

МЕТАЛЛОГЕНИЯ ОКРАИННОМОРСКОЙ ЛИТОСФЕРЫ (СЕВЕРО-ВОСТОК РОССИИ)

© 2015 г. А. А. Сидоров, А. В. Волков

*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии
115017, г. Москва, Старомонетный пер., 35
E-mail: tma2105@mail.ru*

Поступила в редакцию 29.05.2014 г.

Металлогеническая модель окраинноморской литосферы северо-востока Азии заключается в сложном сочетании реовенированного оруденения докембрийского фундамента террейнов разного типа, сульфидизированных зон верхоянского (Pz–J) осадочного комплекса и постмагматических образований в аккреционных (J–K₁) и постаккреционных (K₁–Cz) структурах. С особенностями этих сочетаний тесно связана интенсивность оруденения в рудных районах и уникальность месторождений. Благоприятные сочетания могут быть выявлены в результате рудно-формационного анализа с использованием геохимической изотопии рудогенных элементов. Влияние (унаследованность) минералого-геохимических линий докембрия очевидна в до- и синаккреционных (коллизийных) структурах; в постаккреционных (кряжистых) комплексах это влияние заметно снижается.

Ключевые слова: *металлогения, динамика, модель, окраинноморская литосфера, кратонные террейны, рудные формации, месторождения.*

ВВЕДЕНИЕ

Окраинноморская (переходная от континентальной к океанической) литосфера характерна для Тихоокеанского тектоно-магматического пояса (Чехов, Сидоров, 2009). Важнейшими особенностями этой литосферы на северо-востоке Азии представляются остаточные кратонные террейны (типа Охотского и Омолонского массивов) и обилие погруженных микрократонов, именуемых “блоками пологих дислокаций” (рис. 1) (Сидоров и др., 2010). Размеры и границы этих микрократонов плохо изучены. Однако к их ограничениям и секущим зонам тектоно-магматической активизации приурочены крупнейшие золотые, серебряные, сурьмяные, ртутные и полиметаллические месторождения (Дукат, Майское, группа Западно-Верхоянских серебряных месторождений, золото-сурьмяные месторождения Якутии и др. (см. рис. 1)).

Естественно, что при изучении металлогении этого региона необходимы создание и анализ металлогенической модели на основе общих представлений об эволюции рудообразования от докембрия до позднего фанерозоя.

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ПАЛЕООКРАИННОМОРСКОЙ ЛИТОСФЕРЫ СЕВЕРО-ВОСТОКА РОССИИ

В предыдущих публикациях (Сидоров и др., 2010, 2012; Чехов, Сидоров, 2009) было показа-

но, что унаследованный от ранних металлогенических эпох характер оруденения обусловлен длительным развитием региона в палеотектонических обстановках, в том числе родственных современным задуговым и междуговым окраинноморским бассейнам с глубоководными (рифтовой природы) впадинами и трогами и обширными шельфовыми областями (погруженными кратонными террейнами). Глубинное сейсмотомографическое просвечивание земных недр показывает, что литосфера таких окраинноморских регионов характеризуется исключительным своеобразием внутреннего строения (стагантные выполаживающиеся субдцированные слэбы, малоглубинные водонасыщенные плюмы и т.д.), что позволяет выделять литосферу окраинноморского типа в качестве вполне самостоятельной разновидности, равнозначной двум другим, так называемым главным, типам литосферы – океаническому и континентальному.

В построениях отечественных и зарубежных металлогенистов (Сидоров, 1998; Сидоров, Волков, 2010; Groves et al., 2005) мы находим дополнительные подтверждения правомерности выделения именно трех типов литосферы с ведущей ролью окраинноморской как включающей в себя не только черты континентальной и океанической коры, но и особенный характер сочетания новообразованного и унаследованного оруденения. Специфику металлогении окраинноморской литосферы определяют в значительной мере остаточные кратоны и микрократоны, в том числе по-

гуженные под осадочные толщи террейнов пассивных континентальных окраин. В ряде наших работ (см. список литературы) показано, что полихронное оруденение кратонных террейнов и их обрамления крайне разнообразны (рис. 2).

Начальный этап металлогенической эволюции окраинноморской литосферы (ранний докембрий) характеризуется тремя минералого-геохимическими линиями – первичными базовыми рудными формациями (праформациями): наиболее простой – железисто-кварцевой, наиболее сложной – уран-многометалльной зеленокаменных поясов и отчетливо обособленной – медно-никелевой и платинохромитовой в расслоенных базит-ультрабазитовых интрузивах (Сидоров, 1995).

Базовая рудная формация определяет (возглавляет) генетически единые или полигенные рудноформационные (минералого-геохимические) ряды (Сидоров, 1998). В базовую формацию входят такие группы месторождений, в рудах которых наиболее полно представлены минералого-геохимические ассоциации всех сопутствующих месторождений данного ряда. Эти формации представлены колчеданными, сульфидно-вкрапленными, порфировыми, медно-никелевыми и другими большеобъемными месторождениями, возглавляющими и определяющими рудноформационные (минералого-геохимические) ряды конкретных регионов. Месторождения базовых формаций по времени образования обычно предшествуют (или одновременны) месторождениям своего ряда, характеризуются комплексным (нередко стадийно недифференцированным) составом руд и довольно часто служат промежуточным источником рудного вещества для сопутствующих жильных месторождений.

Сопутствующие месторождения рудных формаций, несмотря на их нередко конвергентный облик, всегда содержат индикаторные минеральные ассоциации, позволяющие установить их связь с теми или иными базовыми рудными формациями. Например, в рядах, возглавляемых медно-порфировой формацией, сопутствующими рудными формациями являются полиметаллическая, золото-серебряная, сурьмяно-ртутная. Сопутствующие месторождения следуют после медно-порфировых по степени дифференциации рудообразующего флюида и (нередко) уменьшения глубины рудоотложения. Выявление и анализ базовых рудных формаций и связанных с ними рудноформационных рядов позволяют прогнозировать новые глубинные ярусы оруденения в пределах рудных районов или даже конкретных месторождений (Российский..., 2003). В частности, в районах ранее выявленных эпитермальных месторождений (Au, Ag, Hg, Sb) были открыты крупные золото-сульфидные месторождения вкрапленного типа с упорными рудами (Майское на Чукотке, Донлин Крик на Аляске, Кючус в Якутии, Карлин и другие в Неваде и Аризоне).

В соответствии со схемами палеотектонических обстановок (Чехов, 2000) на четырех основных этапах развития мезозойд Северо-Востока (Rf-V; D₂-C₁; Pz₃-Mz₁; J₃-K₁₋₂ (рис. 3)) рассмотрим эволюцию палеоокраинноморской литосферы региона и сочетание унаследованных (от кратонных террейнов) и вновь образованных металлогенических формационных элементов, в совокупности и определивших столь большое разнообразие и высокий промышленный потенциал региона.

В пределах блоков зрелой докембрийской гранитизированной коры на утоненном крае Сибирской платформы определенное развитие имели железистокварцевые (Fe) и возможно колчеданные (MS) рудные формации и их сателлиты. При начальном (раннем) рифтогенезе значительное распространение получили слабо дифференцированные сложные группы рудных формаций (Met), сочетающие коровые (области сноса) и мантийные источники рудного вещества (см. рис. 3, I-I). **Почти аналогична** металлогения ряда кратонных террейнов и других более глубоко погруженных микроконтинентов на наиболее мощных участках гранитизированной литосферы.

В краевой части Яно-Колымского периконтинентального бассейна развивались рифтогенные прогибы с утоненным (вплоть до его полного разрыва) гранит-метаморфическим фундаментом и базальтоидным магматизмом, характеризующиеся сложными многометалльными рудными формациями. Островодужные террейны региона и Корякский периокеанический бассейн характеризуются металлогенией расслоенных интрузий и офиолитовых комплексов (Cu-Ni, Cr, PGE).

Средний палеозойский этап ознаменовался началом накопления мощной существенно терригенной толщи осадков верхоянского комплекса на крайне не выдержанном по мощности гранитно-метаморфическом субстрате (см. рис. 3, II-II). В многочисленных раздвиговых зонах разломов началась также доаккреционная сульфидизация пород, предтеча россыпеобразующего золото-кварцевого оруденения. На Омолонском, Охотском и других террейнах и микротеррейнах развивались вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи, несущие субмаринное колчеданное и эпитермальное золото-серебряное оруденение. В рифтах Алазейской зоны отлагались более глубинные медно-колчеданные руды. В Корякском периокеаническом бассейне превалировала металлогения базит-ультрабазитового типа.

В раннем мезозое (триас-юра), наряду с мощным накоплением терригенных осадков в рифтогенных зонах (Сугойской, Гижигинской и в Яно-Колымском окраинном бассейне), по периферии Омолонского массива и других погруженных микрократонов формировались преимущественно ряды золотоносных и сереброносных сульфидно-вкрапленных руд

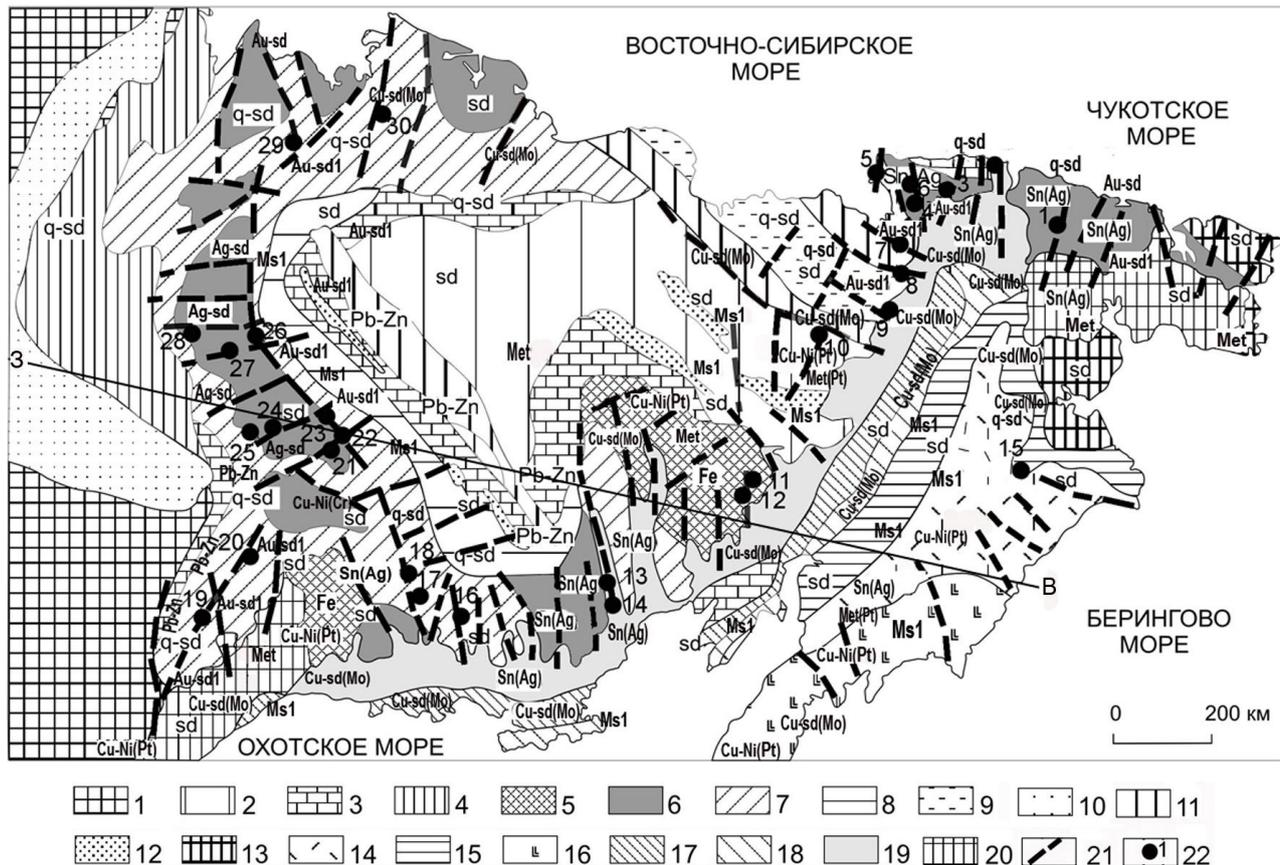


Рис. 1. Металлогенетическая схема Северо-Востока России по (Сидоров и др., 2010) с изменениями.

1 – Северо-Азиатский кратон (Сибирская платформа); 2–13 – Верхояно-Чукотская группа террейнов разных геодинамических типов, кроющие комплексы и структурные элементы: 2 – Алазейско-Олойские островодужные и океанические террейны; 3–11 – Колымские супертеррейны и связанные с ними структурные элементы: 3 – краевые и внутренние поднятия, сложенные докембрийскими и палеозойскими породами, 4 – Верхоянская зона коробчатой линейной складчатости, 5 – микрократоны с обнаженным фундаментом (Охотский, Омолонский); 6 – районы пологого залегания пород верхоянского комплекса (погруженные микрократоны по (Тильман, 1973)), 7 – структуры обрамления микрократонов, 8 – Иньяли-Дебинская зона изоклиальной коллизионной складчатости, 9 – Анюйская зона коллизионной складчатости, 10 – перикратонный прогиб, 11 – регенерированный прогиб; 12 – вулканогенные зоны островодужных террейнов; 13 – фрагмент Эскимосского кратона; 14–16 – Корякско-Камчатская группа террейнов и сшивающих структур: 14 – террейны аккреционной призмы, 15 – Пенжино-Анадырская сшивающая структура; 16 – Олюторско-Камчатский островодужный террейн; 17–20 – Охотско-Чукотский постаккреционный вулканогенный пояс: 17,18 – внутренняя зона с подзонами (17 – унаследованной, 18 – новообразованной), 19 – внешняя зона, 20 – фланги пояса, перекрывающие кратоны; 21 – зоны тектономагматической активизации (ТМА); 22 – рудные месторождения связанные с зонами ТМА: 1 – Туманное, 3 – Майское, 7 – Эльвинейское, 20 – Нежданинское, 23 – Мало-Тарынское, 29 – Кючус (золото-сульфидных вкрапленных руд), 22 – Сарылах, 26 – Сентачан (золото-сурьмяные), 8 – Двойной, 9 – Купол, 11 – Биркачан, 12 – Кубака, 13 – Дукат, 14 – Гольцовый, 24 – Хакчан, 25 – Заря, 27 – Прогноз (золото-серебряные и серебряные эпитермальные), 4 – Западно-Палянское, 15 – Тамватнейское (ртутные), 2 – Совиное, 19 – Дуэт, 17 – Нагалкинское, 18 – Дегдекан (золото-кварцевые), 10 – Песчанка (меднопорфировое), 5 – Валькумей, 6 – Пыркакай, 30 – Чурпунья (касситерит-силикатные). 3–В – линия разреза IV, рис. 3.

Праформации (буквы на рис.): **Fe** – железисто-кварцитовая (Fe, Au, P3Э); **Cu-Ni (Pt)** – мафит-ультрамафитовая (Ni, Cu, Co, Au, Pt, Te, Cr); **Met** – уран-многометалльная (U, Ag, Co, Ni, Bi) группа ранних (начальных) стадий рифтогенеза.

Рудно-формационные ряды: sd – нерасчлененный сульфидно-вкрапленных руд; Au-sd – золото-сульфидный (пирит-пирротинный), доаккреционный, золото-кварцевый в Иньяли-Дебинском синклинии; Au-sd1 – золото-сульфидный полный (арсениопиритовый, полиметаллический), обычно постаккреционный; Ag-sd – серебро-сульфидный и Sn(Ag) – олово-серебро-порфировый; Cu-sd(Mo) – медно-молибден-сульфидный порфировый; Pb-Zn – свинцово-цинковый стратиформный; Ms1 – колчеданный, с меднопорфировыми, полиметаллическими, золото-сульфидными и золото-серебряными месторождениями.

Fig. 1. Schematic geological structure of Northeast Russia, after (Сидоров и др., 2010) modified.

1 – North Asian craton (Siberian Platform); 2–13 – Verkhoyansk-Chukotka group of different type terranes overlying rock complexes and structural elements: 2 – Alazeiya-Oloi island arc, oceanic terranes; 3–11 – Kolyma superterrane and associated structural elements: 3 – marginal and inner uplifts composed of Precambrian and Paleozoic rocks, 4 – Verkhoyansk zone of linear box folding, 5 – microcratons with an exposed basement (Okhotsk, Omolon), 6 – areas with the gentle attitude of the Verkhoyansk Complex (subsided microcratons, after (Тильман, 1973)), 7 – structures surrounding microcratons, 8 – In'yali-Debin zone of isoclinal collision-related folding, 9 – Anyui zone of collision-related folding, 10 – pericratonic trough, 11 – regenerated trough; 12 – volcanogenic zones island arc terranes, 13 – fragment of the Eskimos craton; 14–16 – Koryak-Kamchatka group of terranes and the suture

structure: 14 – terranes of the accretionary wedge, 15 – Penzhina-Anadyr suture structure, 16 – Olyutor-Kamchatka island arc terrane; 17–20 – post-accretionary Okhotsk-Chukotka volcanogenic belt: 17, 18 – inner zone with subzones (17 – inherited, 18 – newly formed), 19 – outer zone, 20 – belt flanks overlying cratons; 21 – zones of tectono-magmatic activation (TMA); 22 – ore deposits associated with TMA zones: 1 – Tumannoe, 3 – Maiskoe, 7 – El'vineiskoe, 20 – Nezhdaninskoe, 23 – Malo-Tarymskoe, 29 – Kyuchus (disseminated Au-sulfide ores), 22 – Sarylakh, 26 – Sentachan (Au-Sb), 8 – Dvoinoi, 9 – Kupol, 11 – Birkachan, 12 – Kubaka, 13 – Dukat, 14 – Gol'tsovyi, 24 – Khakchan, 25 – Zarya, 27 – Prognoz (Au-Ag and Ag epithermal), 4 – Zapadno-Polyanskoe, 15 – Tamvatneiskoe (Hg), 2 – Sovinoe, 19 – Duet, 17 – Natalkinskoe, 18 – Degdekan (Au-quartz), 10 – Peschanka (Cu-Mo-Au-porphiry), 5 – Val'kumei, 6 – Pyrkanai, 30 – Churpun'ya (cassiterite-silicate), 28 – Arkachan. W-E – section line(IV), see Fig. 3.

Praformations: Fe – jaspilite (Fe, Au, TR), Cu–Ni(Pt) – mafic-ultramafic (Ni, Cu, Co, Au, Pt, Te, Cr), Met – uranium-polymetallic (U, Ag, Co, Ni, Bi) group of early (initial) rifting stages.

Ore assemblages rows: sd – undifferentiated sulfide impregnated ores, Au-sd – gold-sulfide (pyrite-pyrrhotite), preaccretion, gold-quartz in In'yali-Debin synclinorium, Au-sd1 – gold-sulfide complete (arsenopyrite, polymetallic), usually postaccretion, Ag-sd – Ag-sulfide, Sn(Ag) – Sn-Ag-porphyrific, Cu-sd(Mo) – Cu-Mo-sulfide porphyritic, Pb-Zn – Pb-Zn stratiform; Ms1 – pyritaceous with Cu-Au-porphiry, polymetallic, Au-sulfide, Au-Ag deposits.

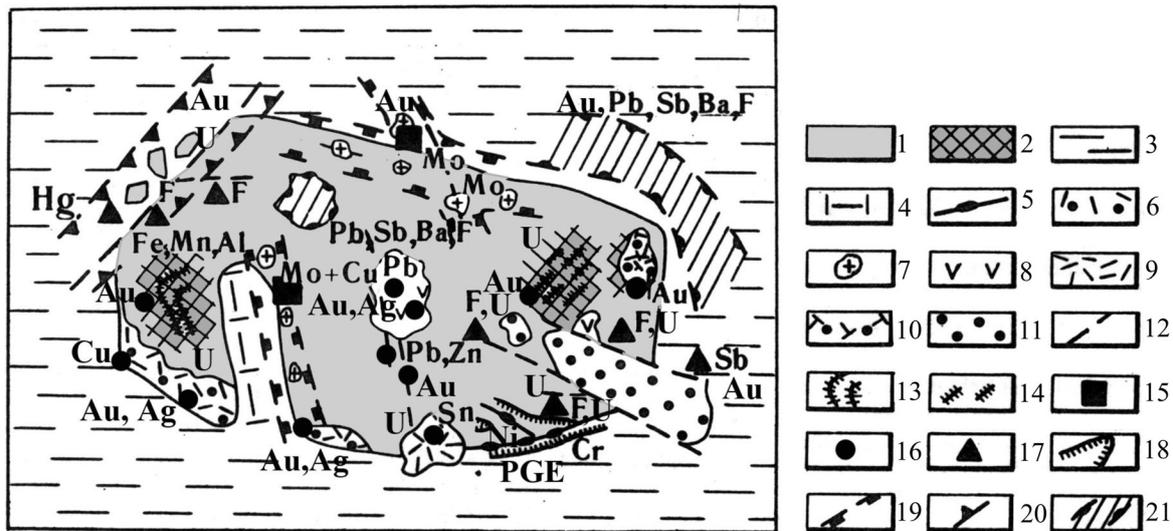


Рис. 2. Металлогения кратонного террейна (принципиальная модель по (Щеглов, 1976) с изменениями).

1 – фундамент кратонного террейна, 2 – выходы наиболее древних (докембрийских) пород, 3 – складчатое обрамление, 4–7 – синаккреционные (коллизийные) структуры: 4 – наложенные осадочные прогибы, 5 – шовные ультраосновные интрузии, 6 – вулканогенные пояса, 7 – трещинные интрузии; 8–12 – постааккреционные структуры (автономной тектоно-магматической активизации): 8–10 – прогибы, выполненные эффузивами (8 – основного, 9 – кислого, 10 – среднего состава); 11 – наложенные впадины с терригенными угленосными отложениями, 12 – разломы; 13, 14 – месторождения фундамента (докембрийские): 13 – осадочно-метаморфические месторождения железа, марганца, графита, алюминия (дистеновые, ставролитовые сланцы), месторождения золота в зеленокаменных поясах; 14 – пегматитовые месторождения (слюда, керамическое сырье, редкие металлы); 15 – синаккреционные месторождения – молибденовые, вольфрамовые (шеелитовые); 16, 17 – постааккреционные месторождения (периода автономной активизации): 16 – полиметаллические, оловянные и оловянно-вольфрамовые, золотые первой стадии активизации, 17 – флюоритовые, золото-мышьяк-сурьмяные, золото-серебряные, урановые, ртутные второй стадии активизации; 18–21 – рудоносные зоны: 18 – с хромитовыми, железо-титан-ванадиевыми, медно-никелевыми с платиноидами, магнетитовыми месторождениями в связи с ультраосновными интрузиями, 19 – с медными, медно-молибденовыми, золото-серебряными и вольфрамовыми месторождениями в связи с трещинными умеренно кислыми интрузиями, 20 – зоны тектоно-магматической активизации (ТМА) с эпитермальной флюоритовой, урановой, ртутной и сурьмяной минерализацией, в связи с молодыми зонами разломов, 21 – зоны ТМА (в обрамлении массива) и районы (в пределах чехла массива) со стратиформными месторождениями свинца, цинка, сурьмы, барита и флюорита.

Fig. 2. Metallogeny of cratonic terrane (idealized model after (Щеглов, 1976) modified).

1 – basement of cratonic terrane; 2 – outputs the most ancient (Precambrian) rocks; 3 – folded frame; 4–7 – sin-accretions (collision) structure: 4 – superimposed sedimentary troughs, 5 – suture ultrabasic intrusions, 6 – volcanic belts, 7 – fissure intrusions; 8–12 – post-accretions structures (autonomous tectonic-magmatic activation): 8–10 – deflections filled up effusions (8 – basic, 9 – acidic, 10 – mediosilicic composition); 11 – imposed depression with terrigenous coal-bearing deposits; 12 – faults; 13, 14 – Precambrian mineral deposits: 13 – sedimentary-metamorphic deposits of Fe, Mn, graphite, Al (kyanite, staurolite schists), Au deposits of greenstone belts; 14 – pegmatite deposits (mica, ceramic raw materials, rare metals); 15 – sin-accretions mineral deposits – Mo, W (scheelite); 16, 17 – post-accretions mineral deposits (autonomous activation period): 16 – base metals, Sn and Sn-W, Au deposits of first stage of activation; 17 – fluorite, Au-As-Sb, Au, Ag, U, Hg deposits of second stage of activation; 18–21 – ore-bearing zones: 18 – Cr, Fe-Ti-V, Cu-Ni-MPG, magnetite deposits ultrabasic intrusions related, 19 – Cu-Mo, Au-Ag and Sn-W deposits in the fissure moderately acidic intrusions; 20 – zones of TMA with epithermal fluorite, U, Hg and Sb mineralization related to young fault; 21 – zones of TMA (framed of the cratonic terrane) and areas (within the cover of the cratonic terrane) with Pb, Zn, Sb, barite and fluorite stratiform deposits.

Рис. 3. Палеотектонические профили, иллюстрирующие рифейско-раннемезозойскую эволюцию земной коры и металлогении в пределах Северо-Востока Азии (разрезы I–III), и сводный тектоно-металлогенический разрез вкрест простирания мезозойского разлома на коллизионной стадии их развития – северо-восточного мела (IV) на основе (Чехов, 2000). Линия разреза показана на рис. 1.

1 – мантия; 2–4 – слои земной коры; 2 – “базальтовый”, 3 – “гранитный”, 4 – “гранитно-метаморфический”; 5 – зоны гранитообразования; 6 – осадконакопление; а – грубообломочное, б – тонкообломочное терригенное, в – карбонатное, г – кремнистое, д – олистоформы; 7 – интенсивно дислоцированные осадочные образования и прорывающие их гранитоиды; 8 – базальтоидный магматизм рифтогенных зон; 9 – вулканизм островных дуг; а – смешанного состава; б – преимущественно андезит-риолитового; 10 – вулканические образования Охотско-Чукотского пояса; а – во внешней и б – во внутренней зонах; 11 – местоположение основных вулканических проявлений; 12 – крупнейшие глубинные разломы (“краевые швы”); 13 – основные разрывные нарушения. *Параформации и рудноформационные ряды* – см. подпись к рис. 1.

Fig. 3. Paleotectonic profiles illustrating the Riphean-Early Mesozoic evolution of the earth's crust and metallogeny of the North-East Asia (sections I–III) and consolidated tectono-metallogenetic sections of the cross stretch Mesozoic on collision stage of their development – mid-Cretaceous (IV) on the basis of (Чехов, 1976). Section line shown in fig. 1.

1 – mantle; 2–4 – layers of the earth's crust, respectively, “basaltic” (2) “granite” (3) and “granite-metamorphic” (4); 5 – zone of granite formation; 6 – sedimentation; а – coarse-grained and б – clastic terrigenous, в – carbonate, г – siliceous, д – olistostromes; 7 – intensely dislocated sedimentary formations and beak through them granitoids; 8 – basaltoid magmatism of rift zones; 9 – volcanic of island arcs: а – a mixed composition, б – mainly andesite-rhyolite; 10 – volcanic formations of the Okhotsk-Chukotka belt: а – in the outer zone, б – in the inner areas; 11 – location of major volcanic manifestations; 12 – the largest deep faults (“edge sutures”); 13 – the main faults. For ore assemblages series and paraformations, see fig. 1.

(см. рис. 3, III–III). В качестве их спутников возникли метаморфогенные золото-кварцевые (мало-сульфидные) жилы. В чехле микрократонных блоков (Омолонский, Тайгоносский) имело место развитие сложных вулканогенно-плутоногенных рудноформационных рядов – от полиметаллических колчеданных и медно-порфировых до эпиптермальных золото-серебряных. Алазейская раздвиговая (межостроводужная) и Кони-Танюерская островодужная зоны характеризовались широким спектром колчеданных формаций и их спутников. Среди рудоконцентрирующих разломов, ограничивающих и секущих тектоно-магматические террейны, наибольшее значение имели, по-видимому, субмеридиональные и северо-западные.

Палеогеодинамическая обстановка и металлогения центральной и северной Чукотки во многом подобна Яно-Колымской. Однако эффект погруженных микрократонов проявлен здесь более широко, а коллизионно-аккреционный магматизм оказался почти неразрывно связан с заложением постааккреционного Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, что способствовало развитию полных (нередуцированных) рудноформационных рядов с более развитыми золотоносными и особенно ртутоносными членами этих рядов.

Металлогения поздней юры–мела близка современному размещению известных рудных месторождений (см. рис. 3, IV–IV). К концу юры завершается становление аккреционно-коллизионных рифтов умеренного раскрытия типа Иньяли-Дебинского синклиория, а также формируются структуры, возможно, плюмовой природы – Уяндино-Ясачненская вулканическая дуга и ряд поднятий типа Приколымского, Аян-Юряхского, а также Ичувеевского и Куульского (на Чукотке). На участках интенсивного гранитоидного магматизма наряду с золотым развивалась олово-вольфрамовая минерализация, в обширных зонах зеленосланцевого метаморфизма продолжали формироваться кварцевые жилы с бедной сульфидной минерализацией. Однако на участках доаккреционной золотоносной сульфидизации эти жилы несли богатое гнездовое оруденение, являясь источниками уникальных золотых россыпей Колымы и Чукотки. Значительные изменения во всю предыдущую металлогеническую динамику внесли такие трансрегиональные постааккреционные образования, как Охотско-Чукотский вулканогенный пояс (ОЧВП) и сопровождающие его зоны тектоно-магматической активизации. Были активизированы доаккреционные рудоконцентрирующие зоны разломов по ограничениям коллажных систем террейнов как в пределах пассивных, так и активных континентальных окраин, а также вдоль границ отдельных кратонных, в том числе погруженных, террейнов. Особенно возросла роль “скрытых” субмеридиональных рудоконцентрирующих

зон разломов. В частности, в приохотском регионе вдоль таковой был заложен Балыгычано-Сугойский (Омсукчанский) рифтогенный прогиб с уникальными полиметаллическими, олово-серебряными и золото-серебряными месторождениями.

Во внешней и перивулканической зонах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса интенсивно развивались золотоносные зоны тонкой (арсенопирит-пиритовой) сульфидизации, нередко представляющие “корни” эпитеpmальных золото-серебряных месторождений (Сидоров, Новожилов, 1982). В центральной и внутренней зонах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса эти “корни” имели колчеданную и порфириковую природу. На участках унаследованного (от доаккреционного) рудообразования возникли такие месторождения-гиганты, как Дукаг (Ag, Au), Нежданинское (Au), Наталкинское (Au), Центрально-Чукотская группа (Au, Ag, Sn, W, Hg); в зонах тектоно-магматической активизации – Западно-Верхоянская группа (Ag, Au) и др. В позднем мелу на юрском аккреционном комплексе сформировалась андезит-риолитовая континентальная вулканическая дуга Охотско-Чукотского вулканогенного пояса с характерным медно(молибден)-порфириковым и жильным золото-серебряным (существенно серебряным и даже олово-серебряным) оруденением. Во внутренней зоне развивались, по-видимому, залежи типа куроко и золото-серебряные руды (жильные куроко). В аккреционном комплексе турбидитов были сформированы медноколчеданные залежи, в ультрабазитах остаточной дуги вероятны медно-никелевая и хром-платиновая минерализация и более поздние (палеоген-неогеновые) золото-серебро-теллуридные жилы. В Корякском периокеаническом бассейне формировались типичные рудные формации островодужных террейнов.

Корякско-Камчатский коллаж островодужных, океанических террейнов и флишево-олистоостромовых образований изучен весьма слабо и характеризуется перманентным развитием кроющих эоцено-олигоценового Корякско-Западно-Камчатского, олигоцен-четвертичного Центрально-Камчатского и палеоцен-четвертичного Восточно-Камчатского вулканогенных поясов. Последний сопряжен с современным Курило-Камчатским желобом (Петренко, 1999). Вулканогенные пояса ориентированы параллельно друг другу и современной границе континент–океан. Многочисленные эпитеpmальные месторождения, судя по минеральному составу руд, относятся к порфириковым (преимущественно медным) и мафит-ультрамафитовым (Cu, Ni, Cr, PGE) рудно-формационным рядам.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

На основе рассмотренных выше представлений предлагается металлогеническая модель аккреционной системы региона (рис. 4). Рудные до-

кембрийские праформации определены в модели по месторождениям Омолонского кратона с учетом оруденения типичных докембрийских провинций. Унаследованность фанерозойской минерализации от докембрийского оруденения в пределах террейнов пассивной континентальной окраины, особенно в районах погруженных микрократонов, проявлена в разной степени.

Гранитизация и флюидизация железисто-кварцитовых залежей докембрия отражается в кроющих толщах фанерозоя обильной пиритизацией (пирротинизацией), а в терригенных осадках с высоким содержанием мышьяка также и арсенопиритизацией. Золотоносность этих толщ (вкрапленные и жильные руды) связана, по-видимому, с тем, что в железистых кварцитах, как правило, содержание золота на порядок превосходит кларк этого металла в других породах. Именно поэтому, по нашему мнению, многокилометровые терригенные толщи Иньяли-Дебинского рифта умеренного раскрытия насыщены приразломными зонами пирротинизации и золото-кварцевыми жилами метаморфогенного и плутоногенного генезиса. По этой же причине в пределах большинства рудных районов Яно-Колымского золотоносного пояса коллизионный и аккреционный магматизм не сопровождался рудоносностью иного состава (кроме редкометалльного).

Вместе с тем в ряде районов Чукотки и Колымы в террейнах этого же типа, но с элементами погруженных микрократонов (районы пологих дислокаций, см. рис. 1) обнаружены разнообразные месторождения базовых (комплексных руд жильно-вкрапленного типа) и монометалльных (оловянных, вольфрамовых, сурьмяных, ртутных) формаций, а также проявлений пятиметалльной (U, Bi, Co, Ni, Ag) минерализации, что подробно рассматривалось нами ранее на примере Майского рудного района (Сидоров и др., 2010). Поэтому можно предположить, что позднемезозойские рудные формации унаследованно отражают элементы рудоносности начального (раннего) рифтогенеза в гранитизированном докембрийском фундаменте. Широко развитые здесь зоны тектоно-магматической активизации (ТМА) позволяют также связывать многометалльную рудоносность с плюмовой тектоникой, или, что вероятно одно и то же, с приближением фронта базальтовых магм (Сидоров и др., 2013). Последнее подтверждается широким развитием послерудных (внутрирудных) анезибазальтовых и базальтовых даек.

Металлоносность кроющих постааккреционных структур также связана с особенностями металлогении их основания, что хорошо просматривается при анализе поперечных к ОЧВП профилей (см. рис. 3). Так, фанерозойская рудоносность в пределах погруженного чукотского кратона представлена чрезвычайно широким спектром

месторождений (см. рис. 1). Это позволяет предполагать, что в основании погруженного террейна в тектоно-магматические эпохи фанерозоя были гранитизированы докембрийские толщи с уран-многометалльным оруденением. Что же касается Алазейской межостроводужной зоны, то в спектре ее разнообразного оруденения отмечаются также платиноидные проявления. Крупнейшее эпитермальное золото-серебряное месторождение Купол в ОЧВП расположено на сочленении погруженного кратона и раннемезозойской межостроводужной зоны и поэтому его руды также отличаются очень широким спектром геохимических элементов, по сравнению с другими эпитермальными месторождениями (Белый и др., 2008; Волков и др., 2012).

Таким образом, докембрийские рудные формации (праформации), реликты которых в определенной мере изучены в пределах Омолонского кратона, реювенировались в регионе, по-видимому, как в процессе коллизионных гранитизации и метаморфизма, так и в период позднемезозойской и кайнозойской ТМА.

По существующим представлениям в самом общем виде источники рудных элементов разделяются на коровые и мантийные. Последние всегда гипотетичны, хотя мантийный углеродородный флюид представляется весьма активным агентом выщелачивания рудных элементов из коровых толщ. Вместе с тем в глубинных ультрабазитовых магмах отчетливо фиксируется гравитационный эффект концентрации тяжелых металлов (золото, платиноиды). Несколько лучше изученными являются коровые источники. Многочисленные изотопные исследования рудных минералов и пород в целях конкретизации этих коровых источников подчеркивали всего лишь их локальную (региональную) составляющую. В частности, соотношение изотопов свинца в рудах Омолонского кратона, колымских террейнов пассивной континентальной окраины и Чукотского погруженного кратона различны (Сидоров, Волков, 2004). Однако в пределах каждого из этих геологических образований изотопные отношения в минералах руд разных формаций близки (Сидоров, Волков, 2004). Рудно-формационный анализ месторождений, таким образом, позволяет более предметно приблизиться к источникам рудных элементов.

Рассмотрим в связи с вышеизложенным роль железисто-кварцевой, медно-никелевой, а также уран-многометалльной минералого-геохимических линий в качестве установленных и предполагаемых источников рудного вещества (см. рис. 4). На рисунке изображена общая модель металлогении для Омолонского кратона, для погруженных чукотских микрократонов (районы пологих дислокаций), а также для Иньяли-Дебинского рифта и Олойско-Алазейской группы океанических и островодужных террейнов.

В пределах Омолонского кратона обнаружены проявления всех этих линий, хотя количественные их соотношения принимаем равными (см. рис. 4). Влияние этих линий отмечается на погруженном чукотском кратоне (районы пологих дислокаций), особенно уран-многометалльной линии (золото-сульфидные, золото-кварцевые, пятиметалльные, оловорудные и ртутные месторождения). Развитие оловянного и золото-кварцевого оруденения тесно связано, по-видимому, с мощными песчанико-сланцевыми толщами триаса, в которых отчетливо высоки кларки относительной концентрации олова и золота.

В пределах Иньяли-Дебинского рифта умеренного раскрытия можно предположить весьма значительное влияние на рудообразование железистых кварцитов в связи с интенсивным развитием зон пирротинизации и пиритизации на участках интенсивной гидротермальной деятельности со сравнительно однообразным золото-кварцевым оруденением. В Алазейской островодужной зоне преобладает влияние уран-многометалльной и медно-никелевой линий – (золото-сульфидные, медно-порфировые, платинометалльные, золото-серебряные, ртутно-вольфрамовые рудопроявления).

Гранитоиды типа “А” и “А²” распространены в пределах Омолонского кратона и частично в погруженных кратонах чукотского района пологих дислокаций; гранитоиды “Т” типа широко развиты в различных террейнах, “S” тип характерен для орогенных структур Иньяли-Дебинского рифта; “М” тип – для Алазейской островодужной зоны.

Тип и состав гранитоидов тесно связаны с особенностями развития террейнов и структурно-формационных зон, что и послужило причиной все еще существующих представлений о металлогенической специализации гранитоидов различного состава. Однако не трудно обнаружить, что металлогеническая специализация как качественно, так и количественно в сущности не коррелирует с гранитоидами.

На рис. 4 показана роль каждой минералого-геохимической линии в качестве источников рудного вещества.

Таким образом, металлогения окраинноморской литосферы определялась сложным сочетанием реювенированного оруденения докембрийского фундамента террейнов разного типа, сульфидизированных зон верхоянского (Pz–J) осадочного комплекса и постмагматических образований в аккреционных (J–K₁) и постаккреционных структурах (K₁–Cz). С особенностями этих сочетаний тесно связаны интенсивность оруденения в рудных районах и уникальность месторождений.

Благоприятные сочетания могут быть выявлены в результате рудноформационного анализа с использованием геохимической изотопии рудогенных элементов. Влияние (унаследованность) минералого-геохимических линий докембрия очевидна в до- и

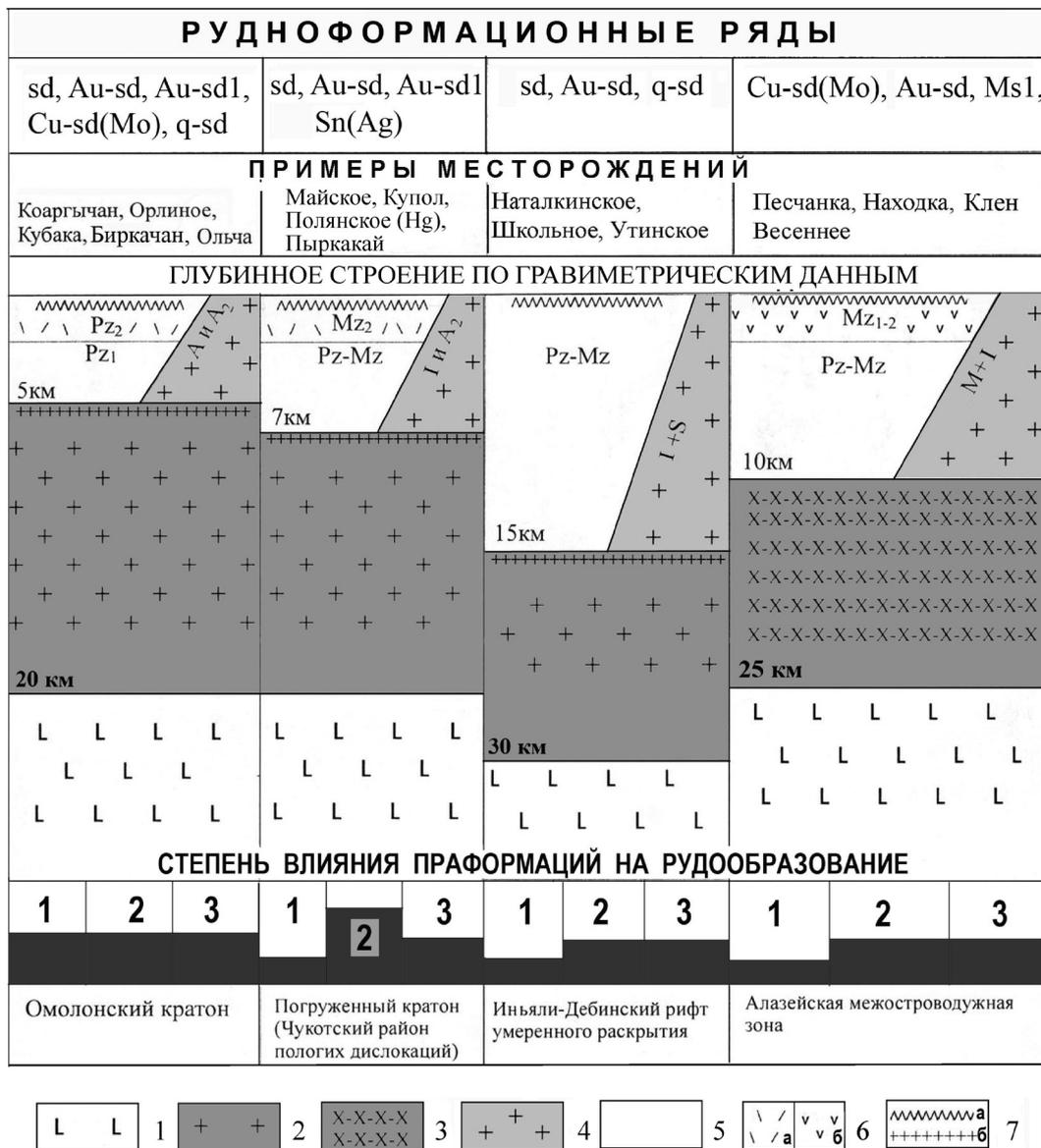


Рис. 4. Металлогеническая динамика окраинноморской литосферы (Северо-Восток России).

1–3 – слои земной коры: 1 – “базальтовый”, 2 – “гранитный”, 3 – “гранитно-метаморфический”; 4 – зоны гранитообразования; 5 – верхоянский терригенный комплекс; 6 – вулканиты: а – риолит-андезитового, б – андезит-дацитового состава; 7 – границы: а – поверхности, б – “гранитного слоя”. Рудноформационные ряды и праформации (1 – Fe, 2 – Met, 3 – Cu-Ni(Pt)) – см. подпись к рис. 1.

Fig. 4. Metallogenic dynamics of the marginal sea lithosphere (Northeast Russia).

1–3 – crustal layers: 1 – “basaltic”, 2 – “granite”, 3 – “granite–metamorphic”; 4 – granite formation zones, 5 – Verkhoyansk terrigenous complex; 6 – volcaninites: (a) rhyolite-andesite, (b) andesite-dacite; 7 – boundaries: (a) surface, (b) “granite layer”. Praformations: 1 – Fe, 2 – Met, 3 – Cu-Ni(Pt). For ore assemblages series and praformations, see fig. 1.

синаккреционных (коллизийных) структурах, а в постаккреционных (кроющих) структурах это влияние заметно снижается.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе анализа охарактеризованной выше модели металлогении окраинноморской литосферы

ры формирование крупных рудных месторождений в регионе представляется следующим.

1. В кратонных террейнах (Омолонский, Охотский) сохранилось золотоносное докембрийское оруденение железисто-кварцитового, колчеданного, мафит-ультрамафитового (Cu, Ni, Cr), уран-многометалльных рудноформационных рядов. Масштабы этого оруденения не выявлены.

2. В доаккреционный период в процессе накопления толщ верхоянского комплекса в рифтовых зонах и на погруженных микрократонах в приразломных рудоконцентрирующих зонах формировались сульфидные и сульфидно-вкрапленные сингенетичные руды. Степень их золотоносности была, по-видимому, тесно связана с унаследованной докембрийской минерализацией. На кратонных террейнах отлагались вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи с субмаринными медно-свинцово-цинковыми рудами колчеданной и порфировой формаций и их эпитеpmальными сателлитами.

3. В коллизионно-аккреционный период интенсивно развивались метаморфогенные сульфидно-кварцевые жилы, связанные с мощным гранитоидным магматизмом (Au, Sn-W и редкометалльные месторождения) и зеленосланцевым метаморфизмом. Степень золотоносности этих жил также была связана с унаследованностью от доаккреционных золото-сульфидных формаций.

4. В постаккреционный период основная часть медно- и олово-серебро-порфириновых месторождений и сопряженных с ними эпитеpmальных золото-серебряных и полиметаллических месторождений сформировалась в связи с вулканизмом ОЧВП и сопутствующим ему зонам тектономагматической активизации. Вместе с тем в связи с активизацией доаккреционных рудоконцентрирующих разломов на участках до- и синаккреционного сульфидного (преимущественно пиритового и пирротинового) оруденения сформировались мощные зоны тонкой сульфидной минерализации (арсенопирит, пирит), золотоносность которых также представляется унаследованной. В рудноформационном ряду золото-сульфидной формации Майского типа (Чукотка) отмечены также золото-редкометалльные, полиметаллические, сурьмяные и ртутные месторождения.

5. Послемеловые Корякско-Камчатские вулканогенные пояса характеризуются широким развитием палеоген-неогеновых эпитеpmальных золото-серебряных и золото-теллуридных месторождений медно-порфириновых и мафит-ультрамафитовых рудноформационных рядов.

6. По мере металлогенической эволюции мезозойд в рудноформационных рядах заметно увеличивалась роль простых (до монометалльных – золотых, золото-серебряных, сурьмяных, ртутных) месторождений.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда (грант № 14-17-00170).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Белый В.Ф., Сидоров А.А., Волков А.В., Вашилов Ю.Я. (2008) Структура и развитие Каемравеемского рудного поля (новый рудный район Чукотки). *Вулканология и сейсмология*. (3), 10-18.
- Волков А.В., Прокофьев В.Ю., Савва Н.Е., Сидоров А.А., Бянкин М.А., Уютнов К.В., Колова Е.Е. (2012) Рудообразование на золото-серебряном месторождении Купол, Северо-Восток России (по данным изучения флюидных включений). *Геология рудн. месторождений*. **54**(4), 350-359.
- Петренко И.Д. (1999) Золото-серебряная формация Камчатки. Петропавловск-Камчатский: ВСЕГЕИ, 116 с.
- Российский металлогенический словарь (2003). СПб: ВСЕГЕИ, 450 с.
- Сидоров А.А. (1995) О трех эволюционных линиях рудообразования. *Докл. АН*. **344**(2), 219-221.
- Сидоров А.А. (1998) Рудные формации и эволюционно-исторический анализ благороднометалльного оруденения. Магадан: ДВО РАН. 246 с.
- Сидоров А.А., Волков А.В. (2004) Генетическое разнообразие и конвергенция эпитеpmального золото-серебряного оруденения. *Докл. АН*. **397**(1), 72-77.
- Сидоров А.А., Волков А.В. (2006) О металлогении кратонных террейнов Северо-Востока России. *Геология и геофизика*. (12), 1242-1256.
- Сидоров А.А., Волков А.В., Алексеев В.Ю. (2013) Зоны активизации и вулканизм. *Вулканология и сейсмология*. (3), 3-14.
- Сидоров А.А., Волков А.В., Чехов А.Д. (2012) О металлогенической эволюции палеоокраинноморской литосферы мезозойд Северо-Востока России. *Вестн. СВНЦ ДВО РАН*. (1), 2-8.
- Сидоров А.А., Волков А.В., Чехов А.Д., Алексеев В.Ю. (2010) О металлогенической роли кратонных террейнов в окраинноморской литосфере (на примере Северо-Востока России). *Докл. АН*. **430**(4), 523-528.
- Сидоров А.А., Новожилов Ю.И. (1982) Существуют ли "корни" эпитеpmальных месторождений? *МАГРМ: тез. докл.* Тбилиси, 144-145.
- Сидоров А.А., Чехов А.Д. (2009) О трех главных типах литосферы Земли и их металлогенической специализации. *Докл. АН*. **427**(2), 229-232.
- Тильман С.М. (1973) Сравнительная тектоника мезозойд Севера Тихоокеанского кольца. Новосибирск: Наука, 325 с.
- Чехов А.Д. (2000) Тектоническая эволюция Северо-Востока Азии (окраинноморская модель). М.: Науч. мир., 204 с.
- Чехов А.Д., Сидоров А.А. (2009) О тектонической природе Яно-Колымского золотоносного пояса. *Докл. АН*. **424**(3), 369-373.
- Щеглов А.Д. (1976) Тектоника срединных массивов. М.: Наука, 100-108.
- Groves D.J., Condie K.C., Goldfarb R.J. et al. (2005) Secular changes in global tectonic processes and their influence on the temporal distribution of gold-bearing mineral deposits. *Econ. Geol.* **100**, 203-224.

Рецензент В.М. Нечехин

Metallogeny of the marginal sea lithosphere (Northeast Russia)

A. A. Sidorov, A. V. Volkov

Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry of RAS

Metallogenic model of the margin sea lithosphere is a complex combination of rejuvenated mineralization of the Precambrian basement terrains, of different types of sulfidized zones Verkhoyansk (Pz–J) sedimentary formations and the post-magmatic generations in accretion (J–K₁) and post-accretion (K₁–Cz) structures. The intensity of mineralization and unique ore regions are closely related to the features of these combinations. Favorable combinations may be identified as a result of geochemical isotopic ore elements. The influence (heredity) of Precambrian mineralogical and geochemical lines is evident in pre- and sin-accretion (collision) structures; in post-accretion (covered) structures this effect is markedly reduced.

Key words: *metallogeny, dynamics, model margin sea lithosphere cratonic terrains ore formations, deposits.*