что имелись основания реконструировать геодинамическую обстановку, отвечающую энсиматической островной дуге. Позднее, однако, эту структуру рассматривали в качестве энсиалической островной дуги, заложившейся на шельфе Сибирского материка. По нашим данным, ее фундаментом, помимо сибирского шельфа, служили Охотский и Омолонский микроконтиненты, отколовшиеся от материка в девоне. В задуговом бассейне Кони-Мургалской дуги отсутствовала кора океанического типа, так что эта структура лишь в географическом смысле являлась островной дугой. С геодинамической точки зрения, ее можно считать окраинноконтинентальным образованием, подобным современной дуге Сунда, окаймляющей шельф юго-восточной Азии.

В связи с глобальной перестройкой кинематики литосферных плит в поздней юре на порядок возросла скорость плиты Кула – до 20–23 см / год [7]. С этого момента повсеместно фиксируется резкая ак-

тивизация субдукционного процесса. Именно с этого момента начинается геодинамическая история ОЧВП в пределах Охотско-Колымского сегмента.

Существенно, что развитие пояса явилось непосредственным продолжением тектоно-магматической активности Кони-Мургалской дуги (Кони-Мургалского окраинно-континентального пояса). Более того, в начальный момент развития ОЧВП субдуцирование продолжалось без изменения положения границы конвергирующих плит, т.е. в пределах ранее существовавшего глубоководного желоба. При этом из-за увеличившейся скорости плиты Кула значительная часть Кони-Мургалского вулканического ареала оказалась областью сжатия, исключавшего поступление расплавов к земной поверхности. Авулканический интервал, примыкавший к желобу, до конца юры охватывал всю фронтальную зону пояса, и только за ее пределами накапливалась вулканическая моласса. Из-за локального переполнения глубин быстро поступающим холодным и вязким материалом океанической литосферы и невозможности ее дальнейшего поглощения в начале раннего мела произошел джампинг зоны субдукции со смещением глубоководного желоба в сторону океана на 150–200 км. Вероятные следы нового желоба в виде цепочки вытянутых в субширотном направлении впадин (ТИНРО, Шелиховская и др.) глубиной до 13 км, заполненных кайнозойскими осадками, фиксируются сегодня под дном Охотского моря.

Непосредственно в момент джампинга и сразу после него произошло временное снятие тектонического стресса в пределах вышеуказанного авулканического интервала дуга – желоб, в результате чего здесь возникли области относительного растяжения, благоприятные для развития декомпрессионного магматизма. Этому тектоническому эпизоду отвечает внедрение габбро-тоналит-плагиогранитовых массивов старицкого и охотского комплексов.

В раннем мелу начинается “последжампинговая” история ОЧВП. Она знаменуется массовыми вулканическими излияниями, сопровождаемыми дифференцированными интрузиями и субвулканическими телами. Магматическая активность охватила всю фронтальную зону пояса, включая ту ее часть, которая в настоящее время скрыта под осадками Охотского моря. Далее в тыл прослеживаются лишь узкие цепочки мелких интрузий, трассирующих поперечные трансензионные зоны.

В позднем мелу наиболее широко магматизм проявился в центральной и тыловой зонах пояса с тяготением интрузий и вулканических излияний к линейным поперечным структурам. Самые поздние вулканы в центральной зоне отличаются контрастным составом, свидетельствующим о начале рифтогенеза.

К концу позднего мела Коряжский и Охотоморский микроконтиненты блокировали зону субдукции [7], что вызвало прекращение магматизма в регионе и финальные складчато-надвиговые и сбросо-сдвиговые дислокации.

ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

Работами наших предшественников [4, 6, 8, 18] в Охотско-Колымском секторе ОЧВП выявлены признаки петрохимической зональности, типичной для субдукционных обстановок. Новый фактический материал, накопившийся в последние годы (более 3 тыс. полных химических анализов), позволил уточнить и конкретизировать ранее выявленные закономерности.

При сравнении средних химических составов всех основных, выделяемых в регионе вулканогенных свит обращает на себя внимание увеличение кремнекислотности и щелочности более молодых образований, что отмечалось и ранее [8,18]. Существенно, однако, что эта тенденция не монотонна, и что она находит объяснение в особенностях геодинамического развития пояса. Для иллюстрации поперечной петрохимической зональности целесообразно ограничиться сравнением близких по содержанию SiO_2 существенно андезитовых свит (табл. 1), учитывая при этом их пространственное и возрастное распределение.

На первой преджампинговой стадии развития пояса его фронтальная зона в условиях значительного тектонического стресса, обусловившего низкую проницаемость литосферы, оказалась полностью амагматичной, а соответствующего возраста лавы (хасынская и момолтыкичская свиты) изливались только в пределах центральной зоны пояса. После смещения глубоководного желоба в сторону океана началось обычное эволюционное развитие такого рода структур. Вначале ареной вулканической

дейтельности оказалась ранее преимущественно авулканическая фронтальная зона пояса (свиты раннего мела), а в дальнейшем активизировались его центральная и тыловая зоны (свиты позднего мела). Для выявления поперечного петрохимического тренда следует принять во внимание, что фронтальную область пояса характеризуют пъягинская, поперечная, мэлдэкская и сигланская свиты. Все остальные свиты, учтенные в табл. 1, размещаются в пределах его центральной области. Как видим, в андезитах фронтальной области среднее содержание калия составляет 1.2%, в то время как в центральной области оно существенно выше, варьируя в пределах 1.8–2.1 %. Для магния и кальция выявляется прямо противоположная тенденция: MgO – 3.4% и 2.5–2.9%, CaO – 6.2% и 4.9–5.8%, соответственно. Заметных изменений железистости андезитов и концентрации в них натрия не наблюдается, что, очевидно, отражает отсутствие существенных вариаций степени плавления мантийного субстрата в поперечном профиле субдукционной зоны. Подобная закономерность установлена в ряде других регионов, в частности, в Андийском вулканическом поясе.

Интрузивные образования ОЧВП представлены широким спектром формаций: габбро-тоналит-плагиогранитовой – старичкинской ($J_3 - K_1$) и охотский (K_1) комплексы, гранодиорит-гранитовой – тенькинский комплекс (K_1), монзонит-гранитовой и субщелочных биотитовых гранитов – тас-кыстабытский ($K_{1,2}$), ульбейский, сеймканский, биликанский, омсукчанский (K_2) комплексы. Будучи членами единой вулcano-плутонической ассоциации, интрузивные комплексы повторяют рассмотренные выше пространственно-временные последовательности вулканических свит. Представители наиболее ранней габбро-тоналит-плагиогранитовой формации сосредоточены исключительно во фронтальной зоне пояса. Существенно более молодые комплексы широко рас-

Таблица 1. Петрохимическая характеристика андезитовой формации Охотско-Колымского сегмента ОЧВП.

Свита	n	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Fe	$\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Fe}$	$\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$
K_2 – улынская	55	<u>58.3</u>	<u>0.9</u>	<u>17.3</u>	<u>2.7</u>	<u>5.8</u>	<u>3.5</u>	<u>1.8</u>	<u>6.6</u>	<u>0.6</u>	<u>0.7</u>
		3.5	0.3	1.8	1.3	1.5	0.7	0.7	1.8	0.2	0.1
K_2 – нараулийская, кукушкинская	51	<u>58.6</u>	<u>1.1</u>	<u>18</u>	<u>2.6</u>	<u>4.9</u>	<u>3.8</u>	<u>1.8</u>	<u>6.5</u>	<u>0.6</u>	<u>0.7</u>
		5.1	1.3	2	1.4	2	1	0.9	1.9	0.2	0.1
K_1 – нанкалинская, кирикская	88	<u>59.4</u>	<u>0.9</u>	<u>17.3</u>	<u>2.5</u>	<u>5.1</u>	<u>3.4</u>	<u>2.0</u>	<u>6.6</u>	<u>0.5</u>	<u>0.7</u>
		5.4	0.3	1.8	1.3	2	0.9	1	2	0.2	0.1
K_1 – пъягинская, поперечная, мэлдэкская, сигланская	232	<u>57.2</u>	<u>1.0</u>	<u>17.3</u>	<u>3.4</u>	<u>6.2</u>	<u>3.5</u>	<u>1.2</u>	<u>6.9</u>	<u>0.6</u>	<u>0.6</u>
		6.6	0.3	1.8	1.8	2.8	0.9	0.9	3	0.2	0.2
J_3 – нерасчлененная, J_3-K_1 – хасынская, момолтыкичская	60	<u>58.4</u>	<u>1.0</u>	<u>17.1</u>	<u>2.9</u>	<u>5.2</u>	<u>3.6</u>	<u>2.1</u>	<u>6.2</u>	<u>0.5</u>	<u>0.7</u>
		6.7	0.4	1.7	1.7	2.5	0.7	2.7	3.1	0.1	0.2

Примечание. Здесь и далее в числителе – среднее, в знаменателе – стандартное отклонение, то и другое в масс.%; n – количество анализов; $\text{Fe}=\text{FeO}+0.9\text{Fe}_2\text{O}_3$; $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})=(\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3)/(\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO})$.

пространены в пределах всего пояса, и их состав закономерно меняется вкост его простирания. Петрохимическая зональность гранитоидов аналогична отмеченной для их излившихся комагматов и в равной мере выявляется как в обширных ареалах ульбейского и сеймканского комплексов (табл. 2), так и в узких цепочках мелких интрузивных тел тас-кыстабытского (табл. 3), биликанского и омсукчанского комплексов, рассекающих тыловую зону пояса. Последние, являясь типичными представителями “гранитоидов поперечных рядов”, в своем размещении контролируются протяженными разломами, смещения по которым включают ротационную компоненту. При “подстроении” к рассмотренным выборкам данных по интрузивам старицкого и охотского комплексов выявленная зональность становится еще более отчетливой. С учетом известного опыта использования петрохимической информации при геодинамических реконструкциях [15] можно говорить об

отсутствии существенных систематических вариаций глубины магмогенеза и степени плавления субстрата в поперечном сечении Охотско-Колымского сектора ОЧВП. Лишь для тылов поперечных структур пояса (тас-кыстабытский и ему подобные комплексы) есть основание предполагать их повышенную флюидонасыщенность и, как следствие, несколько большую степень плавления и подъем основного магмогенерирующего слоя выше границы Конрада.

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

Отмеченные выше петрохимические неоднородности ОЧВП наилучшим образом согласуются с представлением о процессах перераспределения петрогенных и рудных компонентов в пределах астеносферного канала под воздействием латеральных градиентов температуры и сверхлитостатического давления, возникающих на конвергентных границах литосферных плит [1, 19]. Следствием этих процессов

Таблица 2. Петрохимическая характеристика интрузивных ареалов ульбейского и сеймканского комплексов в поперечном профиле (фронт – тыл) субдукционной зоны.

Ареал	n	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Fe	Fe ₂ O ₃ /Fe	Fe/(Fe+Mg)
ТЫЛ											
Барыллыгэлах-Арангаский	147	<u>67.3</u> 8.7	<u>0.5</u> 0.4	<u>15.5</u> 2.3	<u>1.4</u> 1.9	<u>2.6</u> 2.5	<u>3.6</u> 0.7	<u>4.2</u> 1.2	<u>4.2</u> 2.8	<u>0.3</u> 0.2	<u>0.8</u> 0.1
Балунга-Танья-Нурский	51	<u>64.5</u> 8.2	<u>0.6</u> 0.5	<u>15.9</u> 1.8	<u>2.0</u> 1.8	<u>3.7</u> 2.5	<u>3.5</u> 0.8	<u>3.3</u> 1	<u>4.5</u> 3	<u>0.3</u> 0.2	<u>0.7</u> 0.2
Хейджан-Туманинский	688	<u>67.4</u> 7.9	<u>0.5</u> 0.4	<u>15</u> 2	<u>1.6</u> 2	<u>2.8</u> 2.7	<u>3.8</u> 0.7	<u>3.3</u> 1.2	<u>3.5</u> 2.6	<u>0.4</u> 0.2	<u>0.7</u> 0.3
Челомджа-Иретский	780	<u>65.3</u> 7.7	<u>0.6</u> 0.4	<u>15.6</u> 1.9	<u>1.9</u> 1.6	<u>3.5</u> 2.5	<u>3.9</u> 0.6	<u>2.9</u> 1.2	<u>4.4</u> 2.6	<u>0.5</u> 0.1	<u>0.7</u> 0.1
Приморский	176	<u>65.7</u> 8.8	<u>0.5</u> 0.4	<u>15.5</u> 2.3	<u>2.2</u> 2	<u>3.7</u> 3	<u>3.6</u> 0.6	<u>2.8</u> 4	<u>3.6</u> 3.1	<u>0.5</u> 0.2	<u>0.6</u> 0.3
ФРОНТ											

Таблица 3. Петрохимическая характеристика интрузивных ареалов тас-кыстабытского комплекса в поперечном профиле (фронт – тыл) субдукционной зоны.

Ареалы	n	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Fe	Fe ₂ O ₃ /Fe	Fe/(Fe+Mg)
ТЫЛ											
Северный (Якутский)	118	<u>67.4</u> 4.4	<u>0.6</u> 0.3	<u>15.2</u> 1.3	<u>1.2</u> 0.6	<u>2.1</u> 0.9	<u>3.2</u> 0.5	<u>4.0</u> 0.6	<u>4.2</u> 1.6	<u>0.2</u> 0.1	<u>0.8</u> 0.1
Тас-Кыстабытский массив	23	<u>69.5</u> 5.6	<u>0.4</u> 0.3	<u>14.8</u> 1.6	<u>1.0</u> 1	<u>2.3</u> 2	<u>3.0</u> 0.7	<u>3.8</u> 1.3	<u>3.7</u> 1.9	<u>0.2</u> 0.1	<u>0.8</u> 0.2
Левобережье Кулу	28	<u>64.7</u> 8.8	<u>0.6</u> 0.4	<u>15.5</u> 1.8	<u>2.4</u> 2.9	<u>3.6</u> 2.5	<u>3.5</u> 0.6	<u>3.0</u> 1.2	<u>4.8</u> 2.4	<u>0.3</u> 0.1	<u>0.7</u> 0.1
Южный (Тенькинский)	50	<u>65.2</u> 6.6	<u>0.6</u> 0.4	<u>15.7</u> 1.5	<u>1.9</u> 1.4	<u>3.4</u> 1.9	<u>3.7</u> 0.6	<u>3.2</u> 1	<u>4.4</u> 2.9	<u>0.3</u> 0.2	<u>0.6</u> 0.3
ФРОНТ											

является также металлогеническая зональность пояса, определяющая максимальную изменчивость продуктов рудогенеза в его поперечном профиле. Этому соответствуют выделяемые на схеме (рис.) Фронтальная, Центральная и Тыловая металлогенические зоны пояса. Весьма характерна “перистость” Тыловой зоны, секущий, наложенный ее характер по отношению к более ранним геологическим образованиям. Отметим здесь также наличие в Тыловой зоне особо крупных магматических масс – Куйдусунского вулканического поля и Тарынского субвулкана (они частично располагаются за пределами рассматриваемого региона). Мы рассматриваем их в качестве индикаторов астеносферных ловушек, в понимании Е.В.Артюшкова, играющих особую роль в концентрировании рудоносных флюидов.

Оруденение Охотско-Колымского сегмента ОЧВП весьма разнообразно. Оно варьирует по набору рудных компонентов, степени их концентрации и масштабу выявленных месторождений. Пространственное распределение оруденения (рис.) характеризуется отчетливой зональностью, подобной наблюдаемой во многих других окраинно-континентальных поясах [1, 19, 20].

Медно-порфировое оруденение практически не выходит за пределы Фронтальной металлогенической зоны. Признаки редкометалльных молибденосодержащих формаций присутствуют во всех металлогенических зонах, однако промышленно значимые объекты в основном сосредоточены в Тыловой зоне. При “сквозном” распространении золото-кварцевой формации, ее существенное развитие имеет место лишь в Тыловой зоне. Объекты золото-серебряной формации обнаружены в Центральной и Тыловой зонах. Наиболее рудонасыщенна, особенно редкометалльными месторождениями и рудопроявлениями, Тыловая зона, где сконцентрированы, в частности, все промышленные оловорудные объекты.

ГЛОБАЛЬНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ ПОТЕНЦИАЛ РЕГИОНА

Мировой опыт изучения металлогенической специализации структурно-вещественных комплексов, отвечающих различным геодинамическим обстановкам [11, 20], а также опыт анализа связи параметров геодинамического и рудогенетического процессов [1, 19] позволяют с новых позиций подойти к прогнозно-металлогенической оценке Охотско-Колымского сегмента ОЧВП. Проиллюс-

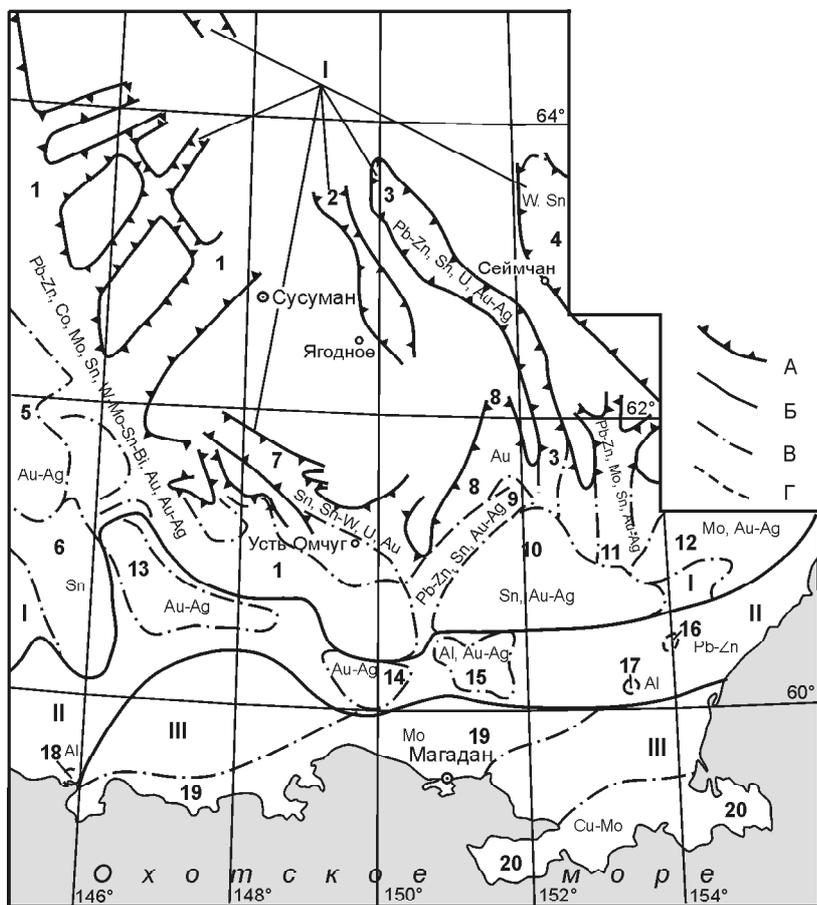


Рис. Схема металлогенического районирования Охотско-Колымского сегмента Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

А – внешняя граница пояса; Б–Г – границы: Б – между металлогеническими зонами, В – рудных зон, районов, Г – отдельных рудных узлов; I – III – металлогенические зоны; I – Тыловая, II – Центральная, III – Фронтальная; 1–15, 19–20 – рудные зоны, районы: 1 – Тас-Кыстабытская, 2 – Хатыннахская, 3 – Оротуканская, 4 – Куранахский, 5 – Куйдусунский, 6 – Иняйский, 7 – Бутугычгаская, 8 – Право-Асанская, 9 – Лево-Асанская, 10 – Аткинский, 11 – Танья-Нурская, 12 – Балыгычано-Сугойская, 13 – Лево-Челомджинский, 14 – Нижне-Сеймканский, 15 – Карамкенский, 19 – Чуткаварская, 20 – Кони-Пьягинская; 16–18 – отдельные перспективные рудные узлы: 16 – Кивалга, 17 – Ховань, 18 – Молта. Символами химических элементов обозначена металлогеническая специализация выделенных площадей: металлы – главные компоненты рудных формаций в месторождениях отработанных, разведанных, оцененных (по категориям P₁ и P₂).

трируем это на примере некоторых ведущих типов рудных формаций.

Медное и молибденовое порфириное оруденение

Эта группа рудных формаций возникает почти исключительно в условиях субдукции, много реже – в задуговых рифтах, т.е. в структурах, тесно связанных с субдукционным процессом. Месторождения обычно размещаются на небольшом удалении от фронтальной части вулканического ареала, сразу за железорудными месторождениями, т.е. там, где латеральная компонента сверхлитостатического давления уже не столь значительна, а температура и флюидное насыщение существенно повышены. При стабильном и достаточно высоком градиенте глубинных РТ-условий месторождения оказываются разобщенными в пространстве: медные формируются ближе к фронту магматического ареала, молибденовые – ближе к его тылу. В ОЧВП, как показывают геофизические данные (сейсмическая томография, аномалии гравитационного потенциала и др.) и умеренный по величине латеральный градиент концентрации калия, более вероятны смешанные медно-молибденовые месторождения, что и подтверждается поисковой практикой.

Свинцово-цинковое оруденение

Миграция и перераспределение этих рудных элементов с формированием в конечном итоге месторождений контролируются исключительно латеральным температурным градиентом при отсутствии значительного тектонического стресса. Благоприятными областями, в которых аккумулируются металлы, являются наиболее холодные зоны градиентного поля. Такого рода условия возникают во многих типах геодинамических обстановок, в тех из них, где развиваются рифтогенные структуры. С этой точки зрения, перспективными в отношении колчеданно-полиметаллического оруденения являются некоторые преимущественно амагматичные (безгранитовые) зоны разломов в тылах ОЧВП.

Оловянное оруденение

Как известно, Охотско-Колымский регион существенной своей частью входит в пределы протяженного Чукотско-Тасманского оловоносного пояса. Формирование последнего связано с взаимодействием океанических плит, быстро перемещавшихся в западных румбах, с квазификсированным Евразийским континентом. Результатом этого взаимодействия явились вулкано-плутонические пояса, формировавшиеся в условиях значительного тектонического стресса. Свидетельством последнего (индикатором интенсивности субдукции) служат неоднородности мантии, регистрируемые в виде резко выраженной

гравитационной ступени – аномалии геоида. Латеральный градиент этого поля, как было показано ранее [1, 19], жестко скоррелирован с интенсивностью проявления оловянно-вольфрамового оруденения, масштабом оловорудных провинций. С этой точки зрения, рассматриваемый фрагмент ОЧВП безусловно перспективен в отношении выявления новых оловорудных месторождений. В его пределах градиент гравитационного потенциала высок, хотя и не достигает таких значений, как на Малаккском полуострове, где сосредоточены основные мировые запасы оловянных руд. Говоря более конкретно об условиях локализации рудных объектов, отметим следующее. Оловоносные флюиды, дающие начало рудным концентрациям в земной коре, формируются в астеносферном канале в условиях значительных латеральных градиентов сверхлитостатического давления. При этом оловосодержащие соединения совместно с крупноионными литофильными элементами (в частности, калием) мигрируют в области пониженного давления, каковыми являются тылы субдукционных зон и особенно разломы, достигающие кровли астеносферного канала, трансензионные структуры и астеносферные ловушки.

В Охотско-Колымском регионе наиболее перспективной в этом плане является Тыловая зона ОЧВП. В ее пределах особо благоприятны для локализации оруденения поперечные разломы и трансензионные зоны, трассируемые гранитоидами таскыстабытского и омсукчанского комплексов. Аналогичные структуры, в пределах которых размещаются интрузии биликанского комплекса, менее перспективны, поскольку их магматическое заполнение отвечает времени угасания деятельности рудогенерирующей системы. Весьма перспективными могут считаться Куйдусунское вулканическое поле и Тарынский субвулкан, которые, судя по геофизическим данным и наличию в их пределах признаков “петрологических и геохимических аномалий” (в терминологии В.А. Баскиной и М.А. Фаворской), соответствуют купольным структурам в кровле астеносферного канала – астеносферным ловушкам. Особо благоприятны участки пересечения ловушек с дренирующими их разломами. Подтверждением тому могут служить разведанный в последние годы крупный Ейемю-Одонканский (Верхнетарынский) олово-серебряный и Барыллахский оловянный рудные узлы, непосредственно связанные с Тарынским субвулканом.

Вольфрамовое оруденение

Богатые вольфрамоносные провинции, подобно оловорудным, формируются в условиях субдукционного и коллизионного процессов. При этом для обособления вольфрамсодержащих флюидов требуется общий интенсивный разогрев мантии и высокие

латеральные градиенты температуры. Как правило, это достигается в условиях длительного энергичного субдуцирования, которое, как уже отмечалось выше, сопровождается значительными латеральными градиентами сверхлитостатического давления. Таким образом, геодинамически обусловленное сочетание высоких латеральных РТ-градиентов, по существу, является главным условием появления хорошо известных олово-вольфрамовых парагенезисов.

Не исключено, что значительные оловянно-вольфрамовые месторождения могут быть выявлены в пределах Охотско-Колымского сегмента ОЧВП, для чего здесь требуется провести дополнительные детальные петролого-геохимические и геофизические исследования с целью оконтуривания палеотермических максимумов.

Ртутное оруденение

По причине крайне высокой летучести ртути для ее аккумуляции на астеносферном уровне достаточно даже незначительного градиента сверхлитостатического давления. Основным условием для формирования ртутных месторождений поэтому является совмещение зон транслитосферной локальной проницаемости со структурными ловушками и геохимическими барьерами на коровом уровне. В пределах Охотско-Колымского сегмента ОЧВП минимально необходимые условия такого рода могли реализоваться в разных частях пояса. Транстензионные структуры и подводящие каналы вулканических центров способствовали локализации ртутного апвеллинга из мантии, а сопряженные с ними структурные ловушки формировались как в связи с покровными излияниями базальтов, так и в условиях син- и постсубдукционной покровно-надвиговой тектоники. Учитывая шлиховые ореолы киновари, в частности в пределах распространения вулканитов мыгдыкитской свиты, можно говорить о реальных предпосылках выявления коренного ртутного оруденения, несколько отличного от типичного при “фронтальной ртутоносности”, подобной коряжской и калифорнийской, где транслитосферные разломы оказались перекрытыми пластинами обдуцированных офиолитов.

Золотое и серебряное оруденение

Область специальной металлогении, касающейся золота, до сих пор содержит множество нерешенных вопросов. Не случайно поэтому среди геологов, изучавших Охотско-Колымский регион, бытуют самые разнообразные представления и о закономерностях размещения месторождений, и об источнике этого металла. Такое положение дел отражает весьма специфическое поведение золота в рудном процессе – обилие рудных парагенезисов и “блуждающая” позиция в региональной зональности. Во мно-

гом это является следствием его геохимических свойств, в первую очередь – высокого коэффициента распределения между флюидом и расплавом. Именно этим определяется неустойчивость связи золотого оруденения с магматизмом. Золото лишь на время может совместно с расплавом использовать общие пути перемещения, но при первой возможности обособляется во флюидных потоках, разрывая хрупкие парагенетические связи с магматизмом.

Мировой опыт изучения геодинамической позиции золотого оруденения показывает, что практически все крупные месторождения так или иначе связаны с субдукционным процессом, включая случаи, когда он подготавливает условия для коллизионного рудогенеза. Именно субдукционный процесс обеспечивает крупномасштабный перенос золота в водно-флюидных потоках [1, 2]. Богатое золотое оруденение встречается как в островных дугах, так и в окраинно-континентальных вулcano-плутонических поясах. Это означает, что ни мощность литосферы, ни тип коры не играют существенной роли в генезисе золотого оруденения.

В поперечном профиле субдукционных зон золото не занимает строго определенного положения. Оно может концентрироваться в их фронтальной части, ассоциируясь с медно-порфировым оруденением, в центральной области (ближнем тылу), нередко совмещаясь с оловянно-вольфрамовым оруденением, однако наиболее значительные золоторудные объекты обычно тяготеют к рифтогенным структурам в глубоких тылах субдукционных зон. Позиция золота в каждом конкретном регионе определяется совокупным влиянием термо- и бароградиентного полей на астеносферном уровне. Идеальными условиями для аккумуляции золота являются относительно холодные дальние тылы субдукционных зон. Такого рода условия обычно возникают при длительной, но “вялой” субдукции, которая является следствием малой скорости конвергенции плит и не слишком высокой вязкости подастеносферного субстрата.

Формирование Охотско-Колымского сегмента ОЧВП, как было отмечено выше, протекало в условиях весьма энергичного, но кратковременного субдуцирования. При таком режиме не происходит полного обособления золота от серебра – формируются эпitherмальные золото-серебряные месторождения. Соотношение этих металлов в рудах варьирует, поскольку в термоградиентном поле на астеносферном уровне, как и в экспериментах Ф.А. Летникова [10], происходит расслоение флюидной фазы на “обводненную” (окисленную) и “сульфидную” (восстановленную) фракции. Золото в ассоциации с калием и другими крупноионными литофильными элементами, как и водосодержащий флюид, аккумулируется в области минимального сверхлитостатического дав-

Таблица 4. Рудонасыщенность металлогенических зон Охотско-Колымского сегмента ОЧВП.

Рудная формация	Металлогенические зоны					
	Фронтальная		Центральная		Тыловая	
	М	Р	М	Р	М	Р
Магнетитовых скарнов				1		3
Высокоглиноземистая вторичнокварцитовая			1	2		1
Медно-молибденовая порфировая		14				
Полиметаллическая жильная и вкрапленная				6	3	36
Полиметаллическая скарновая					1	3
Арсенидно-сульфоарсенидно-кобальтовая					2	2
Сульфидная кобальтовая жильная и вкрапл.						1
Молибденорудная кварцево-грейзеновая	1	5		6	2	6
Молибденорудная риолитовая		1		1		1
Вольфраморудная кварцево-грейзеновая					1	8
Вольфраморудная скарновая						4
Оловорудная кварцево-грейзеновая					14	41
Оловорудная силикатно-сульфидная					17	66
Оловорудная скарновая						2
Оловорудная риолитовая					4	8
Молибден-вольфрамовая кварц-сульфидная		1				3
Олово-вольфрамовая кварцево-грейзеновая						10
Вольфрам-молибден-олово-редкомет. грейз.				1	2	4
Редкометаллических гранитовых пегматитов						2
Антимонитовая аргиллизитовая					1	3
Уранорудная					1	3
Золото-кварцевая		9		3	4	62
Золото-сульфидная скарновая						2
Золотоносных конгломератов						2
Золото-серебряная			6	40	6	59

Примечание. М – месторождения, Р – рудопроявления.

ления, в данном случае преимущественно в дальних тылах пояса (месторождения Дорожное, Школьное, Малтанское, Левотахтинское). Халькофильные свойства серебра определяют относительное обогащение им той части астеносферного канала, где доминируют сульфидсодержащие флюиды. В пределах рассматриваемого сегмента ОЧВП ей соответствуют Центральная и примыкающая к ней часть Тыловой зоны, где преобладает золото-серебряная и серебряная минерализация с большим или меньшим количеством сульфидов (месторождения Бургагылканское, Сенон, Серебряное, Агатовское, Ойра, Карамкенское, Джульетта, Нявленга). Аналогичную природу имеют и локальные вариации золото-серебряного отношения, выявляемые при анализе вулканоструктур. И.Н. Котляр [9], изучавший рудонасыщенность вулканоструктур ОЧВП, вариации золото-серебряного отношения связывал с условиями экстрагирования металлов из расплавов трансмагматическими флюидами. Представляется, что определяющим фактором являются не условия экстрагирования и не кларковые соотношения рассматриваемых металлов в магматитах, а исходная металлогеническая специализация мантийных флюидов. Петрохимические особенности вулканических пород (соотношение концентраций алюминия и титана, окислен-

ность железа) свидетельствуют, что золотоносные образования формировались при участии водонасыщенного флюида, а породы, с которыми связана золото-серебряная и серебряная минерализация, несут признаки “сухого” магмогенеза.

Рассмотренные выше соотношения между характеристиками глубинного теплопереноса и металлогенической зональностью следует принимать во внимание и при крупномасштабных исследованиях, связанных с выявлением условий локализации отдельных рудных объектов и особенностей их состава. Поясним это на конкретном примере. Золото-серебряное месторождение Карамкен размещается в пределах Центральной металлогенической зоны пояса, чему вполне соответствует содержание и соотношение в нем главных рудных компонентов. Вместе с тем, это месторождение находится на продолжении Тас-Кыстабытской трансензионной структуры, ориентированной косо по отношению к простиранию пояса и не выходящей за пределы его Тыловой зоны. Тас-Кыстабытская структура, как было отмечено ранее, трассирует зону пониженного сверхлитостатического давления и потому аккумулирует существенно водные оловоносные флюиды. Суперпозицией мантийных потоков с разной геохимической (металлогенической) специализацией объясняется

Таблица 5. Потенциальная рудоносность металлогенических и рудных зон (районов) Охотско-Колымского сегмента ОЧВП.

Металлогеническая зона Рудная зона (район) Номер на схеме, наименование	Прогнозно-металлогеническая оценка: металлы - главные компоненты рудных формаций
I. Тыловая	Pb-Zn, Co, Mo, W, Sn, Mo-W, Sn-W, W-Mo-Sn-Bi, Be, Be-Ta-Nb-Sn, Al, Hg, Sb, Au, Au-Ag
1. Тас-Кыстабытская	W, Sn, W-Mo-Sn-Bi, Be, Be-Ta-Nb-Sn, Sb, Au, Au-Ag
2. Хатыннахская	Pb-Zn, Au
3. Оротуканская	Sn, Hg, Sb, Au, Au-Ag
4. Куранахский	Sn, Au
5. Куйдусунский	Sn, Sb, Au-Ag
6. Инйский	W, Sn, W-Mo-Sn-Bi, Be-Ta-Nb-Sn
7. Бутугычагская	Mo, Sn, Sn-W, Au
8. Право-Асанская	Au, Au-Ag
9. Лево-Асанская	Pb, Zn, Sn, Sb, Au, Au-Ag
10. Аткинский	Mo, Sn, Hg, Au-Ag
11. Танья-Нурская	Mo, Sn, Sb, Au-Ag
12. Балыгычано-Сугойская	W, Sn, Sn-W, Be-Ta-Nb-Sn, Sb, Au-Ag
II. Центральная	Mo, Mo-W, Al, Hg, Sb, Au-Ag
13. Лево-Челомджинский	Hg, Sb, Au-Ag
14. Нижне-Сеймканский	-
15. Карамкенский	-
III. Фронтальная	Cu-Mo, Mo, Mo-W, Al
19. Чуткаварская	Cu-Mo
20. Кони-Пьягинская	Cu-Mo

появление в золото-серебряных рудах Карамкена характерной оловянной минерализации (канфильдит, касситерит). Таким образом, отмеченное Н.Е.Саввой [16] формирование золото-серебряного месторождения “в зоне влияния магматических тел, содержащих олово-порфиоровое оруденение”, представляется как приповерхностное выражение весьма глубинного геологического явления.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе реконструированной геодинамической истории региона и рассмотренных выше моделей рудогенеза, с учетом известных поисковых данных, имеется возможность дать общую прогнозно-металлогеническую оценку рассматриваемому сегменту ОЧВП (металлогенический потенциал + категория P_3). В табл. 4 отражена реально установленная рудонасыщенность выделяемых металлогенических зон. Как видим, за исключением медно-молибденовой порфиоровой формации все остальные типы оруденения сконцентрированы преимущественно в Тыловой зоне пояса. При этом из 25 рудных формаций 13 представлены здесь промышленно значимыми объектами.

В табл. 5 сведены результаты оценки потенциальной рудоносности металлогенических и рудных

зон (районов) Охотско-Колымского сегмента ОЧВП. Здесь символами химических элементов обозначены соответствующие рудные формации, в том числе сверх тех, что представлены известными месторождениями и указаны на схеме (рис.). Таким образом, рассматриваемый регион может считаться высокоперспективным в отношении широкого спектра рудных полезных ископаемых.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абрамович И.И. Геодинамика и мантийные корни рудных формаций. М.: МПР, ВСЕГЕИ, Геокарт, МАНПО, 1998. 140 с.
2. Абрамович И.И., Вознесенский С.Д., Маннафов Н.Г. Геодинамика и золотоносность Колымы (Россия) // Геология руд. месторождений. 1999. Т. 41, № 1. С. 43-53.
3. Абрамович И.И., Вознесенский С.Д., Маннафов Н.Г. Геодинамическая история Охотско-Колымского региона // Геотектоника. 1999. № 5. С. 67-76.
4. Белый В.Ф. Формации и тектоника Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1978. 213 с.
5. Горячев Н.А. Геология мезозойских золото-кварцевых жильных поясов Северо-Востока Азии. Магадан, 1998. 211 с.
6. Гринберг Г.А. Позднепалеозойские формации гранитоидов Северо-Востока СССР // Магматизм Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1973. С. 9-26.

7. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Кн. 1. 328 с. Кн. 2. 334 с.
8. Котляр И.Н., Белый В.Ф. Петрохимия магматических формаций Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1981. 223 с.
9. Котляр И.Н. Факторы формирования золото-кварцевых и золото-серебряных рудно-магматических систем // Золотое оруденение и гранитоидный магматизм Северной Пацифики. Магадан: РАН, Дальневост. отд-ние, СВКНИИ, 1997. С. 155–157.
10. Летников Ф.А., Жатнув Н.В., Лашкевич В.В. Флюидный режим термоградиентных систем. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1985. 134 с.
11. Митчелл А.Х.Г., Гарсон М.С. Глобальная тектоническая позиция минеральных месторождений. М.: Мир, 1984. 496 с.
12. Натапов Л.М., Ставский Л.П. Геодинамическая модель Северо-Востока СССР и ее использование для металлогенического анализа // Сов. геология. 1985. № 3. С. 70–83.
13. Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойда Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1984. 192 с.
14. Парфенов Л.М., Ветлужских В.Г., Гамянин Г.Н. и др. Металлогеническое районирование территории республики Саха (Якутия) // Тихоокеан. геология. 1999. Т. 18, № 2. С. 18–40.
15. Петрохимические исследования при геодинамических реконструкциях (Методическое пособие) / Абрамович И.И., Гельтман Л.С., Засеев В.Г. и др.; ВСЕГЕИ. Л., 1991. 99 с.
16. Савва Н.Е. Факторы, влияющие на видовой спектр и химический состав минералов серебра в рудах эпитеpmальных месторождений // Геологическое строение, магматизм и полезные ископаемые Северо-Востока Азии. Магадан, 1997. С. 101–103.
17. Умитбаев Р.Б. Охотско-Чаунская металлогеническая провинция: строение, рудоносность, аналоги. М.: Наука, 1986. 286 с.
18. Филатова Н.И. Периокеанические вулканогенные пояса. М.: Недра, 1988. 264 с.
19. Abramovich I. I., Klushin I.G. Geodynamics and Metallogeny of Folded Belts. New Delhi, Bombay, Calcutta. Oxford & IBH Publ. CO. PVT. LTD. 1990. 249 p.
20. Sawkins F.J. Metal Deposits in Relation to Plate Tectonics / Second Ed. Springer-Verlag, 1990. 461 p.

Поступила в редакцию 31 января 2000 г.

Рекомендована к печати В.И.Гончаровым

I.I. Abramovich, S.D. Voznesenskiy and N.G. Mannafov

Geodynamic evolution and metallogeny of the Okhotsk-Kolyma segment of the Okhotsk-Chukotka volcanogenic belt

A great deal of factual data has been investigated as part of the Okhotsk-Kolyma geological maps at 1:500 000 compiled in the last few years. This provides a possibility to specify the geodynamic history and metallogenic potential of the Okhotsk-Kolyma segment of the Okhotsk-Chukotka volcanogenic belt. The volcanogenic belt development can be regarded as a result of another stage of the Koni-Murgal subduction zone from the Late Jurassic when the Kula plate velocity rose strongly. As a consequence the tectonic stress increased to high values, the lithosphere permeability reduced significantly. And therefore the whole frontal part of the belt remained avolcanic. Only in the belt's rear part volcanogenic molasse accumulated. After the Benioff zone's jumping oceanward in the Late Jurassic – beginning of the Early Cretaceous the volcanic activity embraced the belt including the territory under the Okhotsk sea. The two-stage belt history is reflected in its petrochemical and metallogenic zonation.

The assumption that ore components being under the effect of thermo- and barogradient fields migrate within the asthenosphere in the period of tectono-magmatic activity agrees satisfactorily with the time-space regularities of ore deposits distribution throughout the belt. This allows us to make an estimate of the probability of discovering new different types of ore deposits in the region of interest. Massive sulfide-polymetallic deposits can be keyed in the amagmatic extensions of the transtension structures in the deep rear of the belt. Some local permeability zones and structural traps are a good reason for the prospects of the mercury mineralization in the region. Intense subduction was not favourable for separation of gold from silver within the mantle fluid flows, resulting in the deposit composition. A possibility to discover deposits of one or another gold/silver ratio can be inferred from petrochemical features of the host rocks. Structures like Taryn subvolcano and the Kuidusun volcanic field are the surface expressions of paleoasthenospheric traps. The points where they are intersected by translithospheric faults are most promising with reference to tin deposits.